

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE

---



**JAN BURDA**

**HODNOCENÍ DYNAMIKY RECENTNÍCH SVAHOVÝCH  
POHYBŮ V LOKALITĚ JEZEŘÍ**

*na základě provedeného dendrogeomorfologického výzkumu*

*Diplomová práce*

Praha 2008

---

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



---

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem předloženou diplomovou práci vypracoval samostatně za pomoci vedoucího diplomové práce, s použitím citované literatury a ostatních informačních zdrojů, které jsou uvedeny v této práci.

V Praze dne .....

.....

Jan BURDA

---

**Poděkování :**

Považuji za svou milou povinnost poděkovat panu Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. za odborné a organizační vedení při zpracování této práce, dále děkuji Mgr. Václavu Tremlovi, Ph.D. za výraznou pomoc při ztvárnění této práce.

## **ABSTRACT**

The object of this study is geomorphological research in natural hazardous area around Jezeří castle in Krušné hory Mts. This paper studies dynamics of mass movement in geologically and geomorphologically problematic area, where mining glaciote high up into the southeast-facing slope of the Krušné hory Mts. This paper presents results of dendrogeomorphological research. Trees reflect geomorphic processes in variety ways. Mass movements often causes inclination of the tree trunk, this curvature is caused by the pressure of reaction wood.

We report results of 89 cores from 35 severely tilted trees (*Fagus sylvatica*). For reasons of sample depth, the analysis was limited to the period 1900–2006. In this period was accounted growth disturbances – excentricity of annual rings and sudden growth changes. This study presents results of correlation between growth disturbances and precipitations. The mass movements dynamic (creeping of quaternary sediments) is affected by precipitations. Significantly low mass movements „rates“ can be observed during the 1940s and 1990s. In contrast, high mass movements “rates“ were identified during the 1900s and the end of 1950s and during the 1970s.

---

## **DYNAMIKA RECENTNÍCH SVAHOVÝCH POHYBŮ V LOKALITĚ JEZEŘÍ**

---

<b>1</b>	<b>ÚVOD</b>	<b>7</b>
	1.1 Cíle práce	7
	1.2 Klasifikace svahových pohybů	7
	1.2.1 Charakteristika vybraných typů svahových pohybů	9
	1.2.2 Faktory, které způsobují svahové pohyby	10
<b>2</b>	<b>VYMEZENÍ A CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ OBLASTI</b>	<b>12</b>
	2.1 Vymezení zájmové oblasti	12
	2.2 Geologická stavba v okolí zámeckého areálu Jezeří	12
	2.3 Hydrologická a hydrogeologická charakteristika	15
	2.4 Geomorfologická charakteristika oblasti	17
	2.4.1 Morfostrukturní vývoj jv. zlomového svahu	19
	2.4.2 staré svahové deformace	20
	2.5 Antropogenní zásahy ve sledované lokalitě	26
<b>3</b>	<b>METODIKA PRÁCE</b>	<b>28</b>
	3.1 Využití dendrogeomorfologie při hodnocení svahových pohybů	28
	3.1.1 Anatomie kmene stromu	28
	3.1.2 Limity pro datování dřev a dendrochronologické standardy	30
	3.1.3 Záznamy na vegetaci	30
	3.2 Odběr vzorků	35
	3.2.1 Zpracování vzorků	38
	3.2.2 Vyhodnocení vzorků	38
<b>4</b>	<b>ZHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ</b>	<b>43</b>
	4.1 Interpretace dendrogeomorfologických výsledků	43
	4.1.1 Hodnocení excentrických letokruhů	43
	4.1.2 Hodnocení náhlých růstových změn	58
	4.2 Porovnání výsledků s dlouhodobým úhrem srážek a standardní křivkou	60
	4.3 Hodnocení aktivity svahových pohybů	63
<b>5</b>	<b>ZÁVĚR</b>	<b>66</b>
<b>6</b>	<b>SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY</b>	<b>69</b>
<b>7</b>	<b>PŘÍLOHY</b>	<b>77</b>

## **SEZNAM POUŽITÝCH GRAFICKÝCH PRVKŮ**

- 1-1. Profil blokovým sesuvem
- 1-2. Profil sesuvem podle válcové smykové plochy
- 2-1. Přehledný pohled na zkoumanou oblast
- 2-2. Geologická situace okolí zámku Jezeří
- 2-3. Profil skalním zřícením u Kundratic
- 2-4. Situace sesuvných událostí na svazích Jezerky a Jánského vrchu
- 2-5. Dvouleté rozptýlené roční úhrny srážek
- 2-6. Těžba uhelné sloje při úpatí hor
- 3-1. Idealizovaný řez kmenem stromu
- 3-2. Příklady růstových disturbancí
- 3-3. Tvorba reakčního dřeva a excentrický růst letokruhů
- 3-4. Schématické znázornění různých tvarů kmene
- 3-5. Vznik jizev na vegetaci
- 3-6. Části stromu ovlivněné skalním řícením
- 3-7. Držení vrtáku
- 3-8. Příčný řez kmene nakloněného stromu
- 3-9. Příklad letokruhové analýzy
- 4-1. Počet excentrických letokruhů
- 4-2. Hodnoty  $I_i$
- 4-3. - 4-20. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$
- 4-21. Index  $I_i$
- 4-22. - 4-38. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$
- 4-39: Index  $I_i$
- 4-40. Index  $I_i$
- 4-41. Roční úhm srážek
- 4-42. Úhrny srážek ve vegetačním období
- 4-43. Standardní křivka
- 4-44. Vážený součet excentrických letokruhů.

## 1 ÚVOD

---

### 1.1 Cíle práce

Diplomová práce „*Dynamika recentních svahových pohybů v lokalitě Jezeří*“ prezentuje výsledky dendrogeomorfologického výzkumu provedeného ve sledované oblasti v roce 2007. Tato práce přímo navazuje na autorovu bakalářskou práci „*Svahové pohyby jv. svahu Kateřinohorské klenby – lokalita Jezeří*“, která byla prací rešeršní a přehledně a uceleně prezentovala výsledky dosavadních studií provedených v předpolí VČSA a v blízkosti zámku Jezeří.

Tato práce si dává za cíl uceleně prezentovat výsledky výzkumu zabývajícího se problematikou svahových pohybů ve sledované lokalitě a pokusit se stanovit, do jaké míry byly svahové pohyby ovlivněny neotektonickými pohyby a antropogenní činností - povrchovou těžbou při úpatí krušnohorského svahu. Na základě interpretace výsledků dendrogeomorfologického výzkumu a jejich následnému porovnání s úhrny srážek a výsledků geodetických měření vymezit instabilní partie svahu kde, dochází ke svahovým pohybům, případně určit rozsah, typ a konkrétní časový rámec těchto recentních pohybů. Časový rámec, ve kterém byly svahové pohyby studovány, je limitován dosahem jednotlivých vyvrtných vzorků. Jedná se o období let 1900-2006.

### 1.2 Klasifikace svahových pohybů

Svahové pohyby lze klasifikovat podle několika kritérií. Problematikou klasifikace svahových pohybů se zabývala celá řada autorů, z nichž mnozí přišli s vlastním systémem třídění. Jelikož jsou svahové pohyby podmíněny vždy místními specifickými podmínkami, je těžké stanovit vždy platnou a všezahrnující klasifikaci pohybů. Nejčastěji se svahové pohyby třídí podle rychlosti, mechanismu pohybu (viz. příloha 1 a 2), anebo podle hloubky svahového pohybu. Přehledný a ucelený pohled na třídění svahových pohybů podávají Záruba a Mencl (1987), kteří vyčleňují čtyři základní skupiny podle mechanismu pohybu: plouživé pohyby (creep), sesouvání, stékání a skalní řícení. Drží se tak klasifikace, kterou navrhl Němčok et al. (1974) a se kterou se ztotožňují i jiní autoři (např. Pichler 1998).

**PLOUŽIVÉ POHYBY (CREEP):** Jde o pomalé, dlouhodobé a nezrychlující se pohyby, jimž chybí zřetelná smyková plocha. Hloubka pohybu je různá, může se jednat o pohyby zasahující do značných hloubek (např. u blokových sesuvů a hlubinného ploužení horských

svahů), ale také o pohyby postihující jen svrchní vrstvy. Typické je hákování vrstev. Do této skupiny pohybů spadají *plouživé pohyby sutí a zvětralin, soliflukce, hlubinné ploužení horských svahů, gravitační vrásnění, vytlačování měkkých hornin na dně údolí a pomalé pohyby horninových bloků na měkkém podloží – blokové sesuvy.*

**SESOUVÁNÍ:** Pichler (1998, s. 75) definuje sesouvání jako: „krátkodobý klouzavý pohyb horninových hmot na svahu bez ztráty kontaktu s podložím.“ Od pevného podloží jsou odděleny výraznou smykovou plochou (Záruba, Mencl 1987) a sesutý materiál se hromadí v akumulární zóně a vytváří výslednou akumulární formu zvanou sesuv (Němčok et al. 1974). Rychlost pohybu je rozmanitá, od minimálních pohybů (1 cm/měsíc) až po pohyby velmi rychlé v řádech km/hod.

Němčok (in: Záruba, Mencl 1987) rozeznává: *sesouvání zemin podél rovinných nebo mírně zvlněných smykových ploch, sesouvání pelitických hornin podél zakřivených, zpravidla válcových ploch nebo zón – rotační sesuvy, sesouvání skalních hornin podél rovinných, zpravidla předurčených ploch a sesouvání podél složených smykových ploch.*

**STÉKÁNÍ:** Charakteristické svahové pohyby, při nichž pohybující se hmota obsahuje takové množství vody, že pohyb má spíše charakter tečení. Pohyb se děje na značné vzdálenosti z odlučné oblasti a během pohybu se transportovaný materiál promíchává, výslednou akumulární formou je proud. Pohybující se hmoty bývají od podloží ostře odděleny (Němčok et al. 1974).

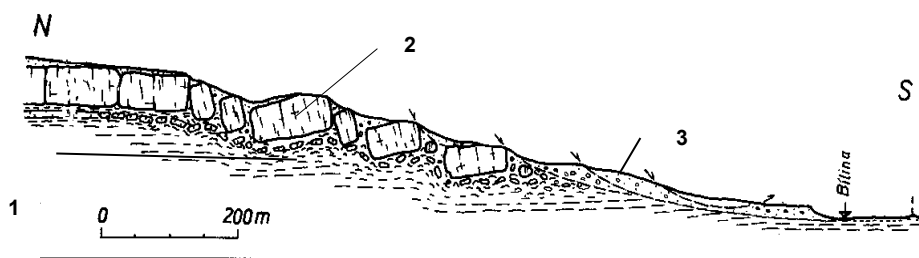
Záruba a Mencl (1987) sem řadí: *zemní proudy a přechodný typ proudové sesuvy, přívalové suťové a bahnité proudy (mury, sely), sesuvy vznikající vyplavováním písku, sesuvy citlivých jílu* a povahou sem také patří *subakvatické skluzy.*

**ŘÍCENÍ:** Označují se tak rychlé, náhlé a krátkodobé pohyby skalních bloků nebo vrstevných komplexů po strmých skalních stěnách. V prvních fázích řízení může docházet k sesouvání či ploužení a až následně může dojít k volnému pádu. Charakteristické je, že po delší či kratší dobu dochází ke ztrátě kontaktu uvolněných bloků s podložím (Němčok et al. 1974). Rychlost pohybu je značná, mnohdy přesahuje i 200 km/h (Záruba Mencl 1987). Řízení je typické pro vysoké a strmé svahy mladých horstev, nebo pohoří přemodelovaná glaciální činností. Řízení v obydlených oblastech mívá katastrofální dopady.

### 1.2.1 Charakteristika vybraných typů svahových pohybů

**BLOKOVÉ SESUVY.** V některé literatuře jsou nazývány *BLOKOVÁ POLE*. Podle Záruby a Mencla (1987) jsou charakteristické pro svahy, na nichž měkké jílovité vrstvy tvoří podklad pro pevné rozpuhané horniny. Od rozpuhaných pevných hornin se při okrajích oddělují celé bloky pevné horniny. Svou vahou se zabořují do měkkých jílů, které se plasticky vytlačují do stran. Při tomto pohybu s sebou unášejí oddělené bloky po svahu. Typické při tomto pohybu je, že se celé bloky naklánějí proti svahu, což je způsobeno pohybem dolní části bloku po plastických jílech.

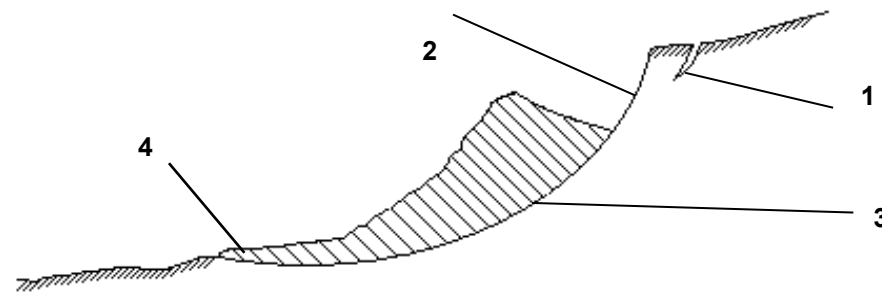
Rychlost pohybu je velmi malá, pohybuje se v řádech mm/rok, někdy i menších. Tento druh svahových pohybů má charakter ploužení (Záruba, Mencl 1987), ve výjimečných



1-1. Profil blokovým sesuvem na jižním svahu Rovného u Stadic. 1 – tufy a tuřity, 2 – olivinický nefelinit, 3 – sesuté hmoty. (upraveno podle Pašeka a Demka 1961, in: Záruba a Mencl 1987).

případech dochází k urychlení pohybu. Zejména zvýšená dotace vodních srážek může způsobit náhlé a rychlé sesouvání s katastrofálními důsledky, zvláště jedná-li se o obydlenou oblast (jejich podrobný popis poskytují Záruba a Mencl, 1987 - kap. 5 a 12).

**ROTAČNÍ SESUVY.** Tento druh hlubokého sesuvu je specifický svou charakteristickou formou, která je ovlivněna zakřiveností smykové plochy (obr. 1-2). Záruba (1987, s. 102) říká, že: „Ve stejnorodých horninách lze tvar smykové plochy pokládat za rotační válcové plochy.“ Smykové plochy vznikají v pelitických horninách jen částečně zpevněných nebo nezpevněných vůbec. Odlučná oblast má konkávní tvar, v těle sesuvu vznikají trhliny, kde hromadí se voda negativně působí na stabilitní poměry svahu (Záruba, Mencl 1987).



1-2. Profil sesuvem podle válcové smykové plochy: 1 – tahové trhliny nadodlučnou oblastí, 2 – odlučná stěna, 3 – smyková plocha, 4 – čelo sesuvu.



Často se rozsah sesuvu zvětšuje, odlučná stěna se posouvá hlouběji do svahu, přičemž se přizpůsobuje geologickým podmínkám svahu (Záruba, Mencl 1987). Při sesuvu je často aktivní značné množství horniny, podle Záruby (1987, s. 103) mnohdy i miliony m<sup>3</sup> hmoty.

**ZEMNÍ PROUDY A PROUDOVÉ SESUVY.** Zásadní roli při tomto druhu svahového pohybu hraje voda, která mu dává ráz stékání. V první fázi často dochází k usmyknutí podél zakřivené smykové plochy. Proto mnohdy mají proudové pohyby zpočátku ráz rotačního sesuvu a charakter proudu nabírají až při kontaktu s vodním tokem, např. s potokem (jak uvádí Záruba a Mencl 1987).

Tyto pohyby vyžadují určité geologické a geomorfologické podmínky. Podle Záruby a Mencla (1987, s. 119) mají: „...obvykle rozlehlou odlučnou oblast v horní části svahu, z níž rozštělené svahové suti a zvětraliny odtékají ve tvaru úzkého proudu k úpatí svahu, kde se tvoří bočníkovitá akumulární oblast.“ Rovněž také konstatují, že zemní proudy a proudové sesuvy využívají morfologie krajiny, které přizpůsobují tvar, např. erozní rýhy, koryto potoka atd.

Zemní proudy dosahují značných rychlostí, a to až 20 m/h (Řepka in: Záruba a Mencl 1987, s. 119). Rychlost pohybu proudových sesuvů je podle Záruby a Mencla (1987) výrazně menší, udávají hodnoty pouze v cm/h.

**PLOŠNÉ SESUVY.** Rozeznáváme rovinné nebo pouze mírně zvlňené smykové plochy. Většina těchto svahových pohybů se u nás týká kvartérních pokryvů. Postihuje svrchní vrstvy v mocnosti 2-3 m, které se pohybují po povrchu skalního podkladu. Velký plošný rozsah těchto pohybů je charakteristický, tyto sesuvy se rozšiřují vzhůru proti svahu. Pro jejich vznik hrají zásadní roli srážková voda, voda tajícího sněhu a odkryvy hornin při úpatí svahu.

### **1.2.2 Faktory, které způsobují svahové pohyby**

Svahové pohyby jsou ovlivňovány několika faktory, které podmiňují vznik a pohyb sesuvu. Konkrétní geologická struktura, vlastnosti hornin, hydrogeologické poměry a morfologický stav vývoje krajiny predisponují svah k náchylnosti k sesouvání (Záruba, Mencl 1987). Vlastní faktory, které napomáhají ke změnám rovnováhy ve svahu, bývají často spojeny s činností člověka. Záruba a Mencl (1987) mezi zásadní faktory, které přímo podmiňují pohyby, řadí:

**ZMĚNA SKLONU SVAHU:** Přirozeně je způsobovaná erozními procesy. Často k ní dochází vlivem činnosti člověka, např. těžbou v lomech, výstavbou silnic atd. Nárůst sklonu svahu

zapřičiňuje změny v horninovém napětí, dochází tak ke vzrůstu napětí ve smyku, což přímo narušuje stabilitu svahu.

**ZVĚTŠENÍ VÝŠKY SVAHU:** Může se jednat o dopad výkopových prací, nebo jen o výsledek erozního procesu. Uvolnění bočního napětí je příčinou vzniku puklin rovnoběžných s povrchem svahu.

**PŘÍTÍŽENÍ SVAHU:** Násypy, haldy atd. způsobují vzrůst smykového napětí a také zvětšení napětí vody v pórech, což zmenšuje pevnost horniny ve smyku.

**OTŘESY A VIBRACE:** Může se jednat o tektonická či vulkanická zemětřesení, otřesy způsobené stroji nebo výbuchy náloží, které tak vyvolají dočasné změny napětí v horninách. To může vést k poruchám rovnováhy ve svahu.

**VODA:** V tomto případě se jedná o široké spektrum dopadů. Srážkové či tající vody následně způsobují nárůst napětí vody v pórech a oslabují tak pevnost ve smyku. Hladina podzemní vody působící na nadložní nepropustné vrstvy může rovněž vést k destabilizaci svahu. Zamrzající voda tvořící trhliny uvnitř svahu snižuje soudržnost horniny. Dále má značný vliv voda podzemní, která může vyplavovat rozpustné materiály nebo odnášet drobné částice zeminy a vytvářet tak podzemní dutiny. Při nasycení nadložních propustných vrstev vodou může docházet k jejich sjíždění po nepropustném podloží. Tato situace je charakteristická pro flyšové oblasti.

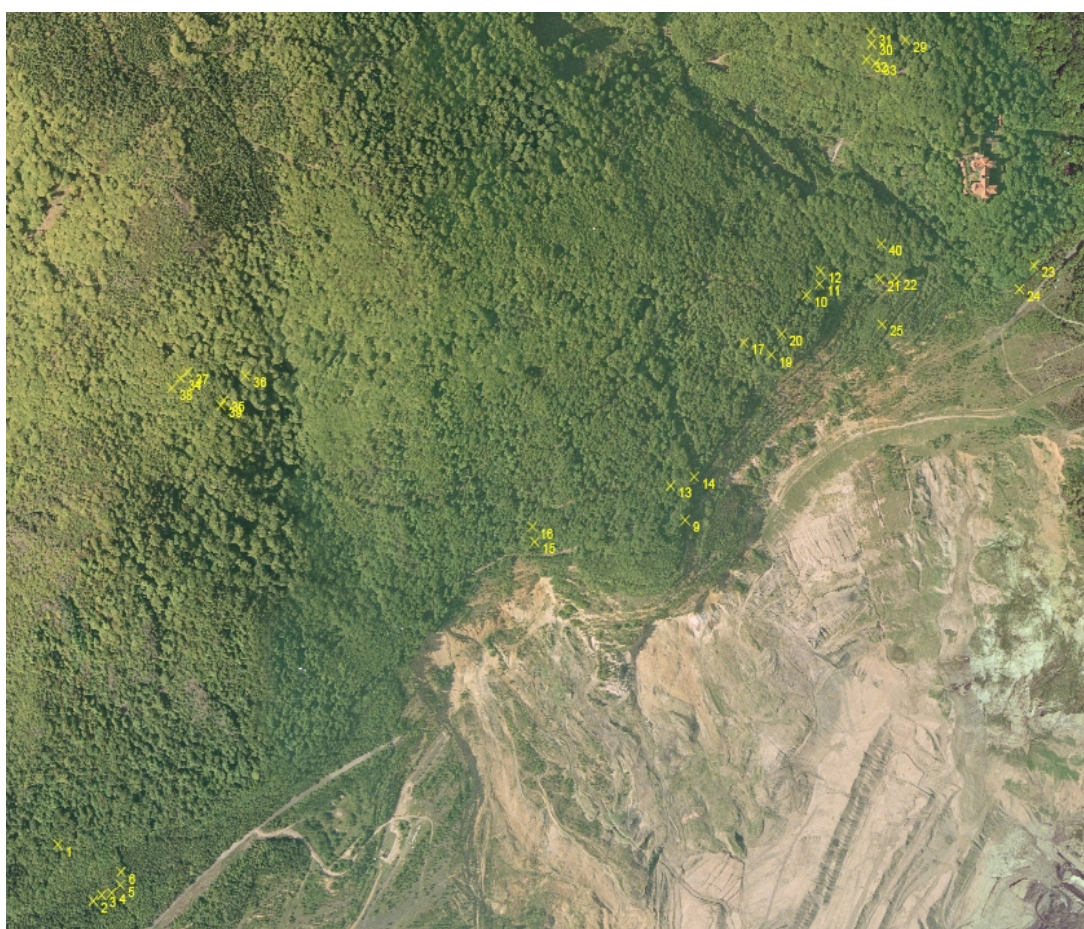
**ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN:** Vlivem mechanického i chemického zvětrávání dochází k porušování soudržnosti hornin.

**ZMĚNA VEGETAČNÍHO POKRYVU:** Odlesňování svahů způsobuje rozvolnění svahu, neboť kořeny stromové vegetace mechanicky přispívají k udržení stability a vysušují půdní profil. V některých případech aktivních sesuvů může mít deforestrace ale vliv kladný, neboť odlesněním lze dosáhnout odlehčení svahu.

## 2 VYMEZENÍ A CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ OBLASTI

### 2.1 Vymezení zájmové oblasti

Území, které je v této diplomové práci zkoumáno, se nachází v Krušných horách v oblasti Kateřinohorské klenby. Lokalita zámku Jezeří je situována na jv. svahu Krušných hor mezi Jánským vrchem a Kapucínem. Administrativně leží pozorovaná oblast na území okresů Most a Chomutov. Hlavním předmětem zájmu je svah se zámeckým areálem Jezeří, tedy oblast styku Krušnohorského krystalinika a sedimentů Mostecké pánve.



2-1. Přehledný pohled na zkoumanou oblast, body vyznačují pozici zkoumaných stromů (podklad: ZABAGED).

Oblast zájmu je vymezena zkoumanými stromy (obr. 2-1.), v širším pojetí lze zkoumanou lokalitu chápat jako území mezi Vesnickým a Černickým potokem, z jihovýchodu limitované závěrným svahem VČSA. Jako severozápadní hranici zájmového území lze chápat linii vrcholů Jezeří (707 m ; mnohdy i v odborné literatuře označovaný jako Jezerka podle stejnojmenné Národní přírodní rezervace), Jánského vrchu (738,8 m) a Kapucínského vrchu (742,9 m), jehož vrchol však již leží mimo sledované území (viz. Příloha 4). Jezeří leží

zhruba uprostřed této oblasti ve výšce 387 m n.m. Nejvyšší bod sledované oblasti představuje Jánský vrch, jehož vrchol je součástí sz. hranice oblasti, nejnižší místa leží ve výškách pod 250 m n.m. (dolové VČSA).

## **2.2 Geologická stavba v okolí zámeckého areálu Jezeří**

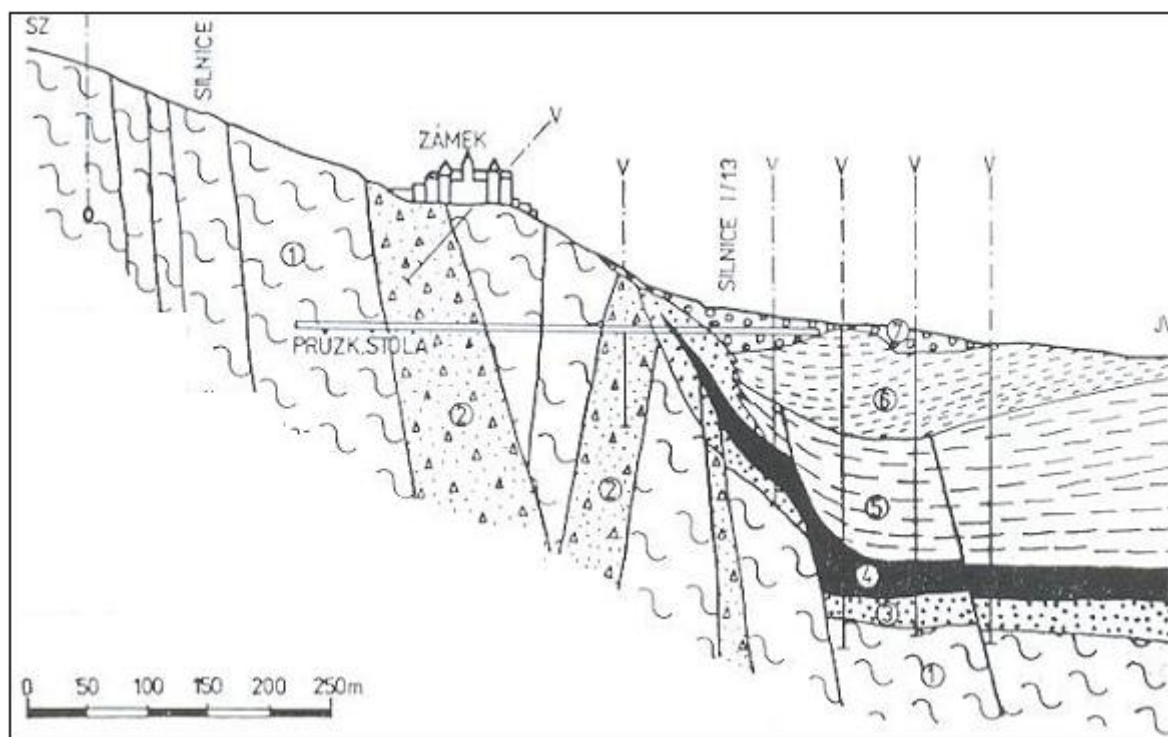
Český masív, jehož součástí jsou i Krušné hory, představuje prvohorní stavební jednotku střední Evropy stejně tak jako např. Vogézy, Schwarzwald a Harz, které dnes představují reliktů původního evropského variského orogénu. Prvohorní černouhelné pánve vznikaly v mezihorských depresích od karbonu až po perm (Brus a Hurník 1973).

Po většinu druhohor, během triasu a jury, byl Český masív převážně souší. Rozsáhlá mořská transgrese postihla Český masív až ve svrchní křídě, přibližně na přelomu mořského cenomanu a spodního turonu, kdy moře proniklo až do oblasti středních Čech a k úpatí Krušných hor, mořská sedimentace pokračovala až do svrchního turonu, někde až do senonu (Malkovský 1985, Brus a Hurník 1973). V některých oblastech vlastní mořské transgresi předcházela sladkovodní sedimentace. Tropické a subtropické zvětrávání marinních sedimentů po ústupu moře zde zapříčinilo vznik kaolinických a lateritických zvětralin (Brus a Hurník 1973).

Díky teplému a humidnímu klimatu byla krušnohorská oblast mocně denudována a v oligocénu již představovala parovinně zarovnanou jednotku. Tektonická odezva na oligocenní orogenní aktivitu v alpsko-karpatské oblasti však zapříčinila opětovné zmlazení reliéfu. Tektonický zdvih a oživení starších zlomů doprovázel třetihorní vulkanismus typickými znělcovými a bazaltovými vyvěřelinami a značným množstvím tufů (Brus a Hurník 1973). Po ukončení hlavních vulkanických projevů byla krušnohorská oblast silně denudována působením subtropického klimatu.

Mocné jezerní sedimenty podkrušnohorských pánví dokazují vznik rozsáhlé jezerní pánve, která se utvářela mezi zdvihajícími se Krušnými horami, hrástí Českého středohoří a vulkanity Doupovských hor. Díky teplému klimatu se v jezerní pánvi vyvinul bažinný prales (Brus a Hurník 1973). Ve stejném období započal vznik uhelné sloje, která je ale lokálně degradována sedimenty říčních delt. Oživení vulkanismu ve středním miocénu představuje podle Bruse a Hurníka (1973) spodní hranici pánevní sedimentace. Pliocenní tektonika pak dokončila zdvih Krušných hor do dnešních středohorských výšek.

Kateřinohorská klenba má plochou antiklinální stavbu, jejíž osa probíhá přibližně ve směru Z-V, mnohde je postižena četnými zlomy, zejména ve směru SZ-JV (Škvor 1975). Jádrem této klenby tvoří ortoruly, k nimž přiléhají obalové série krystalických břidlic (Brus a Hurník 1983). Foliac těchto hornin v okolí zámku upadá podle Marka (1983a) vějířovitě do pánve většinou k SV a jejich sklon přesahuje hodnotu 50°, výjimečně i hodnotu 70°. Krušnohorské krystalinikum sledované oblasti v okolí zámeckého areálu Jezeří se vyznačuje značnou hustotou poruchových zón, přičemž se zde uplatňuje směrná tektonika i tektonika příčná. Tento systém zlomů se uplatňuje i ve vrcholových oblastech masívu (Marek 1983a, 1994). Tyto poruchy tudíž člení horský masív do soustavy ker, vlastní zámek Jezeří tak spočívá na „morfologicky vysunutém skalním ostrohu“ (Valeš 1998, s. 100). Marek (1983a) s tímto tvrzením souhlasí, avšak rozšiřuje jej o hypotézu, že novější části zámku spočívají již na nezpevněných sutích pocházejících z menšího fosilního sesuvu.



2-2. Geologická situace okolí zámku Jezeří v Krušných horách. 1 – pevné krystalinikum s naznačeným úklonem foliace, 2 – poruchové zóny, 3 – klastické neogenní sedimenty, 4 – uhlí, 5 – neogenní jíly s naznačeným zvrstvením, 6 – neogenní jíly porušené, 7 – kvartérní sedimenty, V – průzkumné vrty (Marek 1983a).

Detailnější náhled na stávající geologické poznatky a nový pohled na tektonické poměry monitorované oblasti přinesla průzkumná štola proražená pod zámkem a dále několik vrtů, které byly provedeny v okolí zámeckého areálu Jezeří (viz. 3-2.). Štola byla vybudovaná mezi lety 1980-1981. Štola ve své přední části prochází kvartérními sedimenty, proluviačními a deluviačními sutěmi, které následně přechází do neogenních jílu. Strmost úklonu těchto jílu udává Marek (1983a) na 45-55° směrem do pánve. Tyto jíly jsou povrchově porušeny přibližně do hloubky 80 m (Marek 1983a). Pichlera (1998) uvažuje, že



porušenost jíly je způsobena oxidačním působením vody a vzduchu, rovněž také vlivem pleistocenního periglaciálního klimatu. V nižších partiích jsou tyto porušené jíly střídány horizontálně uloženými jíly nebo jíly šikmo zvrstvenými.

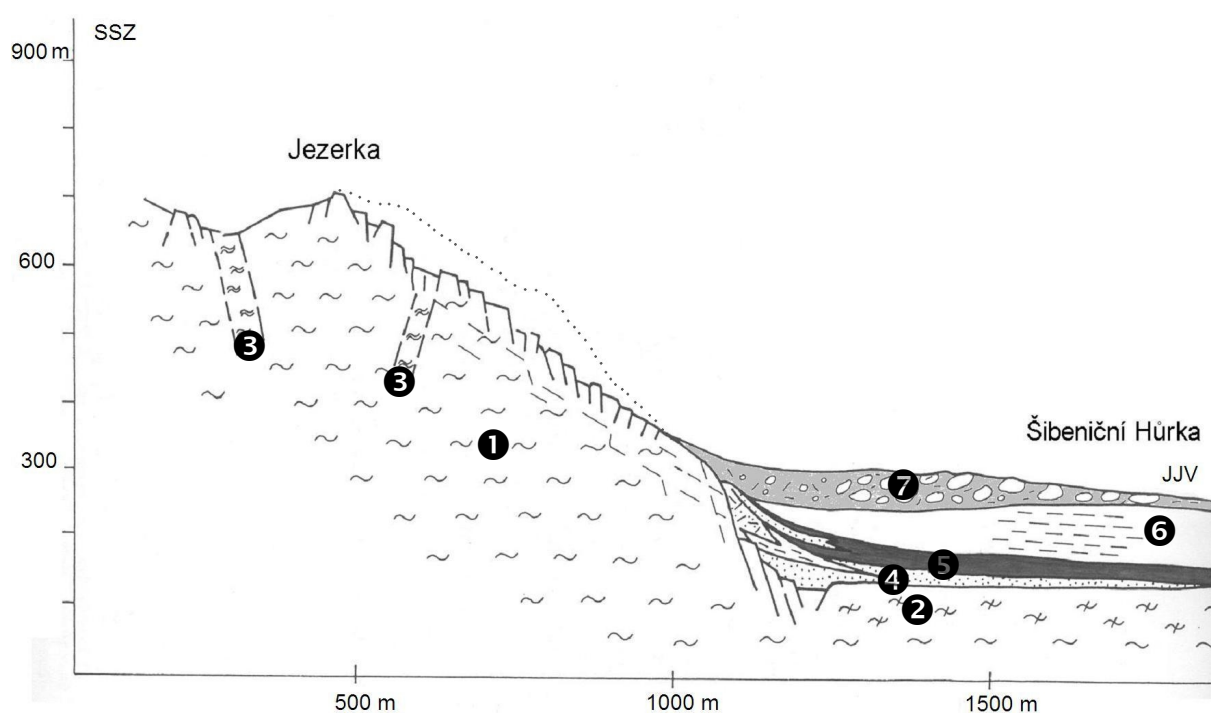
Štola dále prochází uhelnou slojí. Zde při úpatí hor se sloj uklání ve sklonu cca 50° souběžně se svahem (Marek 1983a). Sloj je horizontálně uložena až do blízkosti hor, kde se v jejich úpatí zdvihá. Toto ukloněné uložení sloje je zřejmě důsledkem bezzlomového vlečení pánevních vrstev. Uhlí sloj horizontálně uložená pod neogenními sedimenty dosahuje průměrné mocnosti 30 - 35 metrů, v některých případech dosahuje i mocnosti 50 metrů (jak uvádějí Brus a Hurník 1975, Marek 1983a,b a další). Horáček (1994) a jiní autoři (Marek 1983a, Brus a Hurník 1975) dále uvádějí, že pod slojí jsou uloženy různé druhy klastických pískovců, brekcí a slepenců, které jsou výsledkem mělkovodní jezerní nebo příbřežní miocenní sedimentace. Maximální mocnost pánevních sedimentů dosahuje pod zámkem 230,8 metru. Podloží pánve je tvořeno krystalinikem, které je však podle Marka (1983a) silně zvětralé.

Štola dále prochází zásadní, přibližně 40 metrů mocnou poruchovou zónou. Tato tektonická brekcie tak z JV limituje blok méně porušeného krystalinika, na němž spočívá vlastní gotické jádro zámku. Tento kompaktní blok, přibližně 100 metrů mocný, je střídán další výraznou poruchovou zónou, jejíž mocnost je odhadována na 70 metrů. Charakteristické jsou zde mechanicky i chemicky velmi silně porušené ruly. Vlastní masív neporušeného krystalinika, na němž spočívá zámek, představuje klín z obou stran omezený výraznými poruchovými zónami. Orientaci a geometrii poruchových zón oddělujících blok neporušeného krystalinika pomohl určit vrt vedený šikmo pod zámkem a rozrážka v průzkumné štole (viz. 3-2.). Porucha při úpatí svahu je strmě ukloněna do hor, přibližně pod úhlem 70°, zatímco poruchová zóna výše ve svahu se pod stejným úhlem uklání směrem do pánve (Marek 1983a, b).

Dále štola pokračuje do pevného krystalinika, přičemž Marek (1983a, s. 234) zde ještě vymezuje přechodnou zónu mocnou několik desítek metrů, kde je „hornina ve formě různě velkých celků, vzájemně stočených a rozházených“. Ve staničení 383 metrů se podle Horáčka (1994) však již setkáme s technicky zdravou plástevnatou rulou, ale vlastní přechod v pevný masív není dobře zřetelný.

U Jánského vrchu a Jezerky se setkáváme s odlišnými geologickými poměry. Strmý svah Jezerky je při úpatí svahu limitován signifikantní poruchou, která podle Horáčka (1994) probíhá podél úpatí v přímém kontaktu s pánevními sedimenty. Výše ve svahu se již s dalšími poruchami nesetkáme, proto o kulisové stavbě tedy v případě Jezerky hovořit nelze. Masív Jezerky je tedy tvořen technicky zdravou nebo slabě navětralou horninou. Marek

(1994) chápe celý JV svah Jezerky jako vypreparovaný relikt zadní části starší poruchy, která oddělovala dnes zřícenou partii svahu. Tento rozsáhlý skalní sesuv bývá interpretován jako odezva na tektonické pohyby horského masivu v průběhu pleistocénu (Kalvoda et al. 1994, Zmítka 1983, Špůrek 1874, Váně 1960). Kvartérní sedimenty při úpatí zde dosahují mocnosti místy přesahující až 70 m. Tato akumulace je výsledkem již zmiňovaného pleistocenního pohybu, ve středu akumulace leží vylomený masivní skalní blok o rozměrech 150 x 100 m (podrobněji viz stať 3.4.1). Shodné rysy vykazuje i západní část svahu Jánského vrchu, jeho východní část vykazuje kulisovou stavbu podobně jako svah v okolí zámku Jezeří. Vrcholové partie obou vrchů jsou součástí kompaktního hlavního horského masivu.



2-3. Profil skalním zřícením u Kundratic se znázorněním odhadovaného průběhu původního svahu. 1 – rula, 2 – kaolinizovaná rula, 3 – tektonicky oslabená rula, 4 – písčité příbřežní sedimenty, 5 – uhelná sloj, 6 – jílovité tercierní sedimenty, 7 – sutě a skalní zřícení (upraveno podle Rybáře 1979).

### 2.3 Hydrologická a hydrogeologická charakteristika

Zkoumanou oblastí protéká několik horských potoků, sledovaná oblast je limitována tokem Vesnického potoka na JZ a severovýchodní hranici představuje Černický potok. Mezi oběma toky, ve svahu nad zámek Jezeří, lze pozorovat převedený Šramnický potok. Souběžně s úpatím hor potom protéká Albrechtický potok. Silná hloubková a zpětná eroze těchto toků významným způsobem modelují ráz celého svahu. Tato horská soutěskovitá údolí jsou velmi strmá a hluboká.

Vesnický potok má od pramene k přeložce délku cca 5 km. Přibližně na třetím km potoka bylo vystavěno vodní dílo Jezeří. Povodí potoka má plochu 2,8 km<sup>2</sup>, průměrná dlouhodobá roční hodnota průtoku (Qa) je 35 l/s, průměrný 355denní průtok (Q355d) je 3,7 l/s [4]. Potok je levostranným přítokem řeky Biliny.

Šramnický potok tekl dříve ze svahu nad zámkem do Komořanského jezera. Dnes jsou jeho vody štolou převedeny mimo oblast (podrobněji stat' 4.2.1). Délka potoka od pramene k přeložce je přibližně 4 km. Černický potok je z toků nejdelší, jeho délka je přibližně 6 km. Ve vrcholové oblasti teče téměř východním směrem, přibližně na třetím km se jeho tok prudce stáčí k jihu. Vody potoka jsou štolově odvedeny do přeložky, kterou je voda svedena do Loupnice.

Hlavní problém, který byl v souvislosti se svahovými pohyby v pozorované oblasti řešen, se týkal odvedení pozemní vody, jež přitékala do závěrných svahů VČSA a narušovala tak celkovou stabilitu svahu. Ve zkoumaném území byla voda do oblasti těžby přiváděna Vesnickým, Šramnickým, Albrechtickým a Černickým potokem. Toky přiváděly vodu z horské oblasti do pánve (významnou vodní plochou oblasti byla nádrž Dřínov). Spolu s povrchovou vodou byla horskými potoky přiváděna i voda pozemní. Tyto potoky tedy dotovaly podzemní vody, které proudily kvartérními sutěmi do pánve. Jelikož při úpatí leží sutě a zřícené hmoty na nepropustných jílech, mohlo tak snadno dojít k zvodnění těchto kvartérních sedimentů. Po zahájení těžby v pánvi bylo proto nutné přitékající vodu z oblasti těžby odvést a zabránit tak nadměrnému zvodnění nově vzniklých svahů, které by se staly nestabilními. Cílem prací bylo odvést vodu povrchovou i vodu podzemní.

Vody Šramnického potoka jsou z oblasti odváděny přeložkou Podkrušnohorského přivaděče, který odvádí vodu z oblasti. Voda přiváděná do oblasti těžby v sutích byla odkloněna podzemní stěnou. Ta je vybudována ze sypaného a hutněného nepropustného jílu. Stěna sahá zvětralinovým pokryvem až k pevnému krystaliniku, do kterého je injektáží zavázána do hloubek cca 18 m, zachycená podzemní voda je následně potrubním systémem odváděna do přeložky potoka (Haas 1998).

Obdobně bylo řešeno odvedení vod Šramnického a Černického potoka. To bylo zajištěno vybudováním dvou štol při úpatí hor. V údolí Šramnického potoka, nad zámkem Jezeří, byla vybudována podobná stěna jako v předchozím případě. Voda je odváděna přibližně 1 km dlouhou štolou do údolí Černického potoka. Štola probíhá souběžně s úpatím hor pod dvěma lokálními elevacemi navzájem oddělenými depresí, maximální výška nadloží je 106 m. Vlastním údolím Černického potoka je voda vedena povrchově k další štole, tato vzdálenost přesahuje 200 metrů. Z údolí Černického potoka je pak vyhloubena cca 250 metrová štola, která odvádí vodu do přeložky Šramnického a Černického potoka. Štola



protíná návrší hrádku Alberk, kde dosahuje maximální výška nadloží 56 m. Během prací byly na některých místech ve štolách zaznamenány poruchy příčné i směrné orientace s diskolačními plochami vzdálenými i přes 1 m a vyplněnými silně zjílovatělou drtí (Marek 1980). Autor si dále všímá, že puklinami docházelo k nevelkým průsakům podzemní vody do štol, největší průsak byl v delší štole a to 5 – 10 l/s. Průsaky však ustaly během několika týdnů. Méně významné průsaky byly sledovány i ve štole pod zámkem Jezeří. Marek (1983a) uvádí, že k průsakům docházelo z partií krystalinika za poruchovými zónami, zatímco vlastní velké kaolinizované poruchové zóny byly bez průsaků. Tyto poruchy vytvářejí přírodní nepropustné stěny, které vzdouvají vody v krystaliniku nad nimi.

Voda je tedy z kvartérních sedimentů odváděna přeložkami mimo rizikovou oblast. Toto odvedení podzemní vody má zajistit stabilitu závěrných svahů VČSA. Tímto zásahem tudíž odpadá riziko nadměrného zvodnění suťových sedimentů podzemními vodami. Jelikož ale štolové převedení Šramnického a Černického potoka zasáhlo některé významné poruchy krystalinika, obává se Marek (1980), že při porušení štol by mohlo dojít k průsaku odváděné vody do masivů, což by mělo za následek zhoršení stabilitních poměrů v oblasti.

## **2.4 Geomorfologické poměry sledované oblasti**

Morfologii oblasti ovlivňuje krušnohorský zlom, který má v této lokalitě zásadní strukturně-geologický význam (Horáček 1994), silně se také uplatnila erozní činnost horských potoků, v pleistocénu modelovaly horský masív periglaciální jevy a svahové procesy. V současné době nejvíce krajinný ráz ovlivňují antropogenní jevy spojené s těžbou VČSA.

Jihovýchodní zlomový svah se v pozorované oblasti nad Mosteckou pánví zdvihá velmi příkře, sklon místy přesahuje 35°. Původně kompaktní jednotný zlomový svah byl významně ovlivněn erozní činností horských potoků, projevil se rovněž nivační a periglaciální procesy v období pleistocénu.

Zlomový svah je stále možno pozorovat v oblasti Jezerky, Jánského vrchu a v některých partiích zámeckého svahu. V oblasti Jezerky a části Jánského vrchu je okrajový zlomový svah až na depresi oddělující oba vrcholy jednolitý a neporušený a zasahuje až do vrcholové oblasti. Svah, ve kterém je situován zámek Jezeří, a severozápadní část Jánského vrchu vykazují schodovitou stavbu, zlomový svah je rozčleněn do pěti dílčích ker (Marek 1994b). Zlomový ráz svahu vykazuje pouze spodní zlomový stupeň, ve vyšších partiích se zlomové svahy projevují jen místy, naopak svahy mají spíše erozně-denudační ráz (Král

1968).

Horské potoky stékají kolmo k úpatí v místech největšího spádu, nebo využívají příčných poruch (Král 1968). Potoky vyhloubily velmi strmá údolí a rozčlenily tak zlomový svah. Vlivem erozní činnosti potoků a pleistocenní soliflukce mají v ostatních případech svahy charakter erozně-denudační, či čistě erozní (Kalvoda et al. 1994). Denudační svahy jsou typické pro vrcholové oblasti klenby, kde se rovněž uplatnila kryoplanace, tato partie ale již není předmětem zájmu. Erozní činnost potoků v mnohých případech setřela zlomový charakter některých z těchto svahů založených na tektonických poruchách (Machatschek: in Vilímek 1994), proto se některé svahy jeví jako erozní. Horská údolí, která potoky vyhloubila, jsou hluboká a jejich svahy jsou strmé. Lokálně se lze setkat i s převýšením 100-150 m na 0,5 km. Údolní nivu jsem pozoroval pouze v úpatní partii, vyvinuta je jen velmi úzce, jak potvrzuje i Král (1968). V oblasti, kde ke svahu pronikla těžba VČSA, jsou svahy antropogenního původu, jejichž strmost bývá extrémnější než v jiných partiích svahu. Tyto svahy jsou hojně porušovány svahovými pohyby.

Na svazích lze pozorovat celou řadu tvarů vzniklých v pleistocénu periglaciální modelací. Svahy jsou pokryty typickým ostrohranným deluviem, které má zejména na svazích Jezerky a Jánského vrchu mnohdy charakter kamenných moří. Deluvium se akumulovalo u paty svahu, kde vytvářelo suťový pokryv o různé mocnosti 10-20 m (Marek 1994a), při ústí potoků tekoucích z hor do pánevní oblasti bylo možno lokalizovat i dejekční kužely (Kalvoda et al. 1994 a jiní), tyto partie jsou ve velké míře dnes již odtěženy. Největších mocností dosahovaly sutě v okolí Šibeniční hůrky, kde dosahovaly 70 m. Tato akumulace je výsledkem rozsáhlého skalního zřícení z pleistocénu.

Dále zde vznikla celá řada mrazových srubů a srázů, ve vrcholových oblastech lze pozorovat skalní výchozy. Deprese, které oddělují jednotlivé skalní výchozy, jsou vyplněny eluviální sutí (Vilímek 1994). Významnou měrou ovlivnila morfologii krajiny i soliflukce, která zapříčinila asymetrii svahů či údolí. V některých partiích způsobila rozptýlení kamenných sutí na značné vzdálenosti.

Zámek Jezeří je z geomorfologického hlediska situován ve vysokém a strmém svahu, přibližně 80 metrů nad úpatím. Svah je v této partii rozčleněn stupňovitě do soustavy pěti ker, které jsou odděleny poruchami směrného průběhu.

### **2.4.1 Morfostrukturní vývoj JV zlomového svahu**

Jihovýchodní svahy Krušných hor se velmi strmě zdvihají nad oblastí podkrušnohorských pánví a v krajině tak tvoří výraznou dominantu. Většina odborné literatury považuje tento svah za zlomový, ať už v celé délce nebo jen v některých úsecích. Odlišný pohled navrhl Hurník (1982a), který ve svém pojetí vyloučil tektonické omezení Krušných hor vůči hnědouhelným pánvím. Hranici hor a pánví interpretuje jako: „zónu středního ramene čtvrtohorní velevrasy“, přičemž za sedlo velevrasy považuje vrcholovou oblast Krušných hor, oblast pánví potom za koryto velevrasy. Celkovou amplitudu této velevrasy odhaduje přibližně na 1000 m. Kopecký et al. (1985) s tímto pojetím nesouhlasí a jihovýchodní svah označují za zlomový. Vývoj krušnohorského zlomu posuzuje v souvislosti s vývojem oherského riftu, za jehož součást tento zlom považují. Pojetí velevrasy vylučuje, protože: „rifty jsou místy rozpínání a ztenčování zemské kůry, nelze krušnohorský zlom interpretovat jako střední rameno megaflexury, neboť vrásová tektonika, k níž megaflexura patří, je zúžením prostoru a vede naopak ke zvětšení mocnosti kůry“ (Kopecký et al. 1985, s. 166). Tektonické pojetí zastávají i jiní, např. Král (1968), Vilímek (1992) a Malkovský (1977), kteří tvrdí, že souběžně se zdvihem Krušných hor docházelo k bezzlomovému vlečení pánevních sedimentů. Vůči pánvím ostrý průběh úpatí hor, dále množství mladých facetových svahů a přítomnost terciárního a kvartérního vulkanismu, tak jak ho dokumentuje Kopecký et al. (1985), skutečně indikují zlomové omezení Krušných hor vůči podkrušnohorským pánvím.

Vývoj JV krušnohorského svahu, tak jak ho známe dnes, lze sledovat přibližně od konce třetihor. Prakticky po celé třetihory docházelo v pánevní oblasti k prohýbání paroviny a k sedimentaci, Kopecký et al. (1985) do tohoto období také datují několik vulkanických fází, z nichž nejpodstatnější spadá do spodního miocénu. Během této fáze vznikly vulkanické ostrovy Doupovských hor a Českého středohoří. Výzdvih bloku Krušných hor započal na konci miocénu a pravděpodobně pokračoval během pliocénu až do kvartéru. Král (1968) a další (Kopecký et al. 1985, Malkovský 1977) přitom kladou důraz na pliocenní fázi zdvihů. Důkazy pro post-miocenní vertikální pohyby podává Král (1968, s. 43-44), hovoří o atypickém uložení čedičových a křemencových příkrovů v okolí vrchů Hradiště (593,7 m) a Dubového vrchu (569,4 m).

Tektonická aktivita v alpsko-karpatské oblasti a s ní spojená neotektonika způsobily oživení kerných pohybů i v oblasti Krušných hor. Podle Kopeckého et al. (1985) se neovulkanická kerná omezení uplatňují jen minimálně (nejvýznamnější je janovská porucha s linií poruchy 90°), nejvíce se neotektonika projevila oživením starších linií, dominují linie

hercynského systému (62°, 116° a 152°), linie kaledonského systému (70°) a další. V podstatě tak byla souběžně s osou hercynského systému na jedné straně vyzdvížena masivní tektonická kra Krušných hor a na straně druhé došlo k poklesům krystalinika pánví. V oblasti kateřinohorské klenby se uplatnily i další směrné poruchy, které daly vzniknout zlomovým stupňům a kulisovému rozčlenění hor (Král 1968, Kopecký et al. 1985).

Zdvih krušnohorského bloku výrazně změnil hydrologické poměry v oblasti, původní parovina byla odvodňována k SZ do mořského zálivu. Obrácení směru toků směrem do pánve mělo za následek významnou fluvialní modelaci reliéfu jihovýchodního svahu. Krátké svahové toky (dosahují délek 7 – 15 km) si silnou zpětnou erozí vyhloubily úzká údolí s příkrými svahy. Tyto bystřinné toky mají velký spád a specifický odtok, který se pohybuje kolem 10 l/sec (Brus a Hurník 1973). Říční niva je vyvinuta jen minimálně nebo často chybí úplně (Král 1968). Potoky a řeky se ve svých tocích často přizpůsobují poruchovým liniím.

Kvartérní vývoj vývoj svahu byl ovlivněn především významnými změnami klimatu a během posledních sta let silnou antropogenní činností. Český masiv ležel v období pleistocénu v periglaciální zóně mezi severským kontinentálním ledovcem a oblastí pokrytou alpskými horskými ledovci. Periglaciální klima zanechalo v reliéfu Krušných hor výrazné stopy. Kryoplanací došlo ve vrcholové partii k zarovnání reliéfu, lokální elevace jsou tvořeny výstupy odolnějších hornin. Během holocénu vznikla při úpatí a zejména na svazích celá řada destruktivních tvarů (skalní věže, mrazové sruby, skalní výchozy atd.), ale také se lze setkat s akumulačními tvary (sutě, dejekční kužely).

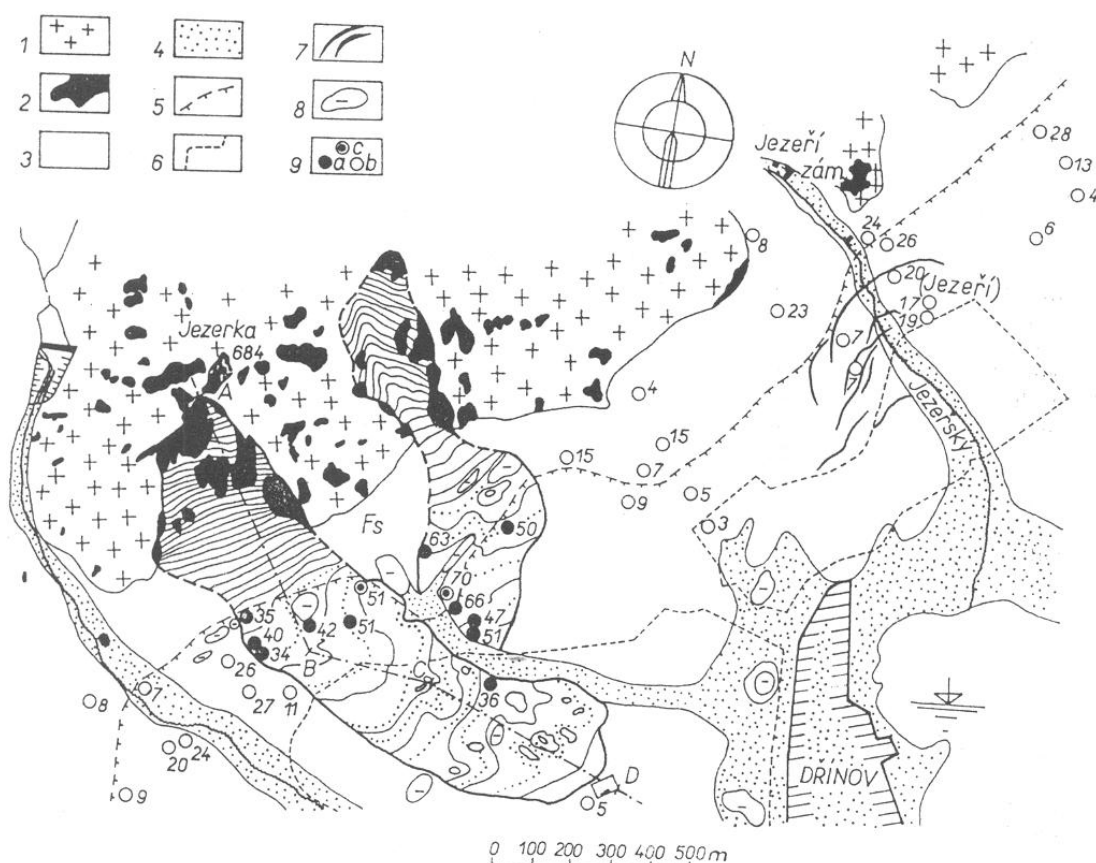
#### **2.4.2 Staré svahové deformace**

Při úpatí Krušných hor známe několik sesuvných oblastí, kde lze fosilní sesuvy monitorovat (Absolon 1987, Zmítko 1983, Špůrek 1974, Váně 1960 a další). Jejich monitoring a hodnocení představuje v dnešní době seriózní problém, jelikož mnoho sesuvů bylo porušeno erozně-denudačními procesy a zejména antropogenní činností. Většina těchto fosilních sesuvů je pleistocenního stáří a svou kubaturou jsou poměrně rozsáhlé. Pleistocén je hodnocen jako období svými podmínkami vhodné pro vznik velikých sesuvů (Zmítko 1983), jelikož extrémní změny podnebí v kombinaci spolu s příznivými geologickými a geomorfologickými podmínkami vedly k aktivování a vzniku rozsáhlých svahových sesuvů.

Jedním z nejstarších sesuvů v oblasti jsou zřícené bloky hornin v úseku mezi Horním Jiřetínem a bývalou obcí Kundratice. V pásmu příbřežních sedimentů táhnoucích se v úpatí

hor byly vrty zjištěny zřícené bloky krystalinických hornin (Zmítko 1983). Jednotlivé zřícené bloky jsou až 10 m mocné a Zmítko je považuje za zřícené kusy pobřežních skal nebo skalní sesuvy vyzdvihovaného pobřeží. Umístění zřícených bloků v pásmu sedimentů naznačuje, že k pohybům došlo během terciární mořské sedimentace. Podobné poměry pozoruje Zmítko (1983) i v oblasti mezi Loučnou a Hájem a východně od Krupky.

Jeden z největších fosilních sesuvných jevů v Čechách se nacházel poblíž dnes již neexistující obce Dřínov. Sesuv je dnes prakticky celý odtěžen. Díky značné kubatuře sesuvu byl sesuv dříve považován za výchoz ruly *in situ*. Teprve Váně (1960) a Špůrek (1974) naznačili, že příúpatní elevace Šibeniční hůrka, doposud považovaná za rulový výchoz, je mocná akumulace rozsáhlého pleistocenního sesuvu. Tato akumulace uložená na terciálních sedimentech je produktem dvou skalních řícení (spíše skalních sesuvů) ze svahů Jezerky a Jánského vrchu. Hmoty starší severní akumulace pocházejí ze svahu Jánského vrchu (viz. 3-6.), délka akumulace je přibližně 500 m a šířka 300 m. Jižní akumulace dosahuje délky cca 1000 m a šířky 350 m, zdrojová oblast sesuvu byla na JV svahu Jezerky. Celková plocha sesuvu je 63,5 ha (Špůrek 1974).



2-4. Situace sesuvných událostí na svazích Jezerky a Jánského vrchu: 1 – krystalinikum, 2 – výchozy ruly, 3 – deluviální rulová suť a písčité hlíny, 4 – aluviální náplavy, 5 – výchoz hnědouhelné sloje, 6 – hranice poddolovaného území, 7 – odlučné zející trhliny recentního sesuvu v Jezeří, 8 – suché bezodtoké deprese, 9 – vrty s označením mocností kvartérních sedimentů (zaokrouhleno na m): a – mocnost kvartéru přesahující 30 m, b – mocnost kvartéru nepřesahující 30 m, c – ve veru zjištěno pohřbené sesutí rozsahem blíže nespecifikované (Špůrek 1974).

Mocnost sesutého rulového materiálu kolísala od 37 m do 70 m, průměrná mocnost činila 47 m. Proluviální štěrky a svahové suti v širším okolí dosahovaly průměrné mocnosti 8 m. Špůrek (1974) odhaduje kubaturu sesuvu přibližně na 17 – 20 mil. m<sup>3</sup>. Novější práce (Marek 1994a, Zmítko 1983) již odhadují kubaturu až na 25 mil. m<sup>3</sup>. V centru sesutého materiálu spočíval masivní rulový blok o rozměrech 150 x 100 m (Marek 1994a), který podle Váněho (1960) pravděpodobně sjel po svahu Jezerky do vzdálenosti cca 1 km. Silné drčení při transportu a následné zvětrávání způsobily, že sesutý materiál obklopující tento blok měl charakter silně zvětralého, rozpadlého a částečně kaolinizovaného eluvia (Špůrek 1974).

K vlastní pohybu zřejmě došlo podél puklinových ploch krušnohorského směru souběžných se svahem (Špůrek 1974, Váně 1960). Stejného názoru je i Marek (1994b), který dnešní svah považuje za vypreparovanou poruchu, podél které k sesouvání došlo. Odlučná zóna se nachází ve 30° - 40° strmém svahu mezi Jezerkou a Jánským vrchem ve výšce asi 500-650 m (Zmítko 1983). Kalvoda et al. (1994) vidí příčinu sesouvání v seismické aktivitě, která zřejmě vedla k destabilizaci bloku a jeho následnému sesunutí. Sesuv je pleistocenního stáří, Rybář (in: Kalvoda et al. 1994) sesuv datuje do Würmu, ale řízení v této lokalitě zřejmě proběhlo opakovaně.

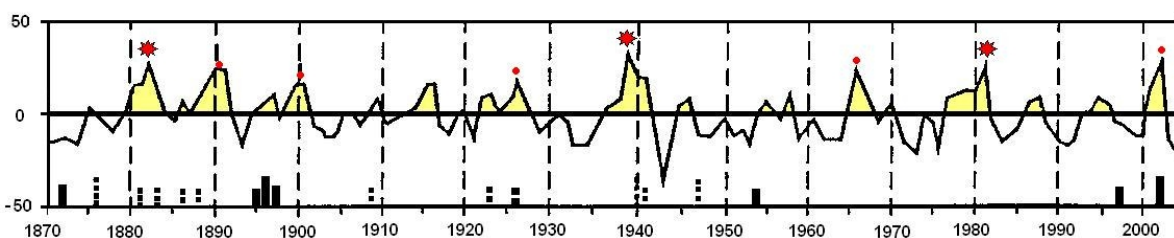
Dále v okolí sledované oblasti nalezneme několik menších sesuvů, které popisuje Zmítko (1983). Gravitační sesuv krystalických hornin u Černic byl popsán díky vrtným pracím, které byly provedeny nad obcí Černice při úpatí Krušných hor. Vrty doložily přítomnost sesutých krystalinických hornin deponovaných opět na tercierních jílech. Sesuté navětralé rulové bloky pocházejí z odlučné oblasti ležící ve výšce mezi 450 a 550 m ve strmém svahu Kapucína, blíže ale odlučnou oblast a kubaturu sesuvu nelze přesně určit.

Dnešní stabilita svahu pozorované oblasti je ovlivňována geologickými, tektonickými, antropogenními a klimatickými faktory (Kalvoda et al. 1994). Stabilitní poměry a svahové pohyby jihovýchodního svahu Kateřinohorské klenby můžeme posuzovat ze dvou hledisek. Prvním hlediskem je posouzení stability jednotlivých bloků vlastního krystalinika navzájem oddělených poruchovými zónami. Rovněž však můžeme hodnotit pohyby a stabilitu kvartérních uloženin a sutí při horském úpatí.

Sledování nivelačních pořadů umístěných v oblasti dokázalo, že je celá sledovaná oblast pod vlivem endogenních pohybů, které lze dát do souvislosti s odlehčením v pánevní oblasti, popř. nasycením masívu vodou. Pohyby sledovaných bodů jednotlivých nivelačních polygonů Z<sub>2</sub>b 11; Z<sub>2</sub>b 10; Z<sub>2</sub>b 3 dokládá Stolínová (2002), body se zdvihovou tendencí lokalizuje na zlomový svah a body s tendencí klesající do tektonického rozhraní. Vertikální pohyby jsou v řádech milimetrů, maximální výkyvy od normálu se pohybují kolem 5 mm.

Valeš (1998) uvádí, že blok Jezerky v době těžby mezi lety 1984 - 1990 stoupal cca o 0,5 mm/rok, klesající pohyby naopak konstatuje u bloku Jezeří, toto tvrzení už ale blíže nespecifikuje a intenzitu pohybu také neudává.

Kalvoda et al. (1994) si všímá cykličnosti ve vertikálních změnách pohybu bodů nivelačního pořadu v korelaci se změnou ročního období (podzim 1983 – jaro 1989). Konstatuje, že většina bodů nivelačního pořadu Z<sub>2b</sub> 11 vykazuje stoupavé tendence na jaře, což je důsledek jarních srážek a tání sněhu a následného nasycení masívu vodou. Velký vliv klimatických faktorů na stabilitu svahu uvádějí i Rybář a Novotný (2005), poukazují však na provázanost aktivity recentních svahových pohybů a dlouhodobých klimatických trendů. Náhlé anomálie v dlouhodobé bilanci srážkových úhrnů mohou vést k aktivaci svahové činnosti, zejména to potvrzují etapy mimořádně vydatných srážkových období (např. 1880-1901, 1939-1941, 1965-1966, 1981-1982, 1995-1996, 2002-2003 a další).



2-5. Dvouleté rozptýlené roční úhrny srážek v milimetrech (střední a severní Čechy). Hvězdičkou jsou označeny oživení sesuvné činnosti velkého rozsahu, tečkou oživení lokálního významu. Na dolní ose jsou plnou čarou záznamy největších letních povodňových a tečkovaně povodňové předjarní (Rybář a Novotný 2005).

Tyto etapy anomálních srážkových období pak často zapříčiňují lavinovité výskyty sesuvů v rozsáhlých oblastech. Mnohem větší dopad má srážková činnost na stabilitu kvartérních úpatních uloženin, které mají charakter sutí. Tyto sedimenty jsou uloženy na jílovitých komplexech, poměrně snadno tak může při vyšších srážkových úhrnech dojít ke kritické úrovni zvodnění. Při zvodnění se tak může dotvarovat smyková plocha a dojít k sesouvání (tak jak ho popisují Rybář a Novotný 2005). Ve sledované oblasti jsou tyto svahové uloženiny častou součástí závěrných svahů VČSA, dříve stabilní sutě jsou nyní součástí strmých a vysokých antropogenních svahů. V důsledku těchto změn může právě vlivem srážek dojít k oživení svahových pohybů i na svazích původně projektovaných jako stabilní (podrobněji ve stati 5.2).

Marek (1994a) uvádí, že mezi Jezerkou a Jezeřím báňská činnost pokročila vysoko do svahu a obnažila poruchu krušnohorského zlomu. Závěrný svah lomu situovaný v těsné blízkosti této poruchy, nebo dokonce zasahující poruchu přímo, by mohl být rovněž náchylný k sesouvání. Při zvýšených srážkových úhrnech jsou tyto obnažené poruchy, tvořené rozdrčenými horninami, hojně postiženy svahovou činností (dokládá Rybář a Novotný 2005;

Marek 1994a a jiní). Marek (1994a) se obává, že se zvýšenými srážkami může dojít k svahovým pohybům v těchto svazích. Rybář a Novotný (2005) s tímto postřehem souhlasí a tvrdí, že svahy lomu jsou projektovány příliš strmě a jsou náchylné na zvodnění srážkovými dotacemi.

Z recentních sesuvů jmenujme sesuv skrývkového svahu VČSA v opěrném pilíři pod zámkem Jezeří z června roku 2005. Již v zimním období 2004-2005 byly zaznamenány pohyby skrývkového svahu lomu jihovýchodně od zámku. Na jaře roku 2005 potom došlo k náhlému urychlení pohybu. Po několika dnech se pohyby opět uklidnily. Rybář a Novotný (2005) dávají tento sesuv do souvislosti s atmosferickými srážkami i přesto, že k sesouvání došlo v období s dlouhodobě podprůměrnými srážkovými úhrny. Tři dny před sesuvem však v oblasti vytrvale přšelo a i celý květen byl srážkově nadprůměrný. Podle údajů z meteorologické stanice Boleboř (640 m n.m.) byl červnový úhrn srážek 66,1 mm, což odpovídá 80% normálu. Avšak srážky v květnu dosáhly 101,6 mm, což již odpovídá 133,9% normálu. V květnu tak pravděpodobně došlo k saturaci svahu vodou a následné srážky v červnu se uplatnily jako spouštěcí faktor (Burda 2006).

Rybář a Novotný (2005) soudí, že antropogenní svah byl příliš strmý a z dlouhodobého hlediska nestabilní, výjimečné srážky se proto mohly projevit jako aktivační faktor i ve srážkově chudé periodě. Odlučná oblast sesuvu zasahuje hluboko do opěrného pilíře pod zámeckým areálem, probíhá v místě vodních jímek poblíž zámeckého arboreta (viz. *příloha 4*). Vlastní sesuv tak zasáhl přímo do ochranného pásma památek Jezeří. Rovněž nastalo oživení starších poruch přímo pod horským svahem. Původní kubatura sesuvu byla odhadnuta cca na 3 mil. m<sup>3</sup>. Letecký snímek zachycující oblast sesuvu krátce po této události (obr. 2-5.) identifikuje trhlinu postihující celé pánevní souvrství. Marek (2006) proto uvažuje, že původně odhadovaná kubatura sesuvu byla silně podhodnocena.

K dalšímu šíření sesuvu zatím nedošlo. Podle Marka (2006, s. 9) „...tomu brání dosud neodtěžené velké kubatury nadložních jílovců, které tvoří při těžbě uhelné sloje skrývku.“ Odlehčení oblasti, ke kterému dojde postupem těžby směrem na Černice, povede k odlehčení oblasti a možné destabilizaci partie ochranného pilíře. S postupující těžbou lze tedy v budoucnu očekávat oživení tohoto sesuvu.





2-6. Těžba uhelné sloje při úpatí hor v blízkosti zámku Jezeří musí respektovat ochranný stabilizační pilř. V jeho centru spočívá zachovalé arboretum. Těžba skrývky postupuje směrem doprava k obci Černice. Uprostřed snímku je zřetelná průběžná strmá trhlina sesuvu z června 2005, která evidentně porušuje celé pánevní souvrství včetně uhelné sloje (Marek 2006).

Další rozsáhlý sesuv postihl boční svah VČSA pod vrchem Jezerka. Valeš (1998) konstatuje, že v létě 1983 upozornil inklinometrický vrt JZ 59 na vznik rozsáhlého sesuvu, pohyb postihl kvartérní sedimenty (sutě a fosilní zřícené hmoty krystalinika) do hloubky až 60 metrů. Pohyb sutí o celkové kubatuře 7 mil. m<sup>3</sup> probíhal po kontaktu s miocénními nadložními jílovci (Rybář a Novotný 2005). Rychlost pohybu se v průběhu několikaletého pozorování měnila od 3-4 mm/měs. (v prvních letech pohybu), přes 50 mm/měs. (v roce 1988), až po cca 1 mm/měs. (po roce 1989).

Vznik sesuvu byl zaznamenán 1,5 roku po kulminaci vodní bilance z let 1981-1982 a projevil se v suché periodě. Avšak dílčí srážková kulminace na jaře 1983 postačila k destabilizaci svahu a vzniku sesuvu. Ke stabilizaci sesuvu přispěl vrt KU 378, který tělo sesuvu odvodnil (Valeš 1998, Rybář a Novotný 2005).

## 2.5 Antropogenní zásahy ve sledované oblasti

Je doložitelné, že těžba uhlí v povrchových velkolomech je výrazným zásahem do původního reliéfu a do celkové krajinné rovnováhy. Probíhající důlní těžba v kritické oblasti mezi Jezerkou a Jezeřím již postoupila natolik k úpatí Krušných hor, že mnohde zasáhla úpatní poruchové zóny krušnohorského zlomu (Marek 1994a). Při samotném úpatí Jezerky a Jezeří jsou sice zachovány ochranné pilíře (v případě Jezerky byl v 80. letech prakticky celý odtěžený), ale ve zbylých oblastech již je závěrný svah lomu situován v blízkosti poruchových zón. Odkrývání desítek, místy i stovek metrů mocných nadložních vrstev ovlivňuje stabilitu svahu a svahové pohyby mnoha faktory uvedenými ve stati 1.2.2. Z hlediska stability svahu zcela jednoznačně v takových případech sehrávají zásadní roli významná změna relativní výšky a sklonu svahu. Odlehčení paty svahu (během těžby bylo odtěženo značné množství sedimentů pánve, řádově jde o miliardy tun materiálu, Zmítko 1983 uvádí obrát cca 400 mil. tun zemské hmoty za rok) a s ní spojená změna napětí uvnitř svahu mohou podle Pichlera (1998) vést k nárůstu působení aktivních smykových sil, a tak dochází k destabilizaci svahu. Hurník (1982b) uvažuje, že takto výrazné odlehčení krystalinika pánevní oblasti by mohlo zapříčinit lokální oživení endogenních pohybů. Dále je nutné brát zřetel na specifika spojená s přítomností uhelné sloje, která se zde, na rozdíl od neuhelných svahů, uplatňují (Záruba a Mencl 1987). Především se jedná o nižší pevnost uhelných jíílů ve smyku, která se rovná 20-40% smykové pevnosti jiných hornin. Oproti jiným zeminám má uhlí malou měrnou tíhu, díky čemuž se v mnohem větší míře uplatňuje vztlak podzemní vody na nadložní souvrství a jejich destabilizaci.

Svahové pohyby v povrchových velkodolech Mostecké pánve jsou rozšířeným jevem, podle Pichlera (1998) se v této oblasti lze setkat jak se sesouváním, tak i se stékáním a ploužením. Aby byl minimalizován dopad těžby na ekosystém a zajištěna stabilita i bezpečnost svahu, bylo začátkem 80. let v souvislosti s rozšiřováním VČSA směrem ke krušnohorskému úpatí řešeno několik variant báňské činnosti. Ty se různým způsobem snažily zohlednit základní aspekty bezpečnosti a současně maximálně využít uhelné sloje. Valeš (1998, s. 95-96) udává tři uvažované možnosti šíření těžby směrem k úpatí hor:

**VELKÁ VARIANTA:** řeší úplné vyuhlení zásob s maximálním ekologickým dopadem, ale stabilními závěrnými svahy lomu s horní hranou na linii cca 500 m n.m.

**STŘEDNÍ VARIANTA SE SUBVARIANTOU:** stanovuje v místech nejsložitější geologicko-tektonické stavby ochranné pilíře s částečným obnažením

krystalinika na max. výšku 50 m při horní hraně lomu na linii 340 až 380 m n.m. V pilíři pod zámkem je vázáno 32,3 mil. tun uhlí. Subvarianta řeší zvětšení pilíře v prostoru pod zámkem Jezeří s ohledem na zvýšení stability budovy zámku a části Arboreta. V pilíři jsou tak vázány další 3 mil. tun uhlí. Pilíř pod Jezerkou potom váže asi 10 mil. tun uhlí.

**MALÁ VARIANTA:** nedojde k těžbě sutí ani částečnému obnažení krystalinika na výšku 50 m. Horní hrana lomu na linii 270 – 280 m n.m. je posunuta směrem do pánve. Vzniká velký souvislý pilíř v celém úseku, který váže cca 70 mil. tun uhelných zásob. Ekologický dopad je minimalizován.

Vzhledem k dnešním znalostem tektonického porušení krystalinika, průběhu a úklonu vlastních poruch a kulisové stavbě jednotlivých bloků lze pochybovat o stabilitě výsledného svahu se zámeckým areálem v případě první varianty. Domnívám se, že odtěžením všech pánevních sedimentů a obnažením poruchové zóny by mohlo dojít k výraznější destabilizaci a pohybům jednotlivých bloků krystalinika, včetně bloku se zámkem. V extrémním případě může dojít i ke skalnímu řízení většího rozsahu vlivem drastického porušení napětí ve svahu. Prolomení těžebních limitů a postup lomového pole směrem na Černice (*příloha 5*) může způsobit právě takovouto destabilizaci opěrného pilíře, resp. také vlastního masívu (viz. 2.4.1.). Případné pohyby podloží vlivem odlehčení by také mohly způsobit slabá antropogenní zemětřesení, která by mohla mít za následek destabilizaci svahů. Výsledkem by tak byla zvýšená svahová aktivita. Anomální pohyby některých sledovaných bodů polygonu Z<sub>2</sub>b 11 v období podzimu 1988 a jara 1989 dává Kalvoda et al. (1994) do souvislosti se zemětřesením poblíž německého Bag Sulzungenu (13.3.1989). Kloss (1994) na základě analýzy výsledků MKP potvrzuje pohyby masívu nejen směrem vzhůru, ale také pohyby krystalinika směrem do pánve. Intenzitu těchto pohybů dává do přímé souvislosti s množstvím odstraněných sedimentů.

### **3 METODIKA PRÁCE**

---

#### **3.1 Využití dendrogeomorfologie při hodnocení svahových pohybů**

Dendrogeomorfologie využívá poznatků dendrochronologických metod k datování konkrétních geomorfologických událostí. Analýzou růstu letokruhů je možné rekonstruovat začátek, dobu trvání, rozsah a frekvenci mnoha geomorfologických procesů (Strunk 1997) – sesuvů, řícení, suťových a zemních proudů, půdotoku, různých typů sedimentace, eroze nebo povodní.

Na základě analýzy odebraných vzorků je možné přesně určit, kdy ke sledované události v minulosti došlo. Vzorky odebrané Presslovým nebo zezem (viz. příloha 3) se analyzují na měřicím stole a následně se zpracovávají v programu *Past4*, výsledkem je křivka popisující šířky jednotlivých letokruhů. Tato křivka se následně porovnává se zvolenou standardní křivkou pro danou dřevinu. „Program nám ukáže zadaný počet statisticky nejpravděpodobnějších dat měřeného vzorku (tj. pozic, v nichž se křivka našeho vzorku se standardem nejvíce shoduje). Pokud má některá ze stanovených pozic na standardu dostatečnou statistickou hodnotu, aby datum připadalo v úvahu, musí se také při optickém srovnání obě křivky setkávat ve většině výrazných minim a maxim; souhlasný by měl být i celkový trend křivek“ <[www.dendrochronologie.cz](http://www.dendrochronologie.cz)>.

Možnosti využití dendrochronologických metod na poli geomorfologického výzkumu demonstrovalo již mnoho autorů, například Strunk (1997), Bachrach et al. (2004), Bodoque et al. (2005), McAullife et al. (2006), Eckstein (2007), z českých například Daňhelka (1999), nověji Křečková (2006) a mnoho dalších. Užití dendrochronologických metod při hodnocení svahových pohybů se pak nověji věnovali například Stoffel (2006, 2005a), Stoffel a Perret (2006), Bachrach et al. (2004), Bram et al. (1987 a,b). Tato stať blíže nastíní metody využití dendrochronologických metod při datování svahových pohybů.

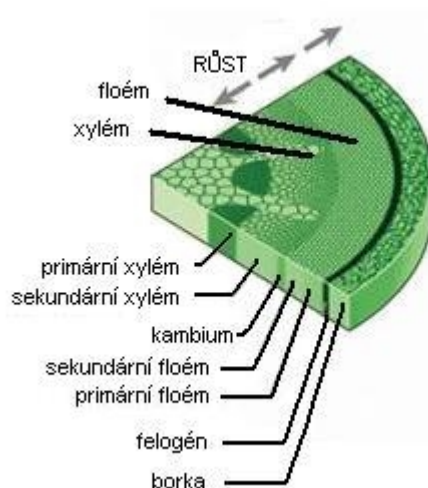
Svahové pohyby přímo ovlivňují vegetaci rostoucí na svahu a vegetace na tyto pohyby přímo reaguje (obr. 3-1). Následnou analýzou růstových disturbancí na vegetaci je možné přesně datovat konkrétní události, které svah v minulosti postihly.

##### **3.1.1 Anatomie a růst stromu**

Chceme-li pochopit základní principy všech dendrochronologických metod, je třeba se nejdříve rámcově seznámit s anatomí a růstem stromů. Dominantní hmotou kmene stromu

je dřevní hmota (též xylém), tvořená především celulózou a ligninem, jedná se o mrtvou hmotu cév. Uprostřed xylému se nachází jádrové dřevo, které bývá tmavší. Ochranný obal kmene je tvořen kůrou (borkou). Pod kůrou obepíná kmen pás lýka (floému), které představuje živou část kmene.

Stromy do výšky rostou prodlužovacím růstem, specifikem stromů je růst radiální. Tloušťnutí stromu je zajišťováno činností kambia a felogénu. Pro účely práce je méně významná činnost felogénu, dělivého pletiva na vnější straně lýka (viz obr. 3-1.). Kambium je tenký prstenec dělivého pletiva oddělující lýkovou a dřevní část stromu. Na začátku vegetačního období (v našich podmínkách na jaře) zahájí kambium produkci dřevní hmoty - sekundárního xylému - směrem do centra, naopak směrem ven kambium produkuje lýko - sekundární floém (viz. 3-1.). Jarní dřevo je zřetelně světlejší (to je zapříčiněno nižší hustou cév, které mají však výrazně větší průměr než cévy vznikající v pozdním dřevě). Naopak dřevo vzniklé v létě, či výjimečně začátkem podzimu má tmavší zabarvení (to je způsobeno velkou hustotou cév malého průměru). Na podzim a v průběhu zimy činnost kambia ustává a strom upadá do období vegetačního klidu. K nové aktivitě kambia dochází až na jaře následujícího roku, periodické opakování této činnosti způsobuje vznik u stromů charakteristických útvarů – letokruhů. Z výše uvedeného vyplývá, že každý jednotlivý letokruh lze přiřadit ke konkrétnímu roku. Jelikož každý letokruh v sobě nese informaci o podmínkách, ve kterých vznikl, lze tak analýzou letokruhů úspěšně datovat různé historické události.



3-1. Idealizovaný řez kmenem stromu schématicky znázorňující činnost kambia na počátku vegetačního období.

### **3.1.2 Limity pro datování dřev a dendrochronologické standardy**

V použití dendrochronologických metod může docházet k mnoha nepřesnostem, způsobeným například erozí, výkyvy klimatu (a s nimi spojený vznik zdvojených letokruhů, či naopak nevyvinutí letokruhu), často jsou struktury letokruhů narušeny také okusem lesní zvěře, popř. činností lesní techniky, vykácením okolních stromů, zásahem blesku. Většina chyb však může být eliminována dobrými znalostmi prostředí a místních podmínek (například rychlostí svahové eroze s ohledem na morfologii terénu). Potřebné jsou také znalosti o celkovém životním prostředí oblasti či historie využití krajiny. Možnost dendrochronologického datování je do značné míry ovlivněna a limitována přítomností stromů vhodných ke zkoumání právě v místě sledované geomorfologické události. Vhodnost jednotlivých druhů stromů k dendrochronologickému datování podle *ITRDB* (International Tree-Ring Data Bank) uvádí Daňhelka (1999) v kapitole 2. *Stromy*.

### **3.1.3 Záznamy na vegetaci**

„Odlišné geomorfologické události, jako svahové pohyby, mohou ovlivnit růst stromů odlišně“ (Braam et al. 1987a, s. 2). Svahové pohyby mohou ovlivnit růst vegetace následujícím způsobem:

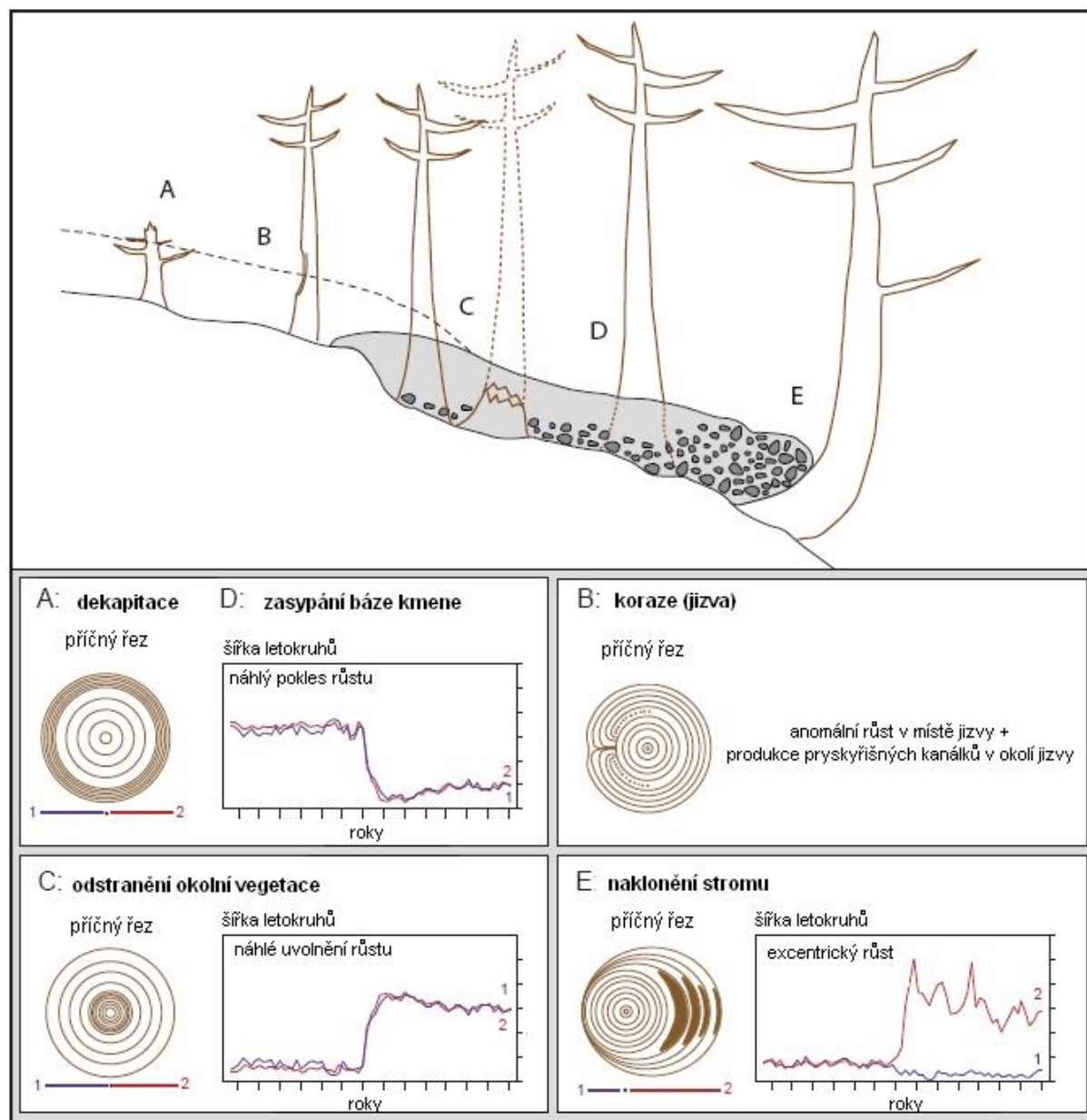
- a) nakloněním kmene stromu
- b) poškozením kořenů nebo kmenového dřeva
- c) pohřbení kmene stromu
- d) obnažením kořenového patra
- e) korazí (poškozením kůry a kambia cizími předměty)
- f) zvýšením vodního deficitu
- g) zaplavením stromu

Na tyto události může vegetace reagovat následnými způsoby:

- a) uhynutím
- b) zvýšením růstu
- c) poklesem růstu
- d) tvorbou reakčního dřeva a produkcí excentrických letokruhů
- e) neobvyklým pučením
- f) sukcesí daného stanoviště

(Shroder 1878 in: Braam et al. 1987a)

Různé typy svahových pohybů tedy zanechávají na vegetaci odlišné záznamy, Stoffel (2005b) v obr. 3-2. ilustruje typy těchto záznamů a možné příčiny jejich vzniku. Shodnou typizaci navrhl již Hupp (in: Daňhelka 2001), který dělí záznamy na vegetaci do pěti typů – *excentrický růst letokruhů*, *poškození povrchu kmene*, *rozvolnění či zhuštění letokruhů*, *neobvyklé pučení – rozdvojení kmene*, *stáří stromu na daném stanovišti*.



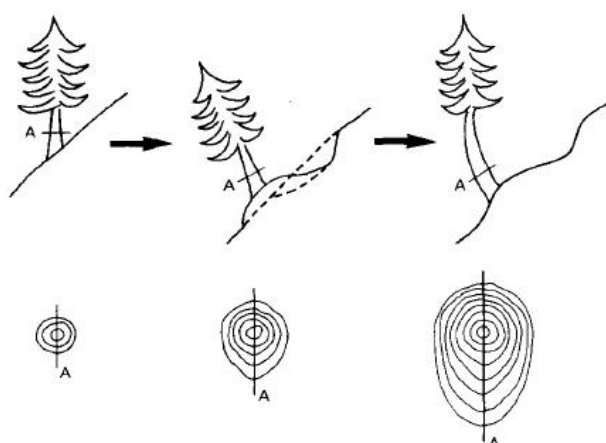
3-2. Příklady růstových disturbancí projevujících se v různých partiích stromu při odlišných událostech : tvorba reakčního dřeva při naklonění (E), náhlé zhuštění či rozvolnění letokruhů (A, C, D), a příklad zarůstání jizvy (B). V pravé části je znázorněn růst letokruhů v dílčích částech kmene 1 a 2 (Bollschweiler a Stoffel 2007).

**Excentrický růst letokruhů** – Excentrické letokruhy jsou typickým indikátorem sesuvných lokalit. Asymetrické letokruhy vznikají přirozeně u stromů rostoucích na svahu, příkladně jehličnany tvoří silnější letokruhy po svahu (kompresní dřevo), listnaté stromy



naopak vytvářejí tenzní dřevo proti svahu (Braam et al. 1987b). Rozdíl v šířce těchto letokruhů bývá minimální.

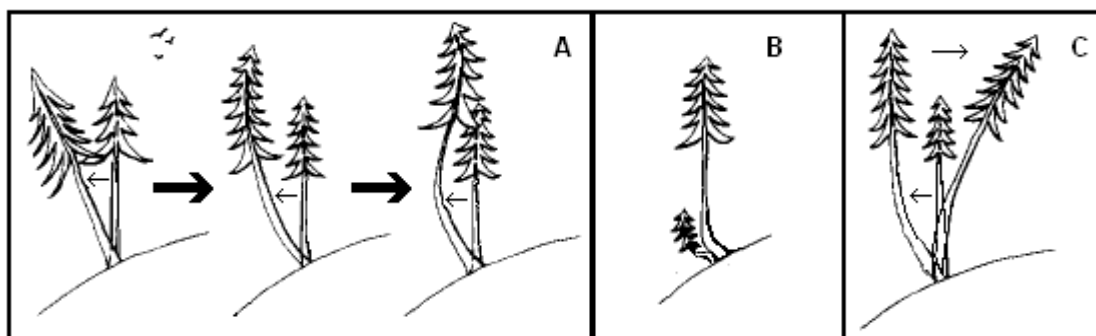
Výrazně excentrické letokruhy lze dobře identifikovat u stromů, jejichž kmen je odkloněn od vertikálního směru růstu (obr. 3-3) a kmen produkuje v jedné své části více dřevní masy – tzv. reakční dřevo. Při náhlém naklonění stromu bez vážného poškození kořenového systému (např. rotačním sesuvem) dochází k náhlé produkci excentrických letokruhů, ty potom navazují na typické letokruhy soustředné. „Zakřivení kmene je pak způsobeno tlakem (u jehličnatých stromů), nebo tahem (u listnatých stromů), který je vyvíjen na kmen stromu následkem tvorby reakčního dřeva na spodní stranu jehličnanů a svrchní stranu listnatých stromů“ (Westing in: Braam et al. 1987a, str. 2). Reakční dřevo u jehličnatých stromů je charakteristicky žlutavé až rudohnědé, je tvořeno buňkami s tlustou buněčnou stěnou. Stromy listnaté vytvářejí nažloutlé nebo hnědé reakční dřevo tvořené dlouhými hustými buňkami (Braam et al. 1987b).



3-3. Tvorba reakčního dřeva a excentrický růst letokruhů při naklonění jehličnatého stromu vlivem sesuvu (Bram et al. 1987a).

Strom se tvorbou reakčního dřeva snaží opětovně dosáhnout rovnovážného stavu. Tento proces tvorby excentrických letokruhů a následného prohnutí kmene se nazývá geotropická odezva, asymetrie způsobená rozdílným směrem dopadajícího světla vzniká tzv. fototropickou odezvou. Typické fajfkovité prohnutí kmene (viz. 3-4 B) je výsledkem prudkého naklonění kmene stromu v mládí. Naopak pozvolné naklonění stromu zapříčiňuje esovitě prohnutí kmene, u takto prohnutých stromů nikdy již kmen stromu neroste ve vertikálním směru (3-4. A). 3-4. C ukazuje případ stromu, jehož kmen byl postupně nakloněn v opačném směru, než bylo původní působení sesuvu. Lang et al. (1999) dodává, že k naklánění stromů proti svahu dochází zejména ve vyšších partiích svahu, např. působením rotačního sesuvu. Je třeba mít na zřeteli, že hodnocení podobně nakloněných stromů nebo stromů nakloněných ve více směrech je třeba zohlednit při odběru vzorků, více viz. 3.2.2.

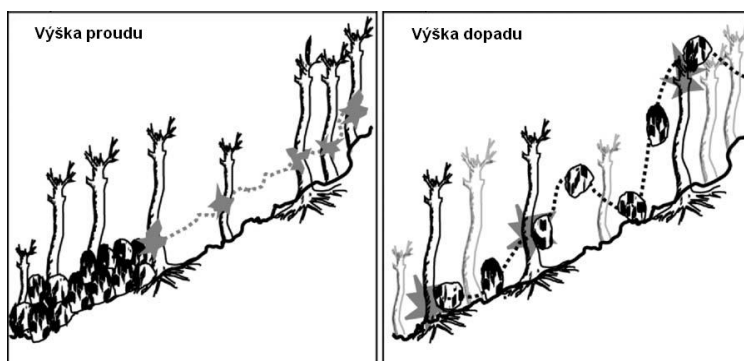




3-4. Schématické znázornění různých tvarů kmene stromů nakloněných při svahovém pohybu (upraveno podle: Braam et al. 1987b).

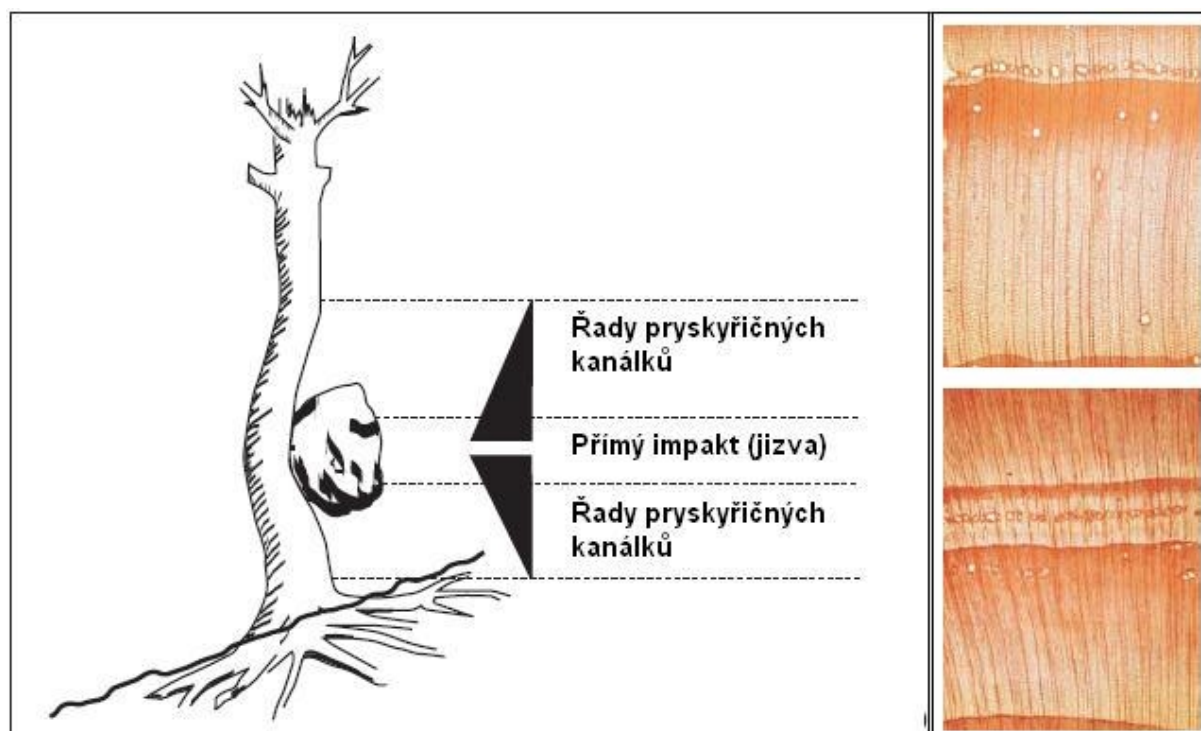
Letokruhová analýza excentricity je pro datování sesuvů velmi příznivá. Jelikož k tvorbě reakčního dřeva dochází nejpozději „v následujícím roce po iniciující události“ (Daňhelka 2001, s. 167), je možné přesně datovat rok, kdy došlo k naklonění, a tedy kdy došlo k vlastnímu pohybu - sesouvání. V závislosti na stáří vegetace jsme schopni rekonstruovat svahové pohyby až několik set let zpětně, jak to ukazuje např. Bachrach et al. 2004 (Stoffel 2005a, a další), ale podle prostorového rozšíření disturbancí i plošný rozsah sesuvu.

**Korazní jizvy** – Jizvy na kmenech stromů jsou způsobovány impaktem pevných těles na kmen. Například pro vysoká mladá pohoří jsou typické extrémně rychlé svahové pohyby jako jsou suťové proudy nebo rozsáhlá skalní řícení. Pro datování těchto specifických svahových pohybů se často analyzují právě korazní jizvy (např. Stoffel 2006, Stoffel a Perret 2006 a další). Podle těchto záznamů na vegetaci lze určit stáří pohybů, výšku suťového proudu nebo výšku skoku jednotlivých balvanů při skalním řícení (viz. obr. 3-5). Při tomto datování je však třeba mít na zřeteli, že od vzniku jizvy do současnosti strom dále vyrostl, a jizva tak neodpovídá původní výšce impaktu.



3-5. Vznik jizev na vegetaci při dvou odlišných typech svahových pohybů, suťovém proudu a skalním řícení (Stoffel a Perret 2006).

Jizvy vznikají v místě kontaktu balvanu s kmenem, kde dojde k porušení kambia. Při poškození kambia dochází ke znemožnění růstu, čímž je znemožněn další radiální růst letokruhu. V průběhu dalších let dochází k zarůstání jizvy přerůstáním letokruhů ze stran (Daňhelka 1999). Stáří jizev lze určit vyříznutím malého klínu z boku jizvy (Hupp in: Daňhelka 2001), nejlépe lze jizvy datovat příčným řezem kmenem v místě jizvy (Stoffel et al. 2006).



3-6. Části stromu ovlivněné skalním řícením -vlevo, pryskyřičné kanálky -vpravo (Stoffel 2005b).

Stoffel (2005b) předpokládá, že zejména jehličnaté stromy produkují v okolí jizvy pryskyřičné kanálky, které je možno pozorovat mikroskopem. Zároveň se domnívá, že přítomnost pryskyřičných kanálků způsobují impakty soliterních velkých balvanů. Otázkou zůstává, do jaké vzdálenosti od impaktu pryskyřičné kanálky vznikají.

**Zhuštění nebo rozvolnění letokruhů** – Vznik rozvolněných, popř. zhuštěných letokruhů může být dalším indikátorem sesuvné lokality. Tento fenomén je ve výsledné růstové křivce velmi patrný a jednoduše interpretovatelný – viz. 3-2.

Zhuštění letokruhů bývá obecně interpretováno jako reakce stromu na konkurenční boj s okolními stromy, někdy může být zapříčiněno dekapitací stromu. Naopak rozvolnění může být zapříčiněno celou řadou faktorů (požáry, vývraty, nemoci atd.), které eliminují okolní vegetaci. Jednou z příčin eliminace vegetace na daném stanovišti může být působení sesuvu. Na takovéto odstranění okolní konkurence strom reaguje produkcí masivnějších přírůstků, které jsou výsledkem růstového uvolnění stromu (Daňhelka 1997). Rozvolněné, či

zhuštěné letokruhy plynule navazují na dosavadní letokruhy, čili jejich datováním je možné přesně určit stáří sledovaného svahového pohybu.

**Neobvyklé pučení** – K neobvyklému pučení dochází při prudkém naklonění stromu nebo při dekapitaci. Tento jev je makroskopicky dobře pozorovatelný, neboť z nakloněného kmene začnou ve vertikálním směru pučet nové větve. „Výhonky se objevují převážně již do jednoho roku od naklonění kmene po iniciující geomorfologické události. V prvním roce začne narůstat centrální část nového výhonku a ten buď začne růst tentýž rok, ve kterém k naklonění došlo, nebo během sezónního růstu následujícího po události. K pučení dochází častěji u angiospermních (krytosemenných) než u gymnospermních (nahosemenných) rostlin – proto jej hledáme spíše v lesích listnatých než v jehličnatých.“ (Křečková 2006, s. 23).

K přesnému datování naklonění kmene je třeba odebrat vzorek z nejstaršího výhonku, a to co nejbližší bázi nakloněného kmene. Na rozdíl od datování jizev, které časem zarostou, poskytuje neobvyklé pučení možnost jednoduchého datování. Tento fenomén je totiž makroskopicky sledovatelný až do pokácení či vyvrácení stromu, proto je možné tímto datováním podchytit velmi staré pohyby.

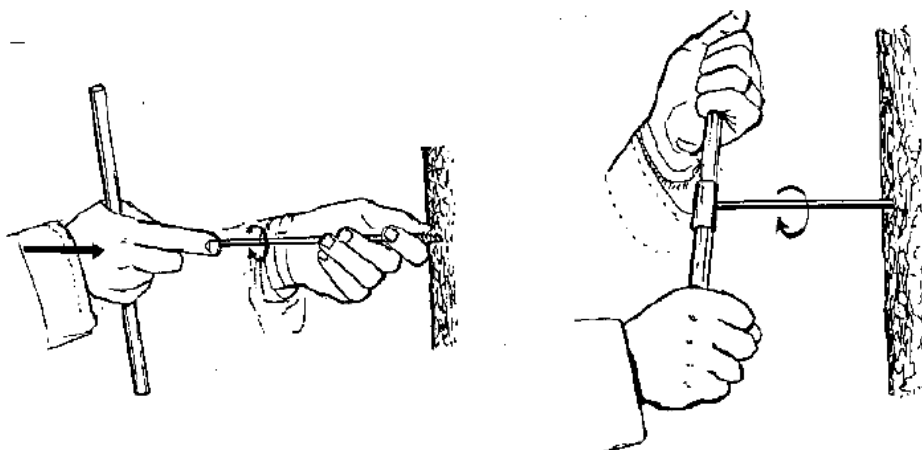
**Stáří vegetace** – Vlivem sesuvu může dojít k přemodelování stávajícího reliéfu a vzniku nového povrchu. Svahové akumulace u paty svahu a odlučné oblasti ve svahu jsou oblasti, kde dochází k sukcesi. Stáří svahového pohybu je možné stanovit určením stáří nejstarších stromů v oblasti. Je však třeba mít na zřeteli, že sesuvná akumulace bývá starší než vegetace na ní rostoucí, sukcese totiž může nastat s odstupem několika let, přičemž stromová vegetace se na stanovišti objevuje v pozdějších stádiích sukcese. Díky tomu „...je možné určit pouze spodní hranici stáří povrchu, tato hranice se přirozeně rovná věku nejstarších stromů na daném stanovišti“ (Daňhelka 1999, s. 16).

### 3.2 Odběr vzorků

K odběru jednotlivých vzorků pro potřeby této diplomové práce bylo užito Presslova nebozazu (délka - 60 cm). Z každého stromu byly odebrány dva až tři vzorky. Dva vzorky byly odebrány kolmo na vrstevnici, směrem do svahu proti směru naklonění – A, po svahu ve směru naklonění – C. Kolmo na vzorky A a C byl pak odebrán vzorek B. Ze stromů nakloněných výrazně pouze v jednom směru byly odebrány pouze vzorky B a C, popř. A a B. Stromy, u nichž dominantní směr naklonění nebylo možné s určitostí posoudit, byly odebrány

všechny tři vzorky, díky nimž je možné získat poměrně přesnou představu o případné excentricitě nebo rozvolnění letokruhů v jednotlivých etapách růstu stromu. Vývrty byly po vyjmutí označeny číslem stromu (1 - 50) a také písmenem dle příslušného směru vrtu (A, B, C).

Na kvalitu odebraného vzorku má zásadní vliv správná technika odběru. Než se vrták zařizne do dřeva, je nutné vyvinout značnou sílu na zatlačení vrtáku do kmene stromu a omezit pohyby vrtáku do stran, což s delšími vrtáky (např. 60 cm) vyžaduje určitou zručnost. Potom, co se vrták zařizne do dřeva, je nutné na vrták přestat tlačit a pouze jím otáčet ve směru hodinových ručiček. Nicméně vrtání do tvrdého dřeva (např. buk lesní) vyžaduje vyvinutí určitého množství síly, toto platí zejména u velmi starých stromů.



3-7. Držení vrtáku před zaříznutím šroubovitě části břitu – vlevo, a při samovolném vnikání do kmene – vpravo ([www.dendrochronologie.cz](http://www.dendrochronologie.cz)).

Při vrtání se snažíme dosáhnout středového letokruhu, po jeho navrtání vtlačíme do vrtáku extraktor, vrtákem pootočíme o půl až jednu otáčku proti směru hodinových ručiček a extraktor se vzorkem vyjmeme. Při vytahování extraktoru je nutné dát pozor, aby se neztratily části vývrtní, neboť ten bývá často rozlámán. Tyto díly je nutné kvůli vyhodnocení označit ve správném pořadí. Při vyjímání vzorků se několikrát oddělil podkorní letokruh, v takovémto případě je nutné pracovat velmi opatrně, neboť při vypadnutí podkorního letokruhu ze lžičky extraktoru dochází často k jeho ztrátě. V případě, že je vzorek rozlámán nebo některá jeho část rozdrčená, je nutné toto zaznamenat do poznámek či protokolu.

Pro účely této diplomové práce jsem ve sledované lokalitě, v úseku mezi Jezerkou a Jezeřím (300 – 650 m n. m.), odebral celkem 108 vývrtů z 50 stromů. Pro podchycení nejstarších svahových událostí byly vybrány stromy nejmohutnější - nejstarší. Ve zvoleném území se tedy jednalo o buky lesní (*Fagus sylvatica* - FASY). Mimo vlastní zájmové území

bylo odebráno 15 kontrolních vzorků, které byly odebrány vždy ve směru po vrstevnici. V programu Arstan byly tyto kontrolní vzorky detrendovány a následně využity pro tvorbu standardní křivky, s níž byly porovnávány vzorky ze zkoumaného území.

Pro výzkum byly vybrány stromy jevící největší růstové disturbance, tedy stromy nejvíce nakloněné. Aby byly eliminovány pohyby způsobené erozní činností horských potoků či jinými erozními vlivy, omezil jsem odběr vzorků pouze na stromy rostoucí na zlomových svazích. Byly tedy vynechány stromy sice jevící značné naklonění, nacházejí se ale na erozních svazích potočních údolí nebo stromy v bezprostřední blízkosti cest, které zde v několika místech podřezávají svah. Do výzkumu jsem také nezahrnul stromy, jejichž kmeny byly v okolí místa případného vývrtu postiženy korazí.

Vlastní odběr v terénu proběhl v 7 etapách (15.7., 18.7., 23.9., 24.9., 26.9., 1.10., 3.10. 2007) a celkem ve 3 lokalitách (viz. obr. 3-7): První série vzorků byla odebrána bezprostředně při úpatí hor mezi Vesnickým a Šramnickým potokem. Jedná se o partii svahu, kde závěrná hrana VČSA zasahuje hluboko do krušnohorského zlomového pásma a přilehlých kvartérních sedimentů. Lze očekávat, že tato první lokalita bude z monitorovaných oblastí nejvíce aktivní díky kvartérním depozitům a přímému vlivu těžební činností v předpolí horského pásma.

Zbylé dvě skupiny byly odebrány výše ve svahu, tam kde byly v minulých letech zaznamenány největší pohyby jednotlivých bodů nivelačního polygonu Z<sub>2</sub>b11. Konkrétně se jedná o body č. 26, 27 a 28. Tyto body jsou situovány ve svahu přímo nad zámkem Jezeří v místě, kde je skalní masív postižen několika poruchami. Z této oblasti byly odebrány vzorky z pěti stromů. V této části svahu jsou stromy značně zprohýbané. Nevýhodou je, že větší část svahu (cca 2 ha, viz. příloha 6), kde rostly nejstarší buky a duby, byla v červenci roku 2005 zdevastována letní vichřicí<sup>1</sup> (Marek 2006). Proto časový dosah z této lokality není tak dlouhý.

Zbylých pět sérií bylo odebráno v okolí vrcholu Jezerky (706 m n. m.), kde disturbance jevíly body č. 48, 49 a 50. Svah je zde velice strmý, ale stromy zde nejsou makroskopicky tolik prohnuté jako v předešlých lokalitách.

---

1- Podobný jev byl popsán již dříve nad úpatím Krušných hor u Málkova na Chomutovsku. Rozsáhlá deforestace velkých ploch při okraji pánve, plochy výsypek hlušiny a hluboké těžební jámy velkolomů Merkur a ČSA způsobují přehřátí vzduchu až o 5 °C. Takto ohřátý vzduch stoupá podél úpatí hor a v blízkosti těžebních jam se nadzvedává a získává rotaci. Vítr tak má charakter menšího tornáda (Marek 2006).

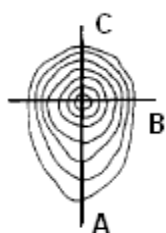
### 3.2.1 Zpracování vzorků

Odebrané vzorky bylo nutné před vlastním vyhodnocením zpracovat. Jednotlivé vývrty bylo třeba nejprve nechat několik dní vyschnout. Následně byly vzorky zbrušeny smirkovým papírem nebo seřiznuty technickou žiletkou. Tím jsme docílili odstranění povrchové části vzorku, která je ve většině případů poškozena třením vnitřní strany vrtáku o dřevovou hmotu. Při zbrušování vzorků je třeba brát zřetel na to, abychom odstraňovali vrstvu dřeva ze správné strany vzorku a nedošlo ke zbrúšení letokruhů. Vlepením takto opracovaných vzorků do dřevěné lišty je připravíme pro závěrečné vyhodnocení na timetablu.

### 3.2.2 Vyhodnocení vzorků

Analýza a vyhodnocení vzorků bylo provedeno za pomoci timetablu a programu Past, který umožňuje přesné měření šířky letokruhů. Program letokruhy zobrazí jako křivku, z níž je patrný růstový trend stromu. Z těchto křivek byla posuzována excentricita jednotlivých letokruhů v daném roce. U stromů vykazujících v daném roce excentrický růst lze předpokládat naklonění stromu (viz. 3.1.2). Pro zjištění excentrického růstu byly porovnávány především vzorky *B* a *C*, pokud některý z těchto vzorků chyběl nebo byl nečitelný, byly použity vzorky *A* a *C*, popř. *A* a *B*.

Excentricita jednotlivých letokruhů byla vyhodnocena letokruhovou analýzou jednotlivých růstových řad. Na základě porovnání šířky dvou vzorků byla pro každý rok počítána excentricita ( $E_i$ ). Numerický výpočet excentricity navrhl již Alestalo (in: Braam et al. 1987a), který porovnává vzorky *A* a *C* (viz. níže). Modifikaci této formule podává Braam et al. (1987a), který navzájem porovnává vzorky *A* a *B*. Důvodem pro nahrazení původního vzorku *C* vzorkem *B* je snaha eliminovat možnou chybu vzniklou chybným vyhodnocením letokruhů vzorku *C*. Při naklonění kmene a vzniku excentrických letokruhů dochází v části kmene k výraznému zhuštění letokruhů. Někdy se mohou i při podrobném vyhodnocování některé letokruhy zdát nečitelné, a může tak dojít k nechtěnému vynechání některého letokruhu. Porovnáním vzorku *A* právě se vzorkem *B* se výrazněji eliminuje možnost této chyby při vyhodnocování (Braam et al. 1987a).

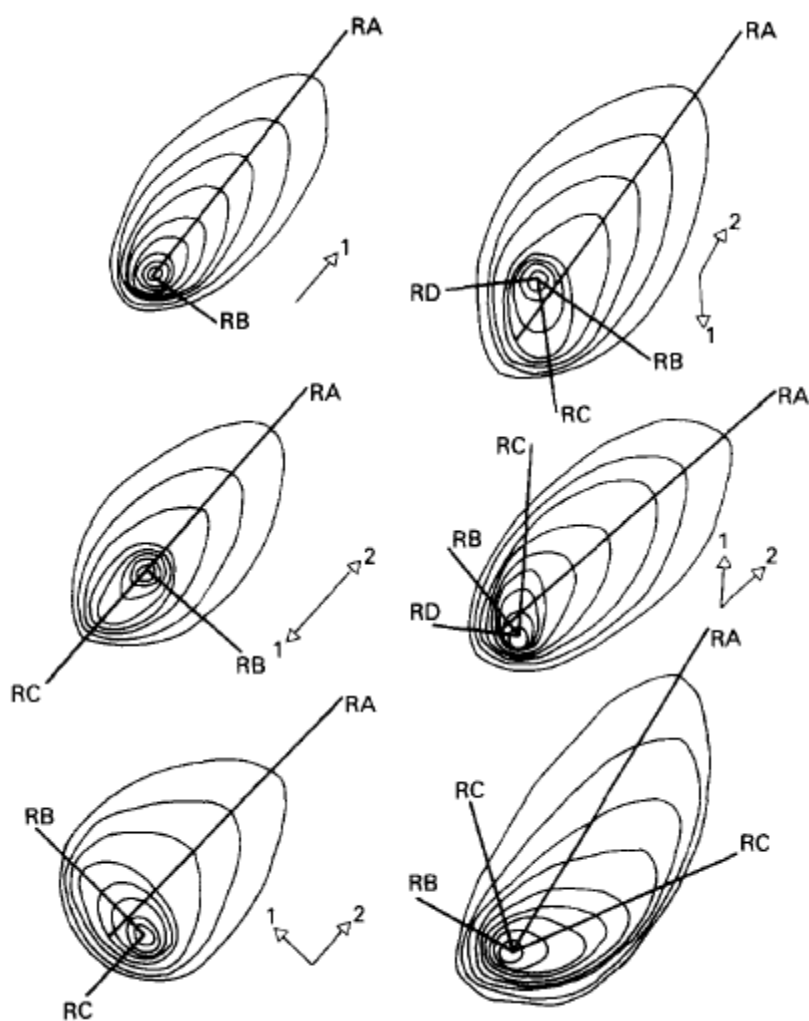


$$E_i = (R_a - R_c) / (R_a + R_c) \text{ (Alestalo)}$$

$$E_i = (R_a - R_b) / (R_a + R_b) \text{ (Braam)}$$

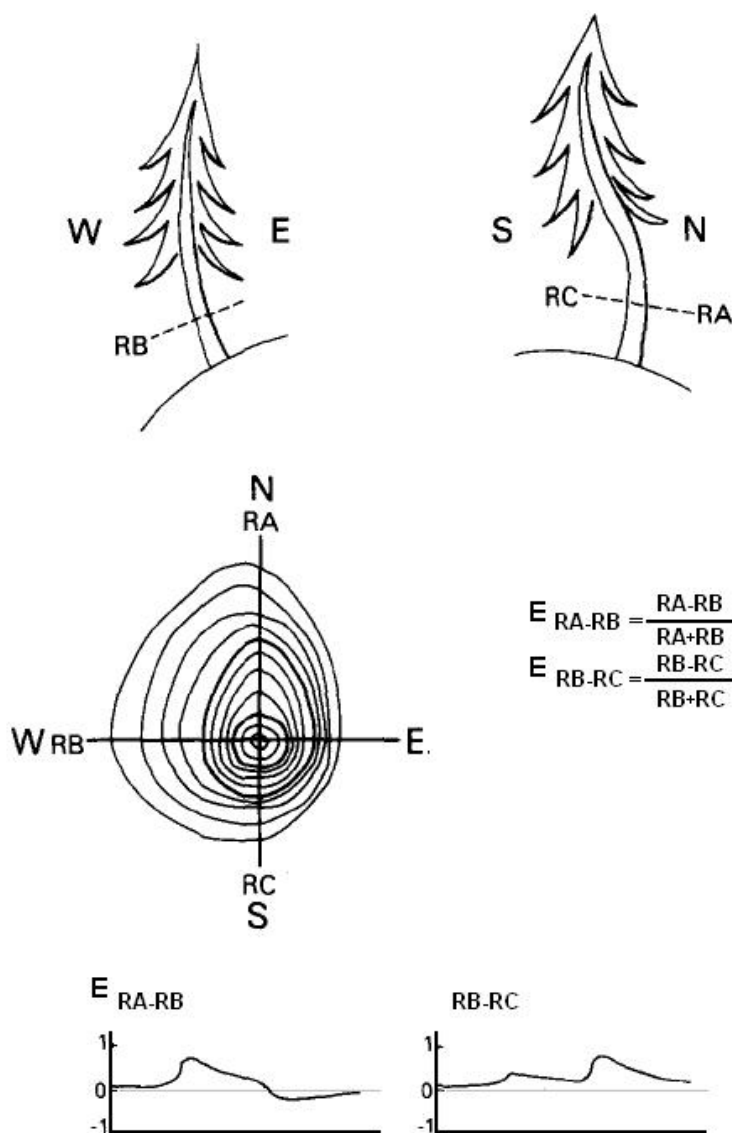
$$E_i = (R_c - R_b) / (R_c + R_b) \text{ (tato práce)}$$

Pro účely této práce byl Braamův vzorec formálně upraven tak, aby byl aplikovatelný pro listnaté stromy, které tvoří reakční dřevo z opačné strany než stromy jehličnaté. Braam et al. (1987b) však dále uvažuje, že strom během svého vývoje může být ovlivněn svahovými pohyby různé dynamiky a směru. Obr. 3-8. schématicky ilustruje jednotlivé příklady letokruhů stromů, které byly činnostmi svahových pohybů v průběhu svého růstu nakloněny odlišným způsobem.



3-8. Příčný řez kmene nakloněného stromu. Rekační dřevo se tvoří ve směru naklonění stromu (příklad uváděn na jehličnatých stromech). Šípky indikují (následné) směry naklonění stromu, rovné čáry představují optimální směr odběru vzorku (Braam et al. 1987b).

Jelikož některé zkoumané stromy skutečně jevily makroskopické známky různého naklánění, byla v těchto případech zvlášť posuzována excentricita ve směrech BC a AB (viz. obr. 3-9.). Jednoduchým vynesemím hodnot  $E$  do grafu získáme křivky, jejichž vzájemným porovnáním lze interpretovat průběžné naklánění stromu v jednotlivých letech.



3-9. Příklad letokruhové analýzy stromu nakloněného ve dvou různých směrech (Braam et al. 1987b).

Procento stromů jevících v daném roce naklonění může být užito pro analýzu prostorové a časové proměnlivosti svahového pohybu v monitorované oblasti (Braam 1987a). Toto střídání aktivity sesuvu v celé oblasti může být vypočteno indexovým číslem ( $I_i$ ) pro každý jednotlivý rok (Schroder in: Braam 1987a):



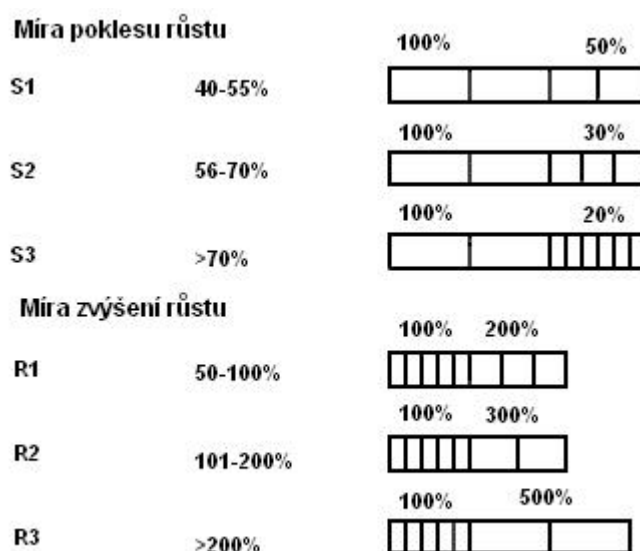
$$I_i = (\sum R(k)_i) / (\sum A(k)_i) * 100\%$$

Kde:  $I_i$  = je index aktivity v roce  $i$ ,  
 $R(k)_i$  = stromy nakloněné v daném roce  $i$ ,  
 $A(k)_i$  = zkoumané stromy v daném roce  $i$ .

Tento vzorec použili i Fantucci a McCord (in: Daňhelka 1998a), vzorec udává procento letokruhů, které v daném roce jeví excentrický růst. Vynesemím hodnot do grafu lze jednoduše popsat prostorovou a časovou aktivitu svahového pohybu v daném roce  $i$ .

Jak bylo zmíněno výše, bylo odebráno pět vzorků ze stromů rostoucích mimo vlastní studovanou oblast. Tyto stromy by neměly být postiženy svahovými pohyby, proto lze záznamy z těchto stromů využít k eliminaci lokálních vlivů případných chyb vzniklých při vyhodnocování, které by mohly zkreslit výsledky. Díky těmto kontrolním vzorkům lze rovněž odstranit růstové nehomogenity, které mohou být zapříčiněné klimatickými vlivy (zejména suchými roky).

Dále byly hodnoceny náhlé změny růstu mezi jednotlivými letokruhy. Podle Fantucciho (1999) byly tyto růstové změny rozděleny do šesti kategorií. Kategorie S1 – S3 popisují poklesy růstu, R1 – R3 potom zvýšení růstu. Prudké změny růstu indikují reakci stromu na konkrétní změnu okolních podmínek. Jak bylo popsáno v kapitole 3.1.3, poklesem růstu reaguje vegetace např. na zasypání kmene stromu, nebo na poškození kořenového systému vlivem sesuvu.



Prudké zvýšení růstu je obecně chápáno jako snížení konkurenčního stresu vlivem odstranění okolní vegetace. Růstové změny může rovněž zapříčinit změna podmínek na stanovišti (např. dotace atmosferických srážek, přísun živin). Pro korektní interpretaci těchto změn je nutné zkoumané vzorky porovnat se standardní chronologií a eliminovat vliv suchých popř. extrémně deštivých roků. Stejně jako při analýze excentrických letokruhů byl pro jednotlivé kategorie  $S_x$  a  $R_x$  počítán index  $I_i$ , který charakterizuje aktivitu v daném roce.

## 4 ZHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ

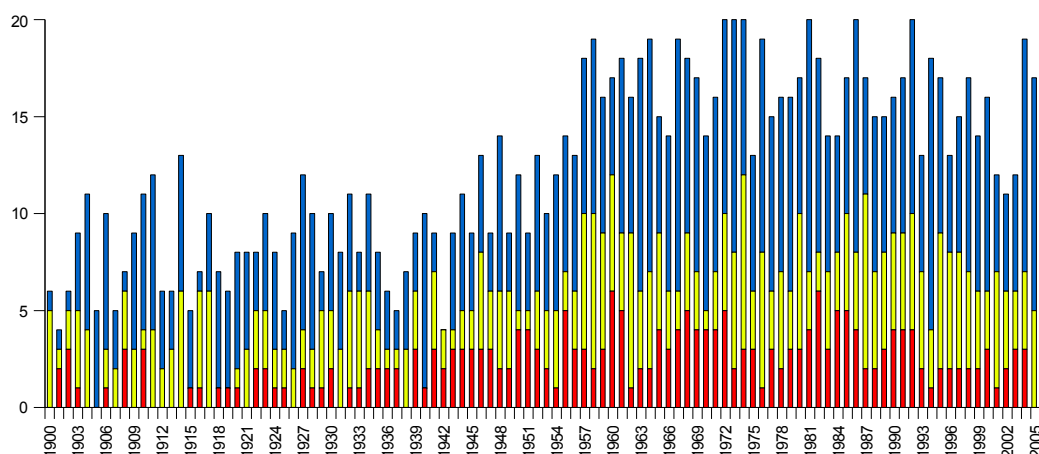
### 4.1 Interpretace dendrogeomorfologických výsledků

Jak již bylo zmíněno v předchozích kapitolách, k dendrogeomorfologickému výzkumu byly hodnoceny letokruhy celkem z 35 stromů. U těchto letokruhů byla hodnocena excentricita a náhlé růstové změny v jednotlivých letech. Ačkoliv nejstarší letokruhový záznam sahá do roku 1793, byly svahové pohyby hodnoceny pouze v periodě let 1900-2006. Se zvětšujícím se časovým intervalem od roku 1900 výrazně ubývá počet vzorků, který klesá pod 15. Proto se i výrazně zvyšuje procentuální podíl jednotlivých vzorků v hodnotě  $I_i$ .

#### 4.1.1 Hodnocení excentrických letokruhů

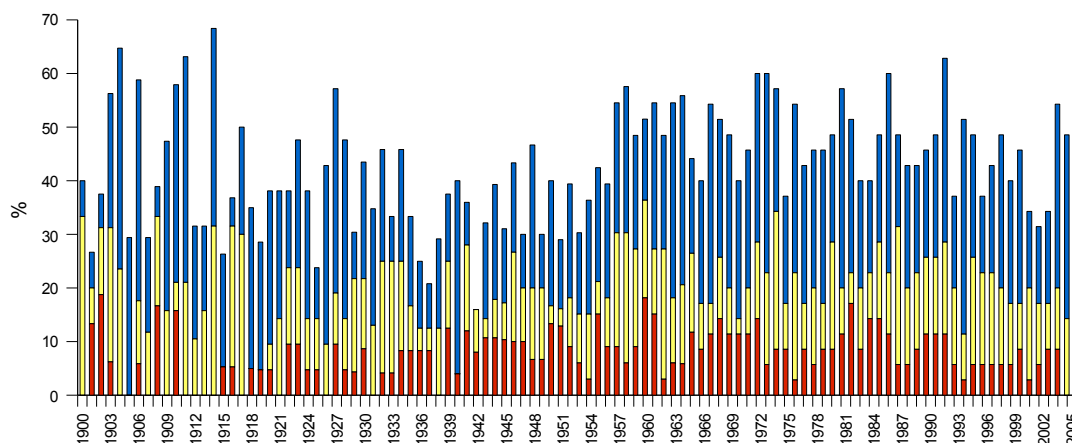
Pro posouzení aktivity svahových pohybů byla primárně hodnocena excentricita  $E_i$  jednotlivých letokruhů v konkrétních letech, která byla počítána ze vzorků **C** a **B** a dále ze vzorků **A** a **B**. Jelikož však hodnoty  $E_i$  počítané ze vzorků **A** a **B** byly významné jen ve dvou případech, byly tyto vzorky hodnoceny zvlášť. Pro jednotlivé roky pak byla vypočtena hodnota  $I_i$  (viz. 3.5).

Excentrické letokruhy byly podle hodnot  $E_i$  roděleny do tří skupin: letokruhy *mírně excentrické* (excentricita: 0,1-0,3), *středně silně excentrické* (0,31-0,5) a *silně excentrické* (>0,5). Graf 4-1. přehledně ilustruje výskyt těchto skupin v jednotlivých letech.



4-1. Počet excentrických letokruhů v jednotlivých letech sledovaného období; silná excentricita (červeně), střední excentricita (žlutě), mírná excentricita (modře).

Jelikož graf 4 -1. prezentuje absolutní hodnoty anomálií v daném roce, nerespektuje snižující se množství vzorků od roku 2005 do minulosti. Dochází tak ke zkreslování starších hodnot, proto je mnohem vhodnější použít k hodnocení svahových pohybů graf 4 -2., který zobrazuje hodnoty  $I_i$ . Graf 4 -2. udává procento stromů, které v daném roce jevíly excentrický růst a zároveň prezentuje procentuální zastoupení jednotlivých skupin.



4-2. Hodnoty  $I_i$ ; silná excentricita (červeně), střední excentricita (žlutě), mírná excentricita (modře).

Z grafu 4-2. jsou patrná období zvýšených hodnot  $I_i$ , jedná se o roky **1903, 1904, 1906, 1909 -1911, 1914, 1923, 1927-1928, 1939-1941**. Dále je pozorovatelný vzestup hodnot od roku 1954 vrcholící lety **1958-1964, 1967-1969, 1972-1974, 1981, 1985, 1992 a 2004-2006**. Naopak jako období s minimální produkcí excentrických letokruhů se jeví roky **1901, 1915, 1925, 1936-1937, 1942, 1975, 1993, 1995 a 2001-2003**.

Jelikož hodnota indexu dosahuje maximálních hodnot 70% je jasné, že nedochází k pohybům všech sledovaných partií svahu najednou. Spíše dochází k pohybům v dílčích oblastech sledovaného území. Protože se nejedná o klasickou sesuvnou lokalitu, lze výsledné hodnoty indexu považovat za relativně vysoké (v porovnání např. s Daňhelkou 1998). Zvláště pozoruhodný je nárůst hodnot indexu po roce 1954, kdy klesá hodnota indexu pod hranici 40% jen v šesti letech.

Pro vhodnější prostorovou interpretaci výsledků byl počítána excentricita  $E_i$  zvlášť pro všechny stromy ve třech sledovaných partiích svahu:

**Skupina 1** zahrnuje 25 stromů, jde o stromy č. 1.-6., 9.-25., č. 40. Do této skupiny byly zahrnuty stromy rostoucí nad závěrnou hranou VČSA. Dle geomorfologických poměrů lze tuto první skupinu rozdělit ještě do čtyř podskupin:

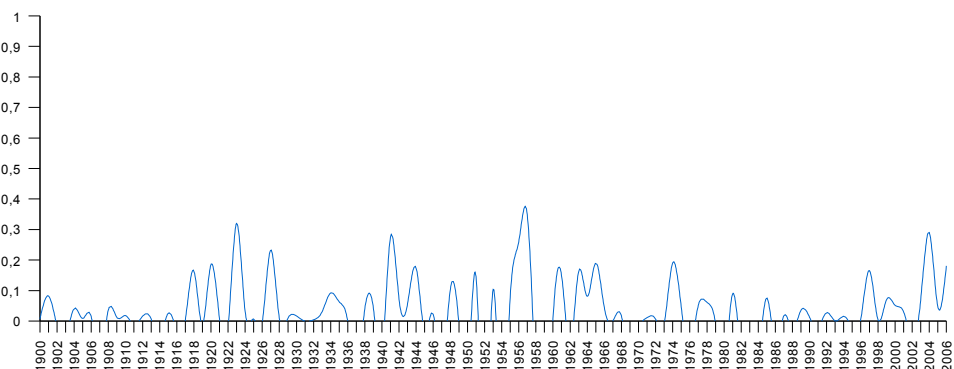
**1a** – Stromy č. 1 – č. 6, rostoucí v mírném svahu nad opěrným pilířem pod vrcholem Jezeří. Tato lokalita není v přímém dosahu těžby.

**1b** – Tato skupina zahrnuje stromy č. 9 – č. 20 rostoucí v kvartérních sedimentech

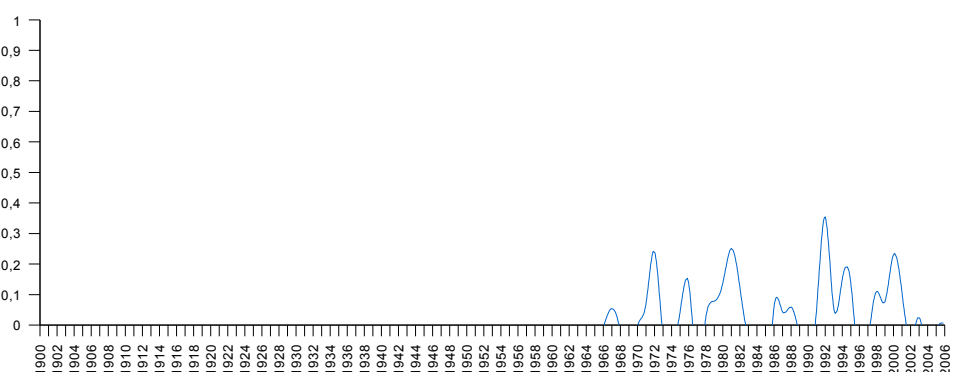
přímo nad nad závěrným svahem VČSA. Některé stromy rostou jen několik metrů od dolového pole, proto lze právě zde očekávat největší růstové disturbance.

**1c** – Stromy č. 21, č. 22, č. 25, č. 40 rostoucí na mírně ukloněných odvodněných aluviálních sedimentech údolí Šramnického potoka přímo pod zámeckým areálem.

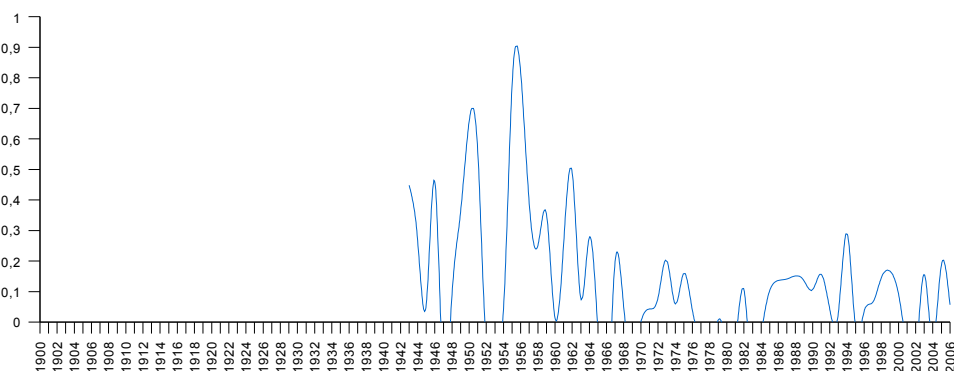
**1d** – Modelová lokalita zahrnující dva stromy č. 23 a č. 24 rostoucí ve strmém svahu přímo pod zámekm.



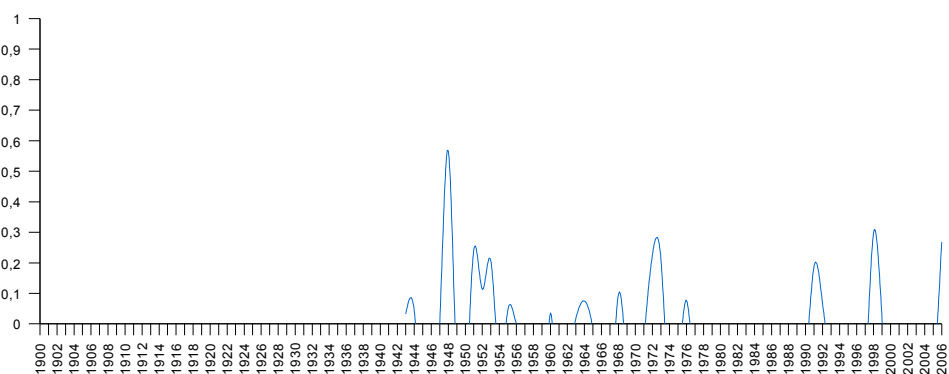
4-3. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č.1



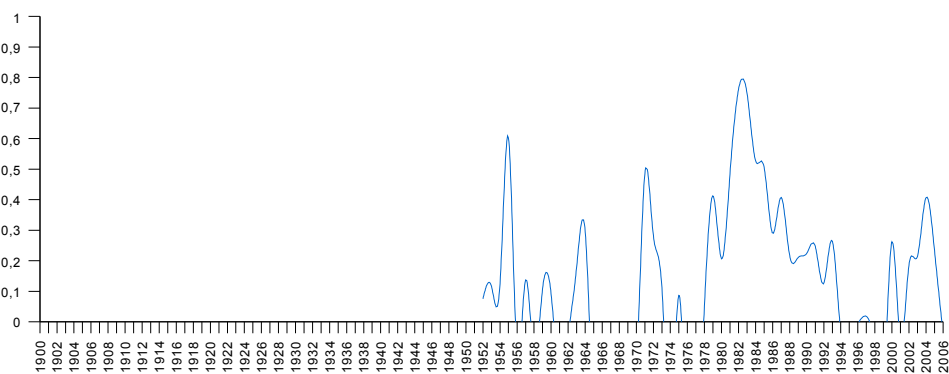
4-4. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č.2



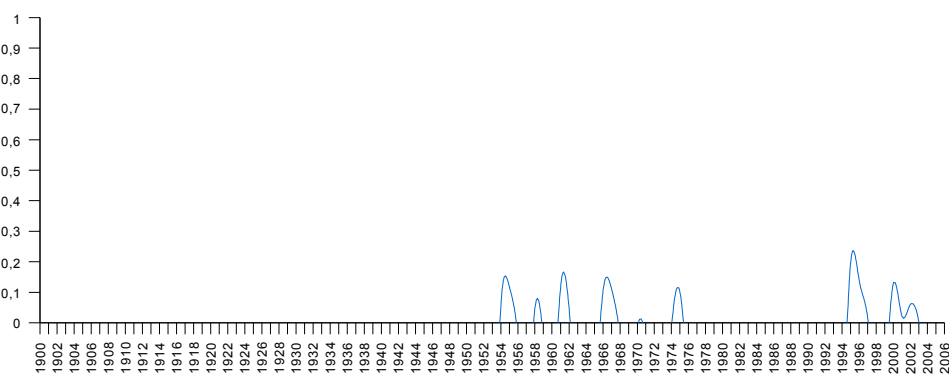
4-5. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 3



4-6. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č.4



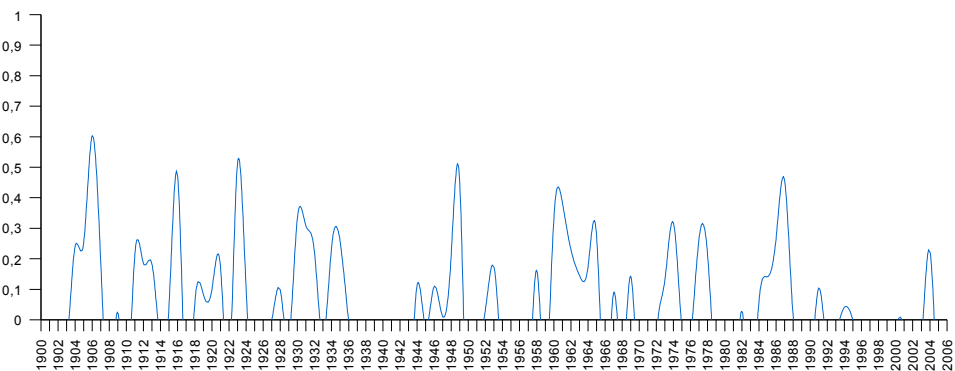
4-7. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č.5



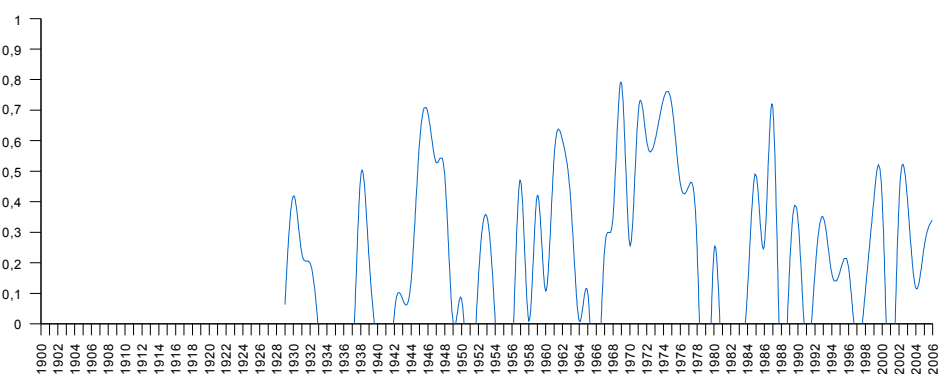
4-8. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č.6

Grafy 4-4. - 4-9. reprezentují podskupinu (1a) zahrnující šest stromů. Pouze záznam stromu č. 1 sahá před rok 1900, zbylých pět záznamů nedosahuje před rok 1943. Pohled na křivky naznačuje klidný vývoj této lokality, růstové disturbance jsou minimální. Výjimkou je strom č. 3, u něhož pozorujeme vysoké hodnoty v letech **1949 – 1951** a **1955 – 1959**. Vzhledem k mládí stromu a faktu, že hodnoty  $E_i$  v těchto letech pozorujeme pouze u stromu č. 3, je pravděpodobné, že k naklonění nedošlo působením svahového pohybu. Mnohem

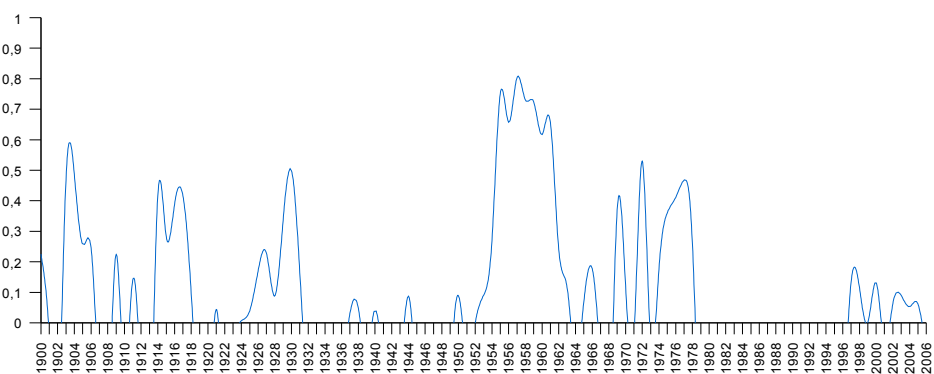
pravděpodobnější se jeví vliv konkurenčního boje. Strom č. 5 jeví i makroskopické známky naklonění. Hodnoty  $E_i$  dosahují vrcholu v letech 1979 – 1987, dále potom v letech 2001 – 2005. Vysoké hodnoty jsou čitelné i v letech 1954 a 1972.



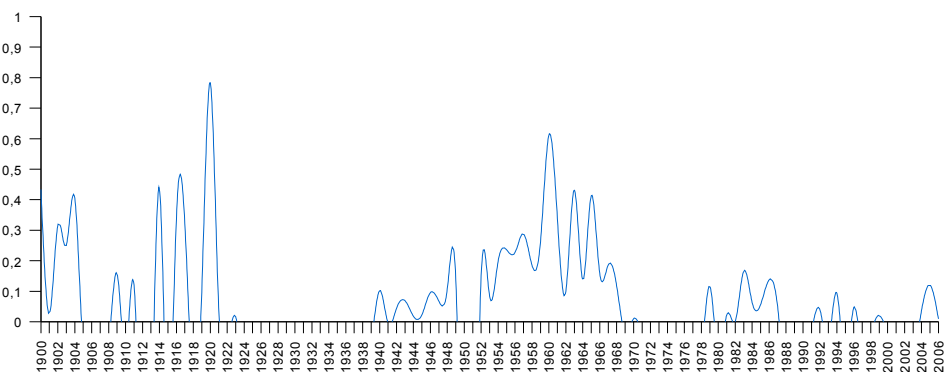
4-9. Křivka znázorňující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 9



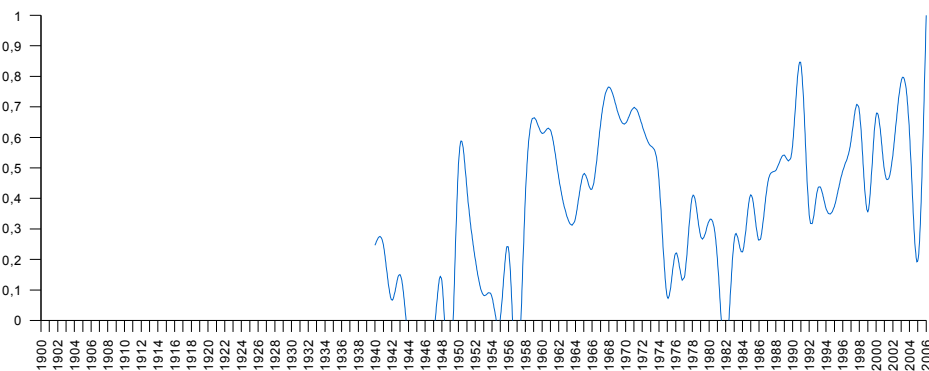
4-10. Křivka znázorňující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 10



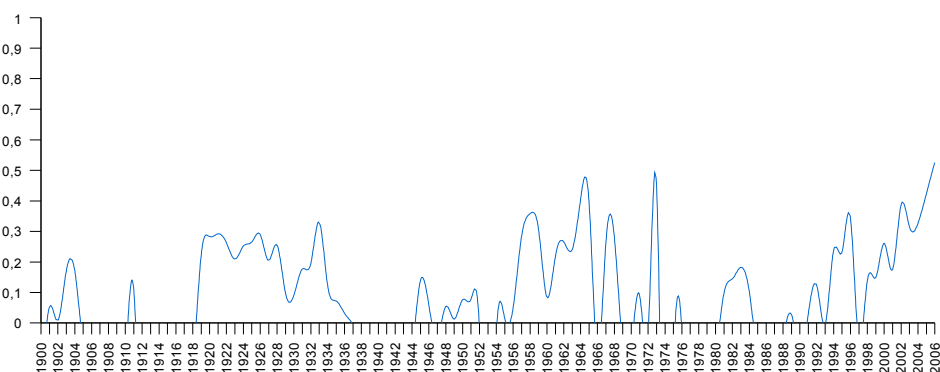
4-11. Křivka znázorňující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 11



4-12. Křivka znátorující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 12

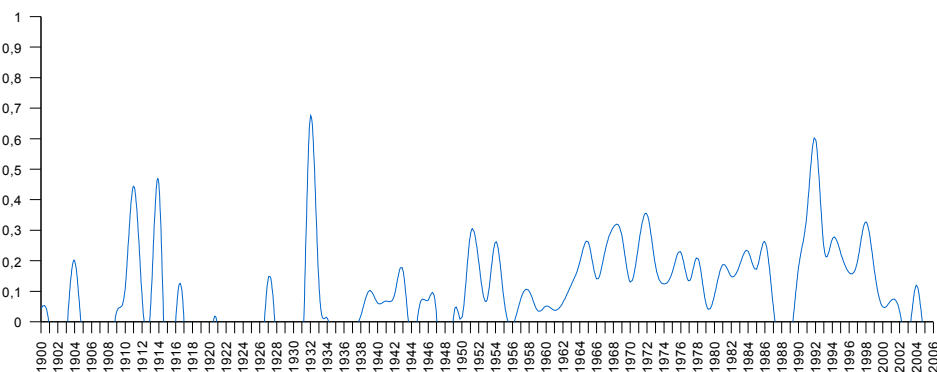


4-13. Křivka znátorující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 13

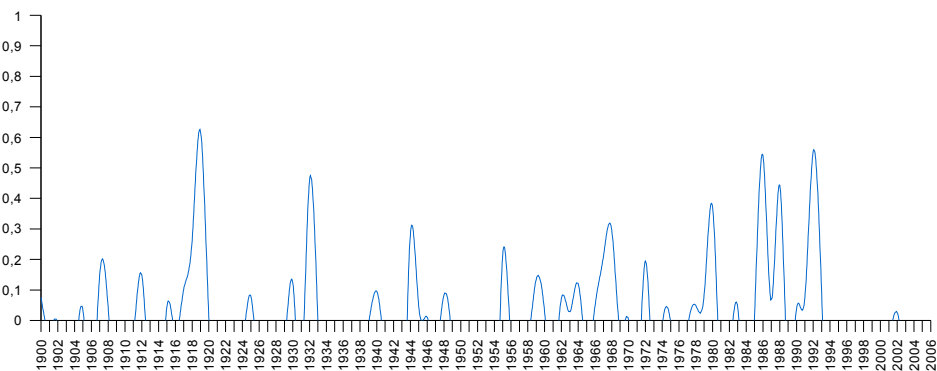


4-14. Křivka znátorující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 14

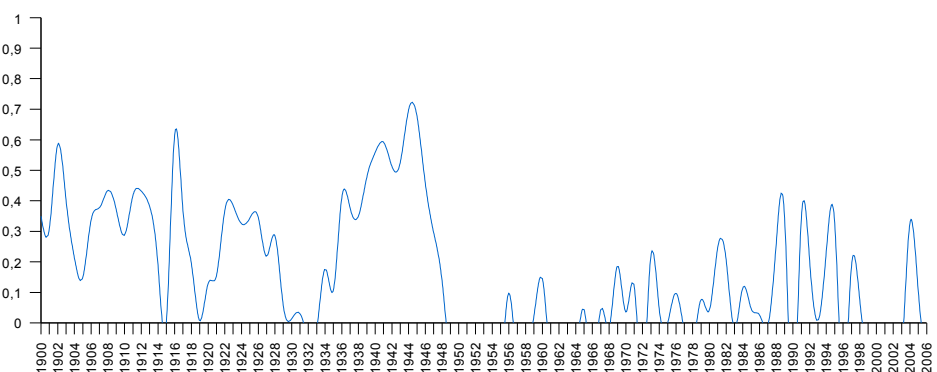




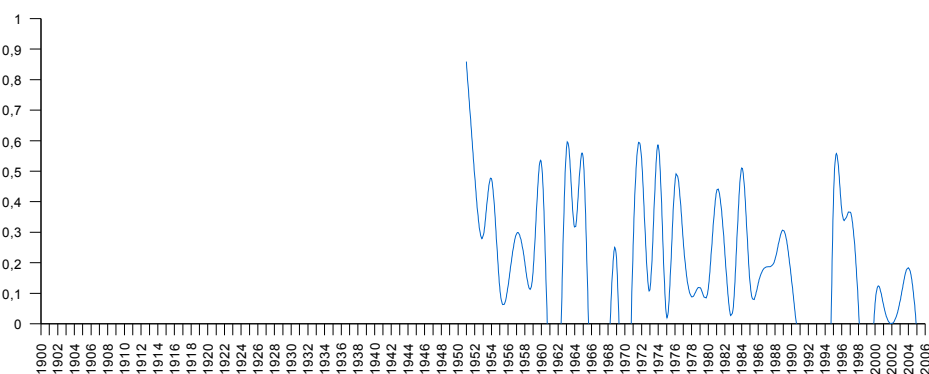
4-15. Křivka znátorující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 15



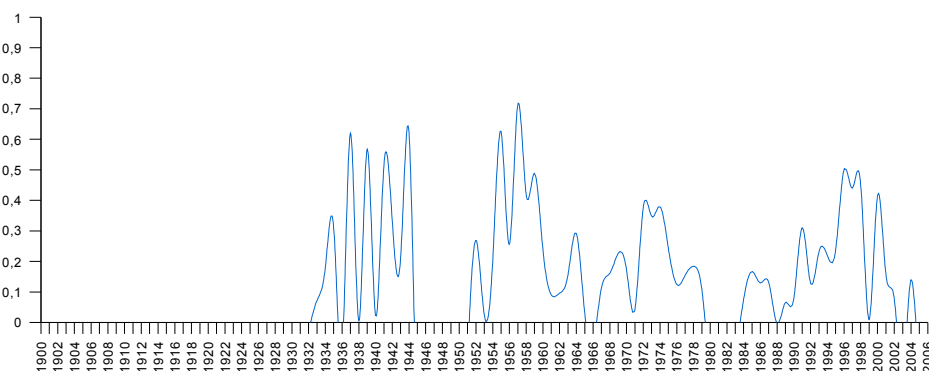
4-16. Křivka znátorující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 16



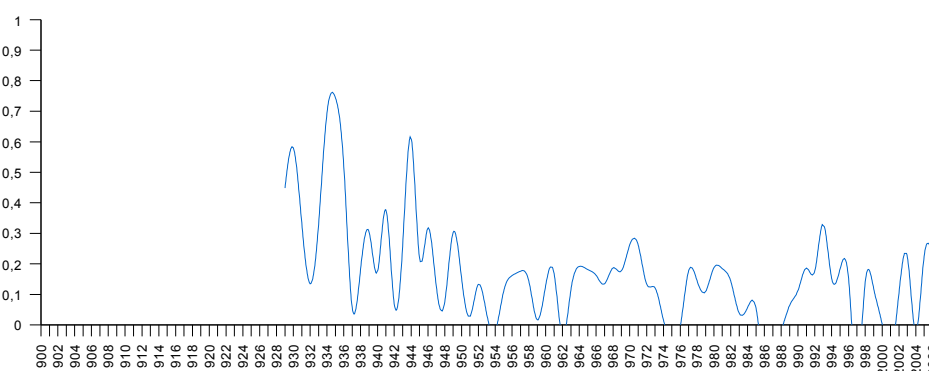
4-17. Křivka znátorující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 17



4-18. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 18



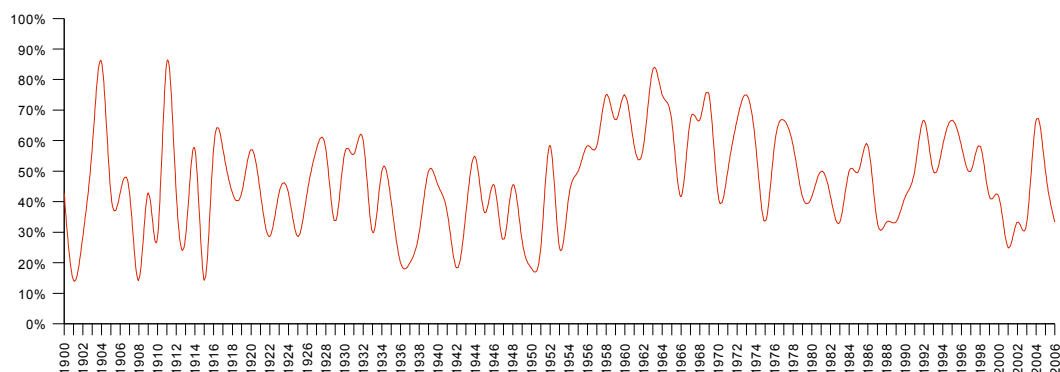
4-19. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 19



4-20. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 20

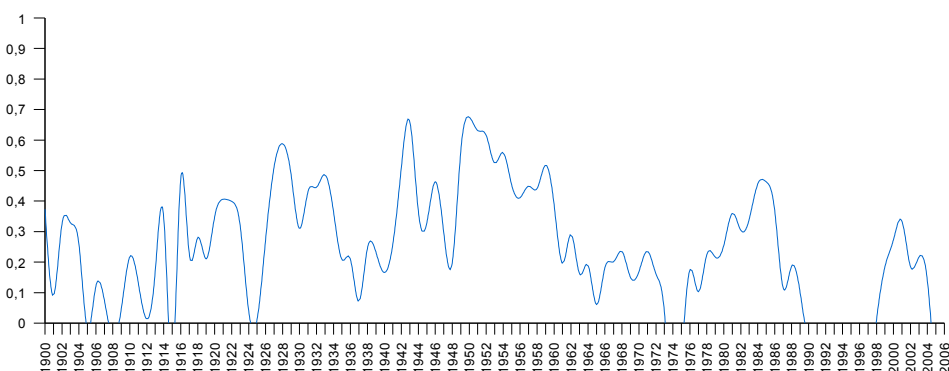
Skupinu 1b (grafy 4-10. - 4-21.) reprezentuje série vzorků odebraných ze stromů rostoucích v úzkém pásu při úpatí hor a v těsné blízkosti VČSA. U sedmi stromů časový záznam sahá před rok 1900. Hodnoty  $E_i$  nabývají mnohem větších hodnot než u předchozí skupiny 1a. Pozorovatelný je nárůst hodnot  $E_i$  v 50. letech, který je čitelný u osmi případech.

Obzvláště patrný je potom vzestup hodnot u stromů č. 11, č. 12, č. 18 a č. 19.

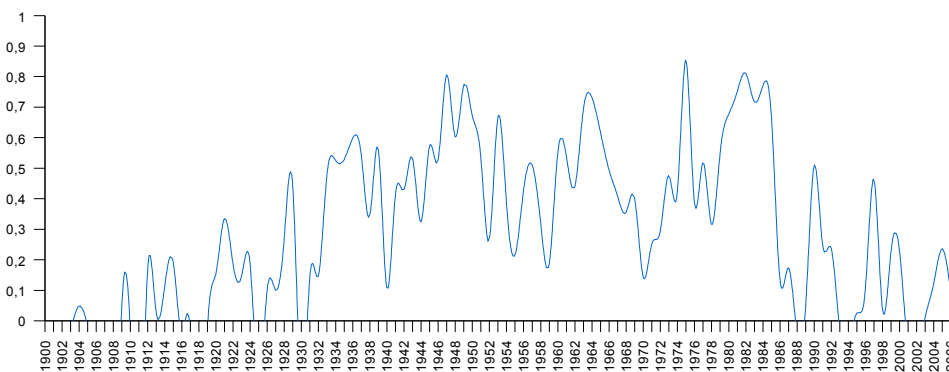


4-21. Index  $I_i$  spočítaný pro stromy č. 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20.

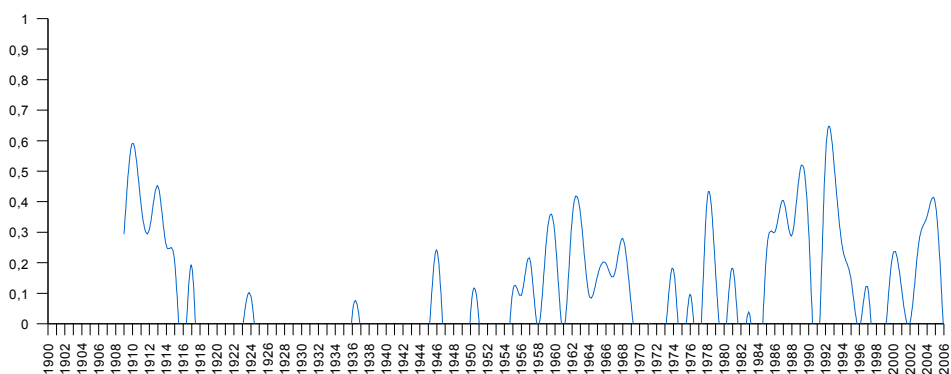
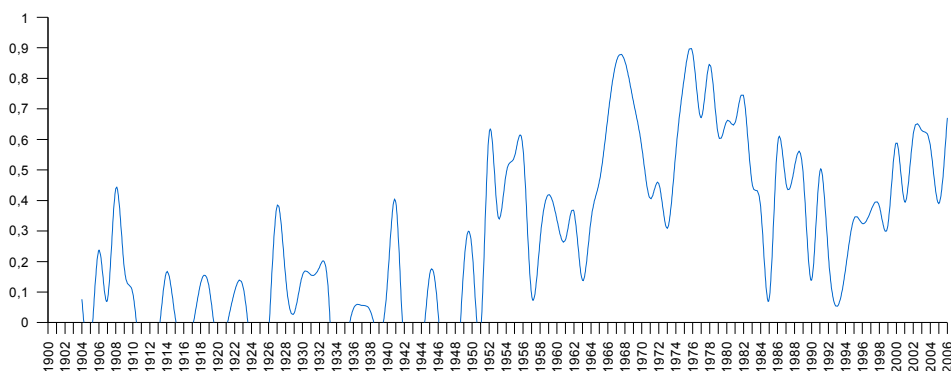
Graf 4-21. prezentuje hodnoty indexu  $I_i$  pro skupinu 1b. Na počátku 20. století v letech **1904** a **1911** dosahují hodnoty  $I_i$  rekordních 90%. Od počátku 50. let se pak průměrná hodnota  $E_i$  zvyšuje nad 50%, vrcholí roky **1958**, **1960** a zejména **1964**. V letech **1908**, **1915**, **1950**, **1988-1990** a **2001-2003** dosahuje  $I_i$  minimálních hodnot.



4-22. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 21

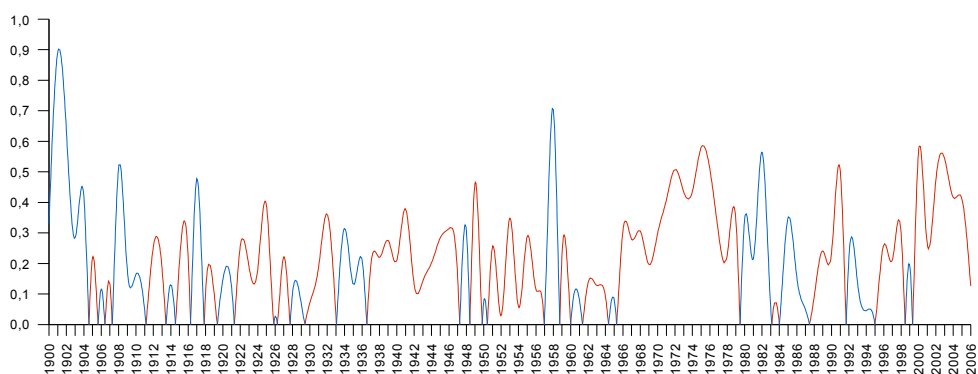


4-23. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 22

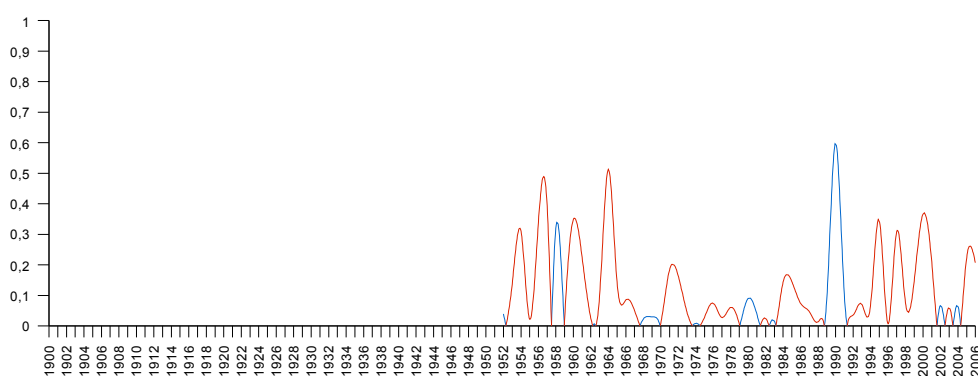
4-24. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 254-25. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č.40

Grafy 4-23. - 4-26. prezentují hodnoty  $E_i$  u podskupiny 1c. Datové záznamy čtyř stromů podskupiny 1c dosahují ve všech případech před rok 1910, v jednom případě před rok 1900. Hodnoty  $E_i$  jsou opět ve všech případech velmi vysoké. Největší růstové disturbance představují roky **1914, 1949 – 1942, 1951 – 1970, 1981, 1986 – 1987, 2000**, tradičně vysoké hodnoty vykazuje i konec padesátých let. Nejnižší hodnoty dosahuje  $E_i$  v letech **1902, 1925 a 1937**.

Zejména stromy č. 21, 22 a č. 40 vykazují v určité etapě svého růstu známky dlouhodobého naklonění, kdy  $E_i$  dosahuje vysokých hodnot. Tyto dlouhodobě vysoké hodnoty  $E_i$  lze považovat za odezvu stromu na možný projev svahového pohybu. Jedná se především o období **1932 – 1973** a zejména **1977 – 1988**.



4-26. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu.  $E_{(C-B)}$  vyznačena modře,  $E_{(A-B)}$  vyznačena červeně. Strom č. 23.



4-27. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu.  $E_{(C-B)}$  vyznačena modře,  $E_{(B-C)}$  vyznačena červeně. Strom č. 24.

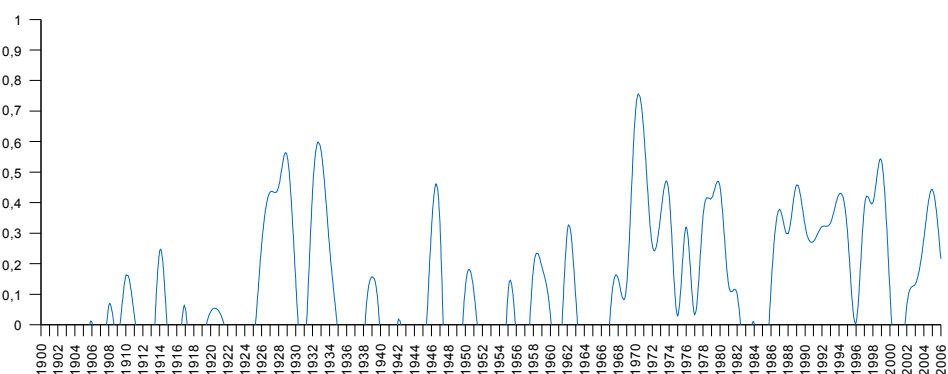
Stromy č. 23 a č. 24 představují samostatnou skupinu 1d. I přesto, že z hlediska výzkumu se jedná o nejzajímavější lokalitu, byly z tohoto místa odebrány pouze dva vzorky (zbylé staré buky lesní zde byly vykáceny). Stromy rostou na zlomovém svahu přímo pod zámekem. Tento svah je výchozem krystalinického bloku, na němž spočívá zámecký areál. Excentrický růst letokruhů by zde mohl indikovat pohyby vlastního bloku a znamenat tak přímé riziko pro stabilitu zámku.

Kvůli špatné kvalitě a čitelnosti odebraných vzorků sahá záznam ze stromu č. 24 pouze do roku 1952, záznam stromu č. 23 sahá před rok 1900. Ze stromu č. 24 byly odebrány pouze vývrty B a C. Vzorek A se nezdařilo odebrat.

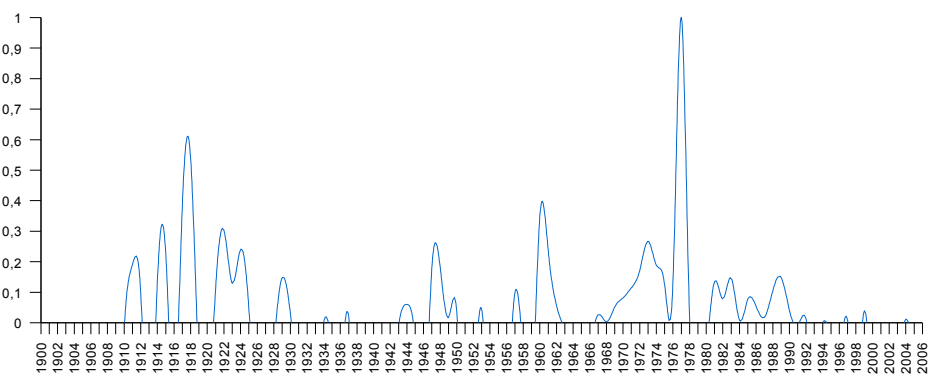
Hodnotíme-li excentricitu počítanou ze vzorků C a B, opět se silně profiluje rok **1958**, kdy  $E_i$  dosahuje vysokých hodnot v obou případech. Další společný vrchol představuje rok **1980**, který však v obou případech nedosahuje již tak vysokých hodnot jako rok 1958. U stromu č. 23 se excentrický růst projevuje v letech **1901, 1904, 1908, 1917, 1934-1936 a 1948**.

Mnohem zajímavější je výpočet excentricity ze vzorku A a B. Jelikož ze stromu č. 24

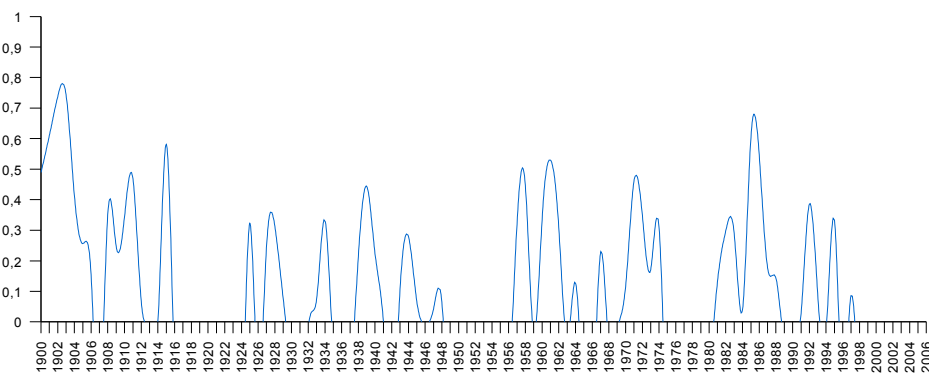
se nepodařilo odebrat vzorek A, byla tato inverzní excentricita počítána rozdílem vzorků B a C. Vysoké hodnoty této excentricity v grafech 4-26. a 4-27. (červená křivka) mohou indikovat naklánění stromu proti svahu. Jelikož si, až na rok 1958, nejsou křivky podobné, je pravděpodobné, že růstové anomálie nebyly způsobeny svahovým pohybem. Hodnocení pouhých dvou vzorků z této lokality se ukázalo jako nedostačující a není možné exaktně určit jaký faktor způsobil růstové disturbance a jak je interpretovat.



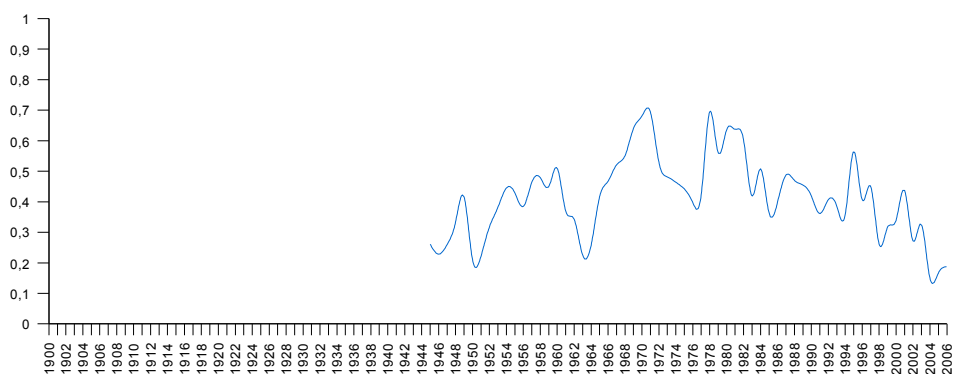
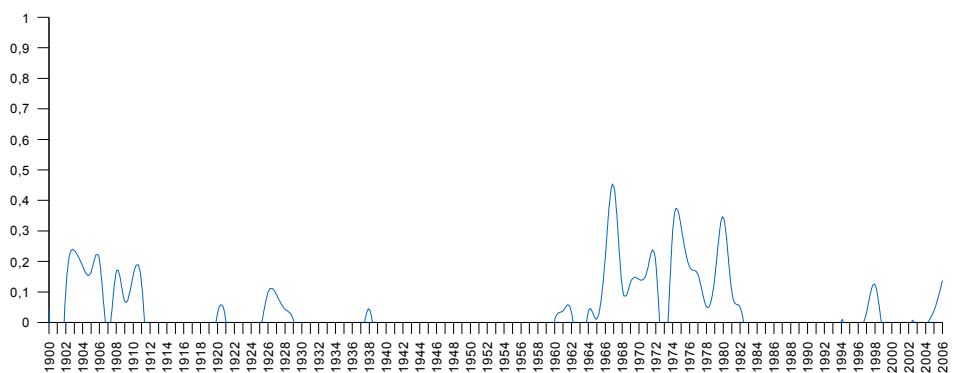
4-28. Křivka znátorzující hodnoty  $Ei$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 29



4-29. Křivka znátorzující hodnoty  $Ei$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 30



4-30. Křivka znátorzující hodnoty  $Ei$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 31

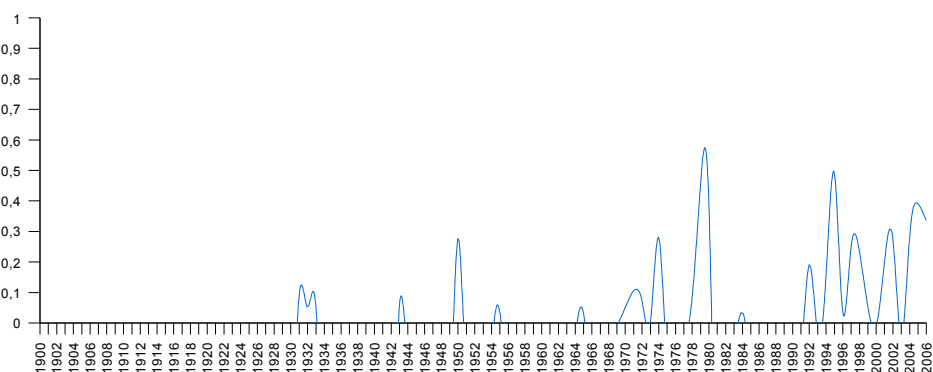
4-31. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 324-32. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 33

Vzorky stromů č. 29 – č. 33 byly odebrány v druhé lokalitě, ve svahu nad zámkem. Důvodem odběru v této partii svahu byly vertikální pohyby nivelačních bodů č. 26, 27 a 28 pořadu  $Z_2B_{11}$ , zaznamenané na jaře v letech 1985, 1987 a na podzim roku 1988. V těchto letech byly sledovány vertikální zdvihy zmíněných bodů až o 5 mm. Vzestup hodnot  $E_i$  v 80. letech je patrný u čtyř zkoumaných stromů, zejména výrazný je u č. 29, 31 a 32. Největší hodnoty excentricity jsou čitelné v letech **1986, 1988-1989**. Domnívám se, že disturbance ve zmíněných jsou podmíněny klimatickými vlivy. Relativně vysoké srážkové úhrny v těchto letech mohly zapříčinit destabilizaci svahu.

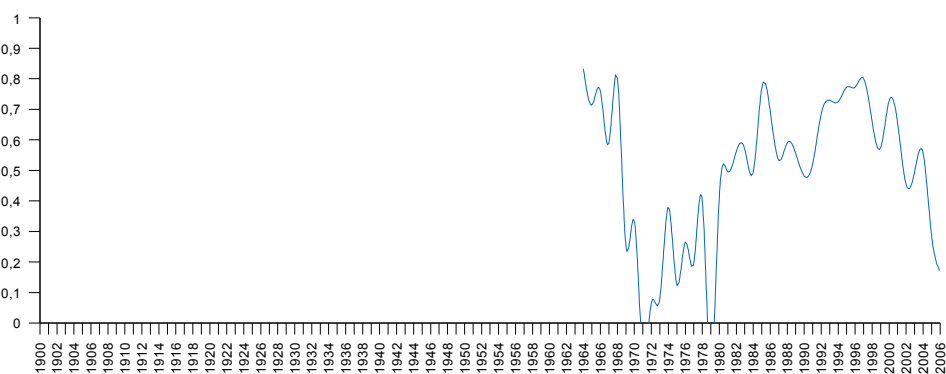
V předchozích letech potom všechny stromy vykazují vysoké hodnoty v letech **1967-1975**. Vysoké hodnoty  $E_i$  v roce **1958** jsou prokazatelné u stromů č. 29, 31, 32.

Strom č. 32 je příkladem dlouhodobě nakloněného stromu. Časový dosah vzorků je do roku 1944. Jelikož od r. 1944 v žádném roce neklesají hodnoty  $E_i$  pod 0 a jen v několika letech překračují hodnotu 0,5, lze konstatovat, že během svého růstu reagoval na vnější vlivy, které zapříčinily dlouhodobé a pozvolné naklánění stromu. Pozice a tvar stromu a

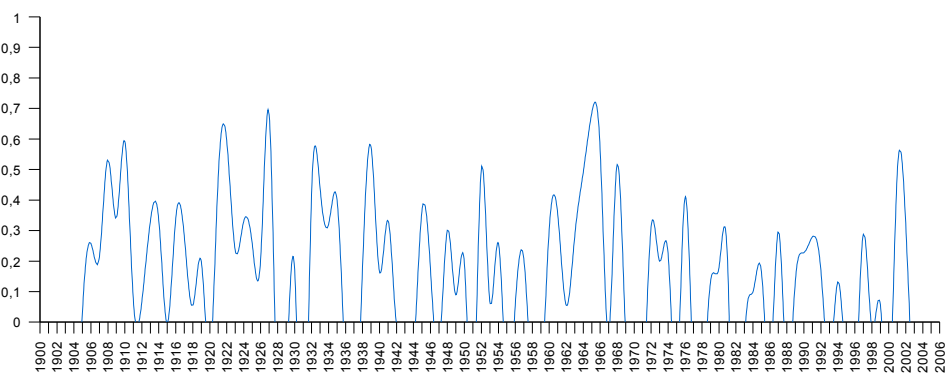
celkový charakter křivky indikují, že k naklonění mohlo dojít činností svahového pohybu. Na křivce je zřetelných šest míst, kdy došlo k prudkému zvýšení hodnot  $E_i$ . Jedná se období let **1948, 1954 – 1958, 1968 – 1971, 1978, 1995, 2001**. Je pravděpodobné, že v těchto letech došlo k lokální destabilizaci svahu a oživení svahového pohybu. Prudký růst excentricity se vždy shoduje s nadprůměrnými srážkovými úhrny v daném roce, popř. roce předchozím (viz. 4.2). Z výše uvedeného lze usoudit, že v této partii dochází k ploužení pokryvných útvarů, přičemž rychlost pohybu je ovlivňována intenzitou srážek.



4-33. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 34.

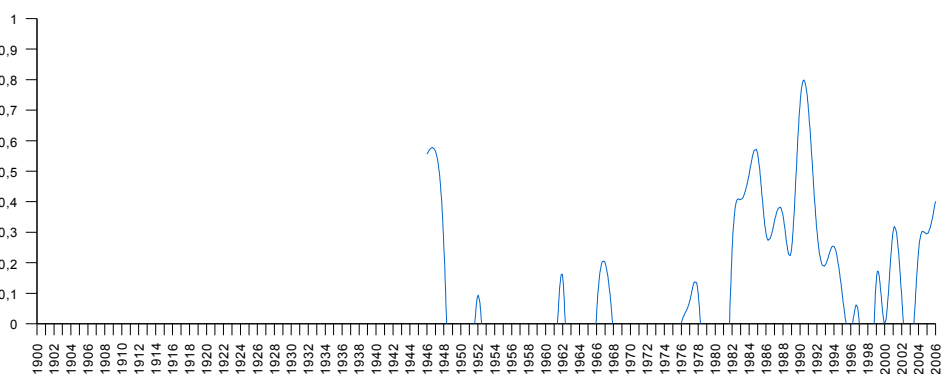


4-34. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 35.

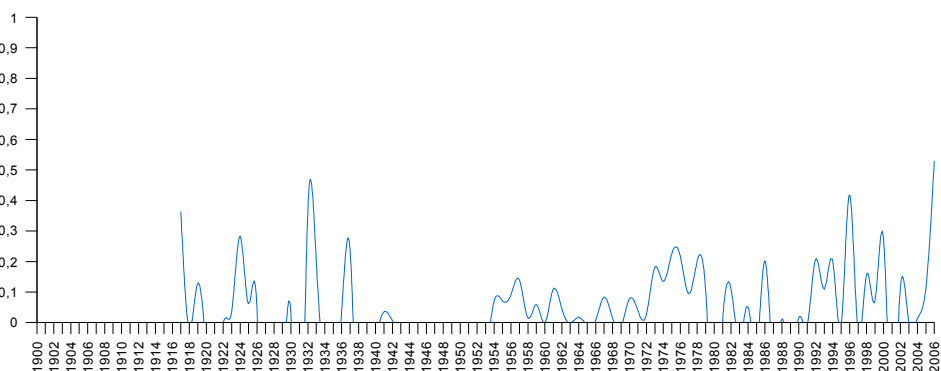


4-35. Křivka znátorzující hodnoty  $E_i$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 36.

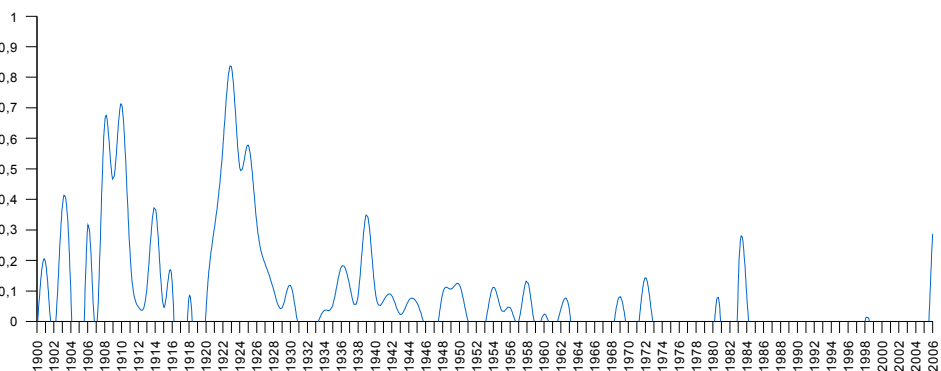




4-36. Křivka znátorzující hodnoty  $Ei$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 37.



4-37. Křivka znátorzující hodnoty  $Ei$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 38.



4-38. Křivka znátorzující hodnoty  $Ei$  v průběhu růstu stromu. Strom č. 39.

Třetí skupina zahrnuje stromy č. 34 – 39. Stromy z této lokality byly odebrány v okolí bodů 48, 49 a 50 nivelačního pořadu  $Z_2B$  11. Účelem bylo zjistit, zda vertikální pohyby těchto bodů v osmdesátých letech mohly zapříčinit destabilizaci svahu, zda se nějak projevují v letokruzích jednotlivých stromů. K největším pohybům těchto bodů došlo v letech 1985, 1987 a 1988. Odborná literatura diskutuje o tom, zda byly vertikální pohyby těchto bodů

zapříčiněny zdvihem vlastního masivu či chybným měřením (např. Stolínová 2002).

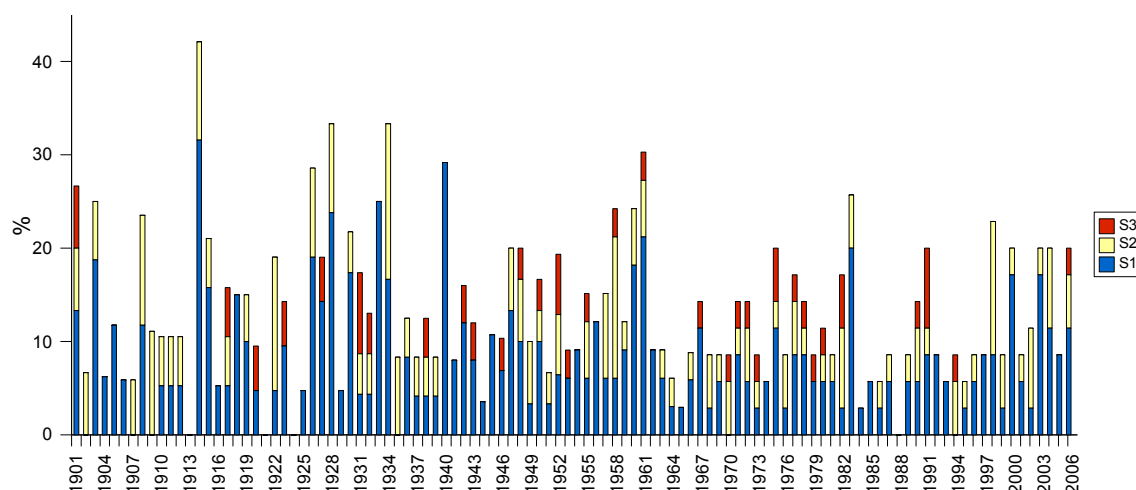
Pouze u stromu č. 39 sledujeme časový dosah křivky před rok 1900. Křivky mají společný vrchol mezi roky **1923 – 1925**. Bohužel z této doby máme k dispozici záznamy pouze ze tří stromů, časový dosah zbylých stromů je kratší. Ve sledovaných letech 1985, 1987 a 1988 se excentrický růst letokruhů projevil u stromu č. 37, kde můžeme vysoké hodnoty  $E_i$  sledovat od počátku 80. let do poloviny let 90. Další strom, který v kritických letech produkoval excentrické letokruhy, je strom č. 35. Hodnoty  $E_i$  u stromu č. 35 obecně vykazují vysoké hodnoty, které indikují naklonění stromu. Jelikož je tento strom v lokalitě nejmladší, není možné přesně určit, jestli je naklonění důsledkem působení sesuvu, nebo zda jde o fototropickou odezvu.

Vertikální pohyby sledovaných bodů v letech 1985, 1987 a 1988 se anomálním růstem neprojeví. Excentrické letokruhy, které v těchto letech pozorujeme u stromů č. 35 a č. 37, nelze dávat do souvislosti s vertikálními pohyby jednotlivých bodů nivelačního pořadu. V obou případech k naklonění stromu došlo ještě před rokem 1985, vyšší hodnoty  $E_i$  v letech 1985, 1987 a 1988 jsou tedy výsledkem reakce stromu na naklonění stromu v letech předchozích.

Poměrně vysoké hodnoty  $E_i$  u stromu č. 36 naznačují, že tento strom byl v průběhu svého růstu pravidelně nakláněn. Jelikož okolí stromu nebylo káceno a strom je v dané lokalitě jeden z nejstarších, lze usuzovat, že k opakovanému naklonění pravděpodobně došlo působením svahového pohybu.

#### **4.1.2 Hodnocení náhlých růstových změn**

Dále jsem se při hodnocení svahových pohybů zaměřil na náhlé růstové změny, které vypovídají o změně podmínek na daném stanovišti. Podle klíče popsaného v kapitole 3.2.2 byly tyto růstové disturbance rozděleny do šesti kategorií: S1 – S3 a R1 – R3. Pro hodnocení růstových změn byl vždy použit vzorek  $B$ , který by měl být minimálně ovlivněn tvorbou reakčního dřeva. V případě, že strom v daném roce produkoval reakční dřevo, pak by se právě na vzorku  $B$  měl projevit náhlý pokles růstu způsobený vlivem excentrického růstu. V grafu by se pak tyto roky měly shodovat s obdobím vzniku excentrických letokruhů. Graf 4-6. zobrazuje hodnoty indexu  $I_i$  pro letokruhy jevící poklesy růstu.

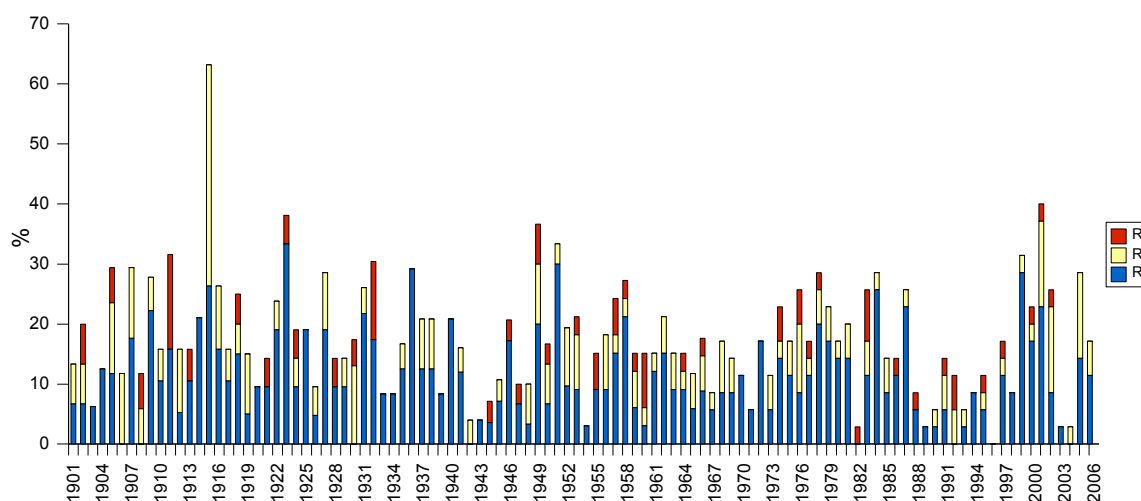


4-39: Index  $I_i$ . Kategorie S1-S3 charakterizující poklesy růstu letokruhů v daných letech.

Jak je z grafu 4-39. patrné, dominuje kategorie S1. Kategorie S3 a S2 jsou zastoupeny zřetelně méně. Opět lze vyzorovat zvýšené hodnoty  $I_i$  v letech **1914**, **1926**, **1928**, **1933-34**, **1940**, **1958-1961**, **1983**, **1991**. Výrazný nárůst hodnot indexu v těchto letech lze dát do souvislosti se: vznikem excentrických letokruhů, poškozením kořenového systému vlivem sesuvu, suchými roky.

Roky **1914**, **1926**, **1934**, **1940**, **1958**, **1961**, **1991** korelují se silnými roky grafu 4-2. a anomálie v těchto letech lze považovat za projev svahového pohybu, který vedl k naklonění stromu a vzniku excentrických letokruhů.

Graf 4-40. udává podíl zkoumaných letokruhů, které v daném roce jeví zvýšení růstu. Barevně jsou opět odlišeny jednotlivé kategorie R1 – R3. Největších hodnot nabývá index v roce **1917**, **1923**, **1932**, **1936**, **1949**, **1951**, **1958**, **1978**, **1984** a **1999**, **2001**.



4-40: Index  $I_i$ . Kategorie R1-R3 charakterizující zvýšení růstu letokruhů v daných letech.

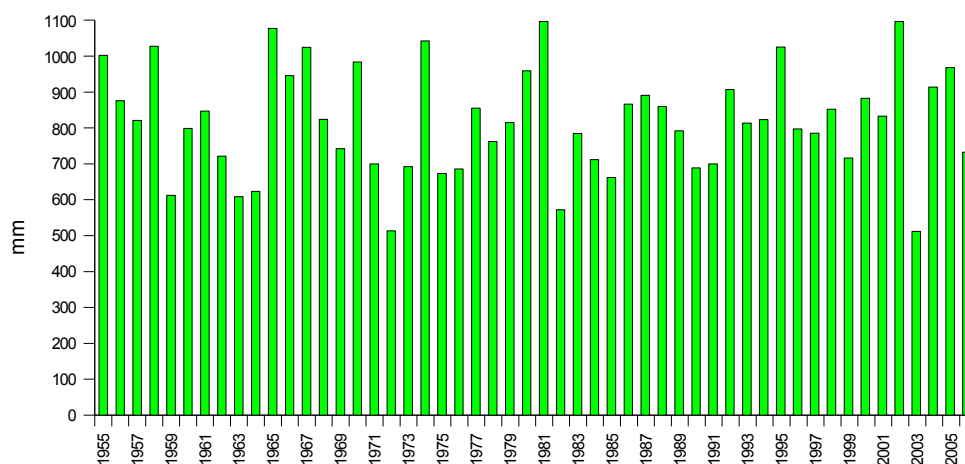
Nepředpokládám, že by vlivem svahových pohybů v dané lokalitě mohlo dojít k růstovému uvolnění zkoumaných stromů. Růstové uvolnění může být ale zapříčiněno jinými vlivy, nejpravděpodobnějšími se jeví antropogenní zásahy, konkrétně kácení okolních stromů, nebo klimatické vlivy.

## 4.2 Porovnání výsledků s dlouhodobým úhrnem srážek a standardní křivkou

Jedním z klíčových faktorů, které ovlivňují tvorbu a šířku letokruhů stromu jsou atmosferické srážky. Stať 4.2 zjišťuje, jakým způsobem srážkové extrémy ve sledované lokalitě ovlivňovaly jejich tvorbu. Jak bylo zmíněno ve stati 2.4, intenzita srážek navíc ovlivňuje stabilitu sedimentů při úpatí i vlastního masivu.

Pro hodnocení srážek byly použity srážkové úhrny naměřené ve stanici Boleboř. Datové záznamy z této stanice sahají pouze do roku 1955. V letech 1998 a 1999 byl záznam nekompletní, proto byla datová řada v těchto letech doplněna záznamy z nedaleké stanice Křímov. Z klimatických údajů byly vytvořeny dva grafy 4-42. a 4-43.

Graf 4-42. ukazuje roční srážkové úhrny od roku 1955 do roku 2006. Jako nejsušší období se profilují roky **1959, 1963, 1964, 1972, 1983, 1986** a rok **2003**. Roky **1955, 1958, 1965, 1967, 1970, 1974, 1977, 1980, 1981, 1987, 1992, 1995** a dále léta **2001, 2005** jsou léta s výrazně nadprůměrnými srážkovými úhrny.

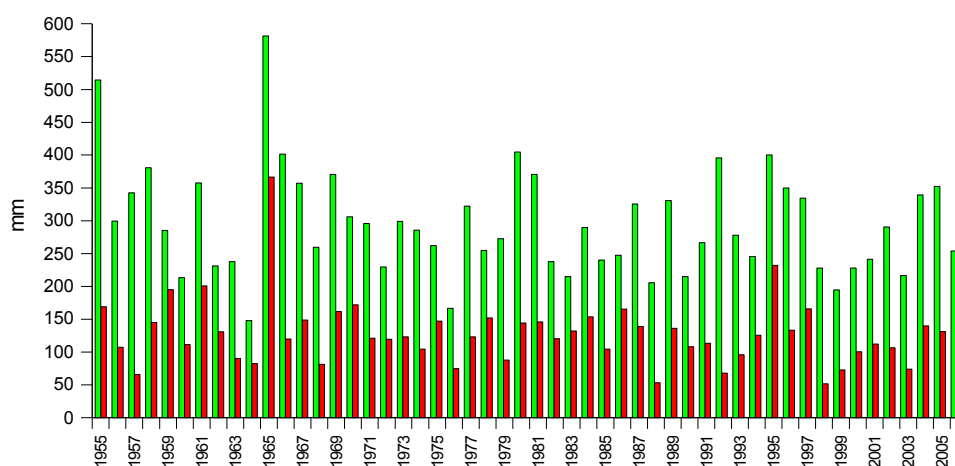


**4-41.** Roční úhrn srážek od r. 1955, stanice Boleboř – pro roky 1998 a 1999, kdy byla datová řada z této stanice nekompletní, byly použity hodnoty naměřené ve stanici Křímov (zdroj: ČHMÚ).

Pro růst stromu jsou nejpodstatnější srážkové úhrny v době vegetace. V tomto období může strom úměrně reagovat na množství srážek tvorbou různě mocných přírůstků.

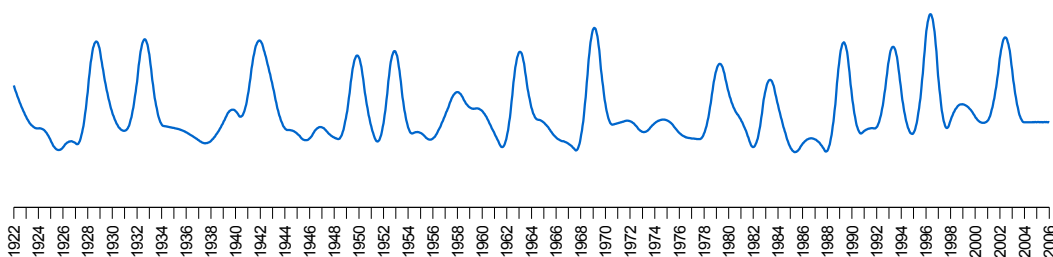
Graf 4-43. ilustruje množství srážek spadlých ve vegetačním období (měsíce duben – červenec) a srážek spadlých v měsících dubnu a květnu, kdy dochází k nejdynamičtější tvorbě dřevní hmoty.

Z grafu 4-43. vyplývá, že na srážky chudé roky **1963, 1964, 1972, 1983, 1986 a 2003** byly srážkově podprůměrné i ve vegetačním období. Srážkově podprůměrně se jeví dále roky **1960, 1962, 1976, 1982, 1988** a období let **1998-2001**. Srážková maxima se ve většině případů shodují, k nejdeštivějším letům patří rok **1955, 1965, 1967, 1980, 1981, 1987, 1992, 1995**, nově potom roky **1961, 1969**, které však byly nadprůměrné pouze ve vegetačním období. Oproti ročním úhrnům jsou ve vegetačním období nízké srážkové úhrny v letech v letech **1970, 1977 a 2001**.



**4-42.** Úhrny srážek ve vegetačním období IV-VII (zeleně) a srážkové úhrny za duben a květen (červeně). Pro roky 1998 a 1999 byly hodnoty ze stanice Boleboř doplněny měřeními ze stanice Křimón. (zdroj: ČHMÚ).

Disturbance typu pokles/zvýšení růstu mohou být ovlivněny rozdílným přísunem srážek. V období, kdy pozorujeme největší meziroční rozdíly srážkových úhrnů, lze rovněž předpokládat největší růstové disturbance. Největší meziroční rozdíly srážkových úhrnů pozorujeme v letech: **1956, 1962, 1965, 1976, 1977, 1980, 1982, 1988, 1989, 1992, 1993, 1995, 1998 a 2003**. Pro objasnění reakce vegetace na toto meziroční kolísání srážkových úhrnů byly kritické roky porovnány se standardní křivkou (viz. 4-43.).



4-43. Standardní křivka vytvořená pro zkoumanou lokalitu.

Po porovnání standardní křivky s grafy 4-41. a 4-42. bylo zjištěno, že v některých letech porovnávané hodnoty korelují. Nejnižší hodnoty přírůstků se ve většině případů shodují v letech, v nichž byly naměřeny nejextrémnější meziroční rozdíly srážkových úhrnů. Je zřetelné, že některé výše zmíněné roky se ve standardní křivce projevují. Růstová minima v letech **1956** a **1962** vždy odpovídají výrazným srážkovým rozdílům ve vegetačním období dvou následujících roků. Postupně klesající úhrny srážek v období 1965-1968 jsou rovněž ve standardní křivce čitelné, růstové minimum odpovídá roku **1968**, který byl nejsušší. K dalším slabým rokům patří léta 1976, 1982 a 1988. Slabé přírůstky v letech **1976** a **1982** jsou zřejmě opět projevem velkým meziročním rozdílům ve srážkových úhrnech. V roce **1988** byly naměřeny velmi nízké hodnoty srážek v dubnu a květnu, což zřejmě opět způsobilo vznik užších letokruhů. Naopak minima z let **1991** a **1995** se srážkovými záznamy nekorelují. V roce 1991 byly srážky jen slabě podprůměrné a meziroční rozdíl srážkových úhrnů je rovněž zanedbatelný. Rok 1995 je z hlediska srážek dokonce nadprůměrný. Minimální přírůstky v těchto letech byly tedy zřejmě způsobeny jinými než klimatickými vlivy.

Pakliže o minimálních hodnotách standardní křivky lze prohlásit, že korelují s klimatickými výkyvy, pak o maximálních hodnotách toto prohlásit nelze. Největší přírůstky křivka vykazuje v letech **1963**, **1968**, **1979**, **1984**, **1989**, **1993** a **1996**. Žádný z těchto roků neodpovídá výrazným srážkovým maximům. Výjimkou je rok **1958**, který vykazuje nadprůměrné hodnoty růstu i nadprůměrné hodnoty srážkových úhrnů (jak celoročních, tak ve vegetačním období).

Z výše uvedeného vyplývá, že vegetace citlivě reaguje na nízké srážkové úhrny, či výrazné meziroční srážkové rozdíly. Naopak roky, v nichž došlo k výrazným meziročním nárůstům srážkových úhrnů, nebo v letech, kdy byly srážkové úhrny nadprůměrné, se zvýšením růstu u místní vegetace neprojevují.

Porovnáme-li standardní křivku s grafem 4-39., který udává roky, v nichž došlo k

poklesu růstu, zjistíme, že korelují. Graf 4-39. dosahuje největších hodnot  $I_i$  v letech 1926, 1928, 1934, 1940, 1961, 1983 a 1998. Kromě roku 1928 se všechny zmíněné roky shodují s poklesy růstu čitelnými na standardní křivce. Poklesy růstu ve výše zmíněných letech tak pravděpodobně nesouvisí s činností svahového pohybu. Obdobná korelace platí i pro náhlé zvýšení růstu. Roky 1932, 1949, 1951, 1958 a 1984, které v grafu 4-40. vykazují vyšší hodnoty  $I_i$ , se ve standardní křivce profilují jako roky s vyššími přírůstky. Výjimkou jsou roky 1927 a 2001, kdy se zvýšené hodnoty  $I_i$  v grafu 4-40. se standardní křivkou neshodují.

Můžeme konstatovat, že většina náhlých růstových změn je způsobena klimatickými vlivy. Růstové disturbance z let 1927, 1928 a 2001 lze dát do souvislosti s jinými než klimatickými vlivy.

### 4.3 Hodnocení aktivity svahových pohybů

Ze statí 4.1 a 4.2, které detailně studují růstové disturbance a srovnávají je se srážkovými úhrny, lze vyvodit následující:

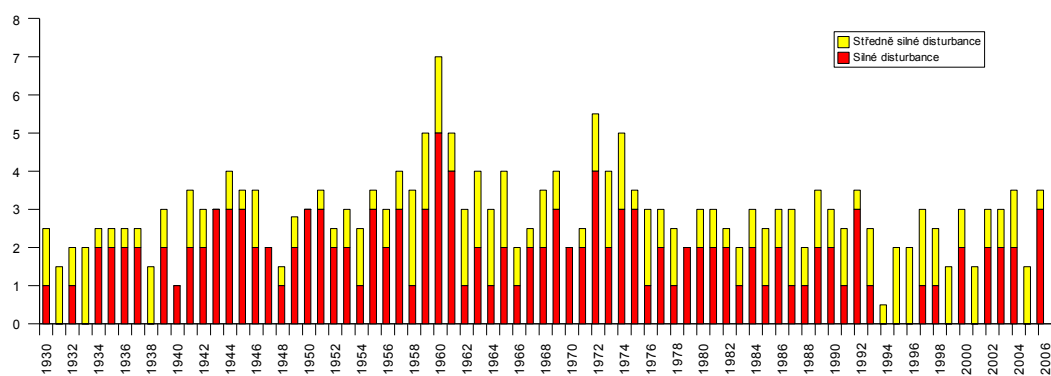
Ve sledovaném období let 1900-2006 sledujeme u většiny zkoumaných stromů růst excentrických letokruhů. Vznik excentrických letokruhů lze u většiny stromů dát do přímé souvislosti se svahovými pohyby. Pouze u stromů č. 3 a č. 35 lze spolehlivě konstatovat, že naklonění stromu je výsledkem konkurenčního boje. U stromů č. 23 a č. 24 není možné přesně určit příčiny vzniku výrazných růstových disturbancí.

Dále se prokázalo, že k pohybům nedochází současně v celém zkoumaném území, nýbrž že se setkáváme s pohyby dílčích částí svahu. Při hodnocení excentricity byly zkoumané letokruhy rozděleny do tří skupin (silně excentrické, středně silně excentrické, mírně excentrické), graf 4-2. dokazuje, že převládají letokruhy s mírnou excentricitou (hodnoty  $E_i$  0,1-0,3). Toto lze vysvětlit tím, že k naklání stromů dochází pomalu, ve sledované lokalitě nejpravděpodobněji ploužením kvartérních sutí a nezpevněných aluviálních sedimentů.

Hodnocení srážkových úhrnů potvrdilo, že k destabilizaci pokryvných útvarů dochází zejména v letech s nadprůměrnými srážkovými úhrny nebo v letech následujících. Celkově tak tyto výsledky korespondují s předešlými závěry, že srážky působí jako spouštěcí impuls a destabilizují svah. Jako nejdynamičtěji modelovaná partie se jeví oblast při úpatí svahu, kde jsou kvartérní sedimenty nejmocnější. U stromů rostoucích v této partii pozorujeme největší

excentricitu a značnou sensitivitu na nadprůměrné srážkové úhrny.

Abychom přesněji zjistili roky, v nichž došlo ke zintenzivnění dynamiky svahového pohybu, byly zlášť hodnoceny letokruhy se silně a středně silně excentickým růstem. Podle Daňhelky (1998) byly odlišným růstovým anomáliím přiřazeny různé váhy. Letokruhům, které v daném roce vykazovaly silně excentický růst ( $E_i > 0,5$ ) byla přiřazena váha 1, středně silným disturbancím ( $E_i 0,31 - 0,5$ ) váha 0,5. Následným vynesemím hodnot do grafu 4-44. získáme vážený součet excentrických letokruhů. Tato analýza byla provedena pouze z letokruhů stromů první skupiny, z šestnácti stromů roustoucích při úpatí svahu (konkrétně jde o stromy č. 9 – 22, č. 25 a č. 40).



4-44. Vážený součet excentrických letokruhů.

Z grafu 4-44. je patrné, že největší disturbance se projevují v letech **1958-1960** a **1972-1974**. Další disturbance sledujeme ve 40. letech. Aby byl zohledněn časový dosah záznamů, začíná graf rokem 1930.

Výrazný nárůst sledovaných anomálií na konci padesátých let je s velkou pravěpodobností projevem náhlého zrychlení plouzivých pohybů. Během nadprůměrně srážkového roku 1958 zřejmě došlo ke zvodnění sedimentů a jejich následnému sjíždění, k uklidnění pohybu zřejmě došlo až v roce 1960.

Původ disturbancí ze 40. let je také zřejmě způsoben srážkami, které vedly k destabilizaci pokryvných útvarů. Srážkové úhrny z této doby nemáme k dispozici, můžeme tak výsledky porovnat jen se standardní křivkou. Ta ve sledovaných letech vykazuje silné přírůstky, které mohou být způsobeny nadprůměrnými srážkami. S jistotou původ těchto disturbancí vysvětlit nelze.

Na začátku 70. let se plně rozvinula těžba VČSA, která vějířovitě postupovala směrem ke svahu. V letech 1972-1974 se projevují silné disturbance. Jelikož roky 1972 a 1973 byly srážkově chudé, nelze disturbance se srážkami korelovat. S velkou



pravděpodobností jde o reakci svahu na probíhající těžbu. Po roce 1974 došlo pravděpodobně ke stabilizaci svahu, nebo jeho dílčích částí.

Nepotvrdilo se, že vertikální pohyby sledovaných bodů nivelačního pořadu Z<sub>2</sub>B 11 způsobují destabilizaci svahu. Letokruhy stromů roustoucích v okolí bodů nijak výrazně v inkriminovaných letech 1985, 1987 a 1988 nereagují. U některých stromů se v daných letech excentrický růst letokruhů prokázal, ale domnívám se, že se jedná jen o reakci na naklonění způsobené ploužením zvodnělých pokryvných sutí.

## **6 ZÁVĚR**

---

Tato diplomová práce prezentuje výsledky dendrogeomorfologického výzkumu, který byl v letech 2007 – 2008 proveden v okolí zámku Jezeří v Krušných horách. Práce podává geologicko-geomorfologickou charakteristiku zkoumaného území a rovněž ilustruje možnosti využití dendrochronologických metod při datování svahových pohybů. Rovněž demonstruje praktický postup při výzkumu svahových pohybů.

Četné fosilní sesuvy a sutě akumulované při úpatí celého horského pásma dokazují, že zkoumané území bylo v minulosti, minimálně od terciérní transgrese, modelováno svahovými pohyby. Pleistocénního stáří jsou rozsáhlé skalní sesuvy v okolí vrchu Jezeří a Jánského vrchu. Kombinace periglaciálního klimatu, seismické aktivity, geologických a morfologických poměrů umožňovaly vznik velkých sesuvů, jejichž příkladem je Würmské říčení rozsáhlých skalních bloků z jihovýchodního svahu vrchu Jezeří.

Koncem pleistocénu došlo k částečnému uklidnění svahové aktivity v oblasti. Vznik recentních sesuvů je většinou spojen s antropogenní činností. Postup VČSA ke krušnohorskému svahu dal vzniknout antropogennímu, 800 metrů vysokému svahu. Výrazné odlehčení oblasti vlivem těžby hnědého uhlí může zapříčinit oživení endogenních pohybů. Navíc je třeba mít na zřeteli, že tyto antropogenní zásahy byly provedeny v geologicky problémové oblasti. Horské pásmo je postiženo úpatní rozsáhlou poruchovou zónou směrného průběhu, mocnost tektonické brekcie kolísá kolem 40 m. Nestabilně se rovněž jeví kvartérní sedimenty deponované na nepropustných terciérních jílech. Mocnost kvartérních sedimentů kolísá od 10 do 70 m (v okolí, dnes již odtěžené, Šibeniční hůrky). Ve zkoumané oblasti byly tyto kritické partie přímo zasaženy těžbou. Recentní sesuvy jsou většinou vázány na období s nadprůměrnými srážkovými úhrny. U sesuvů, prvního roku 1983 pod vrchem Jezeří a druhého roku 2005 pod zámkem Jezeří, se srážky uplatnily jako spouštěcí faktor. Z hlediska stability vlastního zámeckého areálu hraje rozhodující roli zachování opěrného pilíře při úpatí hor.

Pro potřebu vlastního dendrogeomorfologického výzkumu bylo vybráno celkem 50 stromů. Vzorky z 15 stromů byly použity pro tvorbu standardní křivky pro danou lokalitu. U zbylých 35 stromů byl hodnocen excentrický růst letokruhů a náhlé růstové změny. Ze tří vytipovaných lokalit (lokality byly vybrány na základě jejich polohy v geomorfologicky zajímavých partiích svahu) byly odebrány vzorky ze stromů jevících makroskopicky největší růstové disturbance. V našem případě jde o stromy, které byly nejvíce nakloněné, nebo

stromy jeví známky naklonění v průběhu jejich předchozího růstu. Z většiny zkoumaných stromů bylo odebráno po třech vzorcích, vzájemným porovnáním těchto vzorků byly hodnoceny růstové disturbance. Z výzkumu byly vynechány stromy, které sice jeví opticky známky naklonění, ale došlo k němu jinými vlivy (např. boční erozí horských potoků, podříznutím svahu cestou).

Výzkum dokázal, že u většiny zkoumaných stromů lze v průběhu jejich růstu vysledovat růstové disturbance způsobené vnějšími vlivy. Zřetel byl brán především na excentrický růst jednotlivých letokruhů, což v daném roce indikuje naklonění stromu, ke kterému mohlo dojít působením svahového pohybu. Excentrický růst letokruhů lze dlouhodobě nejlépe pozorovat u stromů č. 13, 21, 22, 40 a 32.

Nejčastější výskyt excentrických letokruhů sledujeme v letech 1903 - 04, 1906, 1909 - 11, 1914, 1927 - 28, 1958 - 64, 1967 - 69, 1972 - 74, 1981, 1985, 1991 - 92 a 2004 - 06. Tyto roky pochopitelně korelují s léty, v nichž pozorujeme i častý výskyt letokruhů jevících pokles růstu.

Abychom vyloučili chybnou interpretaci růstových anomálií v jednotlivých letokruzích, byly zmíněné výsledky porovnány se srážkovými údaji ze stanice Boleboř. Dále byly srážkové úhrny porovnány se standardní křivkou. Prokázalo se, že vegetace velmi citlivě reaguje na nedostatek srážek, naopak srážková maxima se ve standardní křivce výrazněji neprojevují. Tímto srovnáním jsme vyseletovali letokruhy, které ve sledovaných letech vykazovaly růstové disturbance, ale které byly způsobeny vlivem suchých let. Na základě výše zmíněných údajů můžeme konstatovat, že růstové anomálie v letech 1927, 1940, 1961, 1968, 1988, 1991 a 1998 nejsou projevem svahového pohybu.

V letech 1958-1960 a 1972-1974 došlo u stromů č. 9-22, 25 a 40, které rostou při úpatí svahu, k významnému nárůstu silných disturbancí. Ty jsou projevem náhlého zvýšení dynamiky svahového pohybu, který má zřejmě charakter ploužení. V prvním se jako špouštěcí faktor uplatnily srážky. V druhém případě došlo k destabilizaci svahu zřejmě odlehčením paty svahu vlivem těžby ve VČSA. Výzkum dále prokázal, že k pohybům nedochází současně v celém zkoumaném území, ale jen v některých partiích.

Použitou metodu lze považovat za vhodnou a spolehlivou. Práce prokázala naklání stromů působením svahových pohybů, především plouzivých pohybů. Z důvodu nedostatku kvalitních vzorků odebraných ve svahu pod zámkem Jezeří se nepodařilo prokázat svahové pohyby přímo ohrožující zámecký komplex. Nelze je však ani vyloučit. Silné růstové disturbance zde prokázány byly, ale nebylo možné určit jejich původ. Vzorky ze stromů byly

odebrány pouze v modelových lokalitách, které reprezentují nejproblematictější partie svahu. Pro detailní charakteristiku svahových pohybů v celém svahu by bylo ideální odebrat více vzorků napříč celým sledovaným územím. Do výzkumu by bylo vhodné zahrnout i jiné druhy stromů rostoucích v lokalitě, především tedy duby. Pro posouzení vlivu těžby na stabilitu skalního bloku, na němž spočívá zámek, a na stabilitu ochranného pilíře by bylo nejideálnější provést podrobný dendrogeomorfologický výzkum v prostoru zámeckého arboreta, kudy procházejí současné limity těžby. Vedení M.U.S. však přístup do těchto prostor neumožňuje.

---

## **7 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY**

---

ABSOLON, A. (1987): Výsledky geologického mapování Salesisovy výšiny na úpatí Krušných hor. Geol. Průzk. 29, č. 2, Praha, s. 36-38.

ABSOLON, A. (1984): Výsledky mapovacích prací v území projektovaného velkolomu KOH-I-NOR. Čas. Mineral. Geol. 29, č. 2, Praha, s. 442.

BACHRACH, T. et al. (2004): Dendrogeomorphological assessment of movement at Hilda rock glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains. Geogr. Ann., 86A, č. 1, s. 1-9.

BRAM, R.R., WEISS, E.J.J., BURRUOGH, P.A. (1987a): Spatial and teporal analys of mass movement usind dendrogeomorphological. Catena, 14, Braunschweig, s. 573-584.

BRAM, R.R., WEISS, E.J.J., BURRUOGH, P.A. (1987b): Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical mote of the research method. Catena, 14, Braunschweig, s. 585-589.

BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. (2007): Debris flows on forested cones – reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7, s. 207–218.

BODOQUE, J.M. et al. (2005): Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. Catena, 64, s. 81-102.

BRUS, Z., HURNÍK, S. (1973): Geografie. In: Kol. autorů: Příroda Mostecka, Severočeské nakladatelství, Ústí n. Labem, s. 25-60.

BRUS, Z., HRDINA, A. (1969): Tufogenní horniny s vložkami vápence a diatomitu v doloženém poli hlubiny Vítězný únor v Záluží u Most, in: Kol. autorů: Příroda Mostecko-Litvínovsko, Regionální studie, č. 6, Dialog, Most, s. 15-18.

BŮŽKOVÁ, H. (1994a): Inženýrskogeologický a hydrogeologický průzkum předpolí

uhelného velkolomu při úpatí Krušných hor. Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG, 20, Praha, s. 5-8.

BŮŽKOVÁ, H. (1994b): Využití matematického prostorového modelování geologických poměrů pro uhelný velkolom. Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG, 20, Praha, s. 9-22.

BURDA, J. (2006): Svahové pohyby jihovýchodního svahu Kateřinohorské klenby – lokalita Jezeří. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 65 s.

COOK, E., R., KAIRIUKSTIS, L., A. (1993): Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Science. 394 s..... International Institute for Applied System Analysis, ISBN 0-7923-0586-8, Dordrecht, Netherlands.

ČADA, M., ČŮTA, J., DOBEŠ, M. (1985): Reliéf podloží krystalinika podle gravimetrie v širším okolí velkolomu Barbora II na Mostecku. Geol. Průzkum., č. 3, Praha, s. 67-71.

DAŇHELKA, J.: (2001): Dendrogeomorfologický výzkum sesuvné lokality u Čeřeníště. Sborník ČSGS, 106, č. 3, s. 166-177.

DAŇHELKA, J.: (1999): Dendrogeomorfologický výzkum sesuvného území u obce Čeřeníště, okres Ústí nad Labem. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 94 s.

DEMEK, J. (1977): Kvartérní vývoj svahů a zarovnaných povrchů v ČSR. Zpr. Geogr. Úst. Čs. Akademie Věd, č. 15, Brno, s. 97-111.

DITTRICH, M. (1991): Inženýrsko-geologické mapování a rozbor stabilitních poměrů výchozové partie severočeské hnědouhelné pánve a přilehlého svahu Krušných hor. Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie PŘF UK, Praha, 49 s.

FANTUCCI, R. (1999): Dendrogeomorphology in Landslide Analysis. In: Casale, R., Margottini, C.: Floods and Landslides: Integrated Risk Assessment. Springer, Risk assessment, s. 69-82.

HAAS, K. (1998): Hlavní činnost VÚHU, a.s. Most – V oboru hydrogeologie minulého období. In: Valášek, V. et al.: 45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě, Výzkumný

ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, s. 102-107.

HORÁČEK, M. (1994): Srovnání poznatků o průzkumných důlních dílech mezi Jezerkou a Horním Jiřetínem v Krušných horách. Sbor. Geol. Věd., Ř. HIG, 20, Praha, s. 45-51.

HORÁK, J. (1994): Prognóza snížení hladiny podzemní vody na úpatí Krušných hor postupem povrchové těžby uhlí – matematický model AQUIFEM 1. Sbor. Geol. Věd., Ř. HIG, 20, Praha, s. 61-66.

HURNÍK, S. (1982a): Krušnohorský zlom a jeho interpretace. Čas. Mineral. Geol. 28, č. 4, Praha, s. 445.

HURNÍK, S. (1982b): Endogenní geologické procesy a rozvoj velkolomů v severočeské hnědouhelné pánvi. Geol. průzk., č. 5, Praha, s. 129-131.

HURNÍK, S. (1969): Příspěvek ke geologické problematice tzv. Komořanského jezera. In: Kol. autorů: Příroda Mostecko-Litvínovsko, Regionální studie, č. 6, Dialog, Most, s. 5-14.

JEZERSKÝ, Z. (1994): Hydrogeochemical investigation in the region of Horní Jiřetín and Jezeří forests in North Bohemia. Sbor. Geol. Věd., Ř. HIG, 20, Praha, s. 53-60.

KALVODA, J., VILÍMEK, V., ZEMAN, A. (1994): Earth's surface novements in the hazardous area of Jezeří castle – Krušné hory mountains. Geojournal 32, č. 3, Praha, s. 247-252.

KLIMEŠ, J. (2002): Analýza faktorů podmiňujících vznik sesuvů v okrese Vsetín. Sborník ČSGS, 107, č. 1, s. 40-49.

KLOSS, K. (1994): Stabilita svahu uhelného velkolomu stanovená metodou konečných prvků. Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG, 20, Praha, s. 39-44.

KOPECKÝ, L., KVĚT, R., MAREK, J. (1985): K otázce existence krušnohorského zlomu. Ústř. Úst. Geol., č. 6, Brno, s. 164-168.

KRÁL, V. (1968): Geomorfologie vrcholové části krušných hor a problém paroviny.

Rozpravy Československé akademie věd, 78, č. 9, Praha, s. 42-49.

KŘEČKOVÁ, M.: (2006): Využití dendrochronologických metod při sledování erozních a akumulčních jevů. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, bakalářská práce, Praha, 63 str.

KUKAL, Z., POUŠMOURNÝ, K. (2005): Přírodní katastrofy a rizika. Příspěvek geologie k ochraně lidí a krajiny před přírodními katastrofami, edice Planeta, XII, č. 3, Praha, 52 str.

LANG, A. et al. (1999): Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30, s 33-52.

MALKOVSKÝ, M. et al. (1985): Geologie Severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí. Academia, Praha, 424 str.

MALKOVSKÝ, M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. Výzkumné práce Ústředního ústavu geologického, 14ú, Praha, s. 7-12.

MAREK, J.: (2006): Jezeří znovu v ohrožení? *Geotechnika*, část II, č. 1, Praha, 11 str.

MAREK, J.: (2005): Jezeří znovu v ohrožení? *Geotechnika*, část I, č. 4, Praha, 8 str.

MAREK, J. (1994a): Ohrožení horninového prostředí jv. svahů Krušných hor mezi Jezerkou a Jezeřím nestabilitou svahů a jeho důsledky pro rozvoj území. MS Geofond, GF P085581, Praha, 22 str. a 14 příloh.

MAREK, J. (1994b): Inženýrskogeologické mapování a geologické poměry v okolí úpatí Krušných hor - Čechy. Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG, 20, Praha, s. 23-37.

MAREK, J. (1983a): Problematika Jezeří v Krušných horách po provedeném inženýrsko-geologickém průzkumu. *Památ. a Přír.* 8, č. 4, Praha, s. 228-237.

MAREK, J. (1983b): Inženýrsko-geologický průzkumu stability zámku Jezeří v předpolí uhelného velkolomu. *Geolog. Průzkum.* 25, č. 8-9, Praha, s. 234-236.



MAREK, J. (1983c): Vývoj krušnohorských svahů a svahové pohyby. Sbor. Prací Geograf. Úst. Čs. akad. Věd, 1, Brno, s. 175-180.

MAREK, J. (1980): Štolové převedení Šramnického a Černického potoka v Krušných horách. Geol. Průzk. 22, č. 9, Praha, s. 269-271.

MAREK, J. (1977): Inženýrskogeologické problémy vyvolané rozšířením uhelných velkolomů k úpatí Krušných hor. Geol. Průzkum., č. 6, Praha, s. 164-166.

McAULIFFE, J., R., SCUDERI, L., A., McFADDEN, L., D. (2006): Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. Elsevier, Global and Planetary Change, 50, s. 184-201.

NĚMČOK A., PAŠEK J., RYBÁŘ J. (1974): Dělení svahových pohybů. Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG, 11, Praha, s. 77 – 97.

NEŠVARA, P., SEKYRA, Z. (2002): Obecné zásady postupy směřujících ke stabilizaci svahů. Studie SG Geotechnika, Praha, 20 str.

PAŠEK, J., RYBÁŘ, J., ŠPŮREK, M. (1964): Zpráva o sesouvání v severočeském hnědouhelném revíru. MS Geofond, GF P015875, Praha, 10 str.

PICHLER, E. (1998): Svahové sesuvy na lomech. In: Valášek, V. et al.: 45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, s. 54-64.

RŮŽIČKOVÁ, E., ZEMAN, A., HURNÍK, S. (1987): Vývoj jihovýchodního okraje Krušných hor a Mostecké pánve v mladším kenozoiku. Sbor. Geol. Věd., Ř. A, 18, Praha, s. 9-72.

RYBÁŘ, J., NOVOTNÝ, J. (2005): Vliv klimatogenních faktorů na stabilitu přirozených a antropogenních svahů. Zpravodaj Hnědé uhlí, 3, Most, s. 13-28.

RYBÁŘ, J., KUDRNA, Z. (1979): Inženýrskogeologický výzkum stabilitních poměrů

předpolí velkodolu ČSA. Dílčí zpráva za r. 1979, MS Geofond, GF P029974, Praha, 15 str. a 7 příloh.

RYBÁŘ, J., KOŠŤÁK, B., KALVODA, J., ŠPŮREK, M., DUDEK, J., (1975): Závěrná zpráva o výzkumu zákonitostí vzniku a vývoje svahových pohybů v letech 1971 – 1975. MS Geofond, GFP024994, Praha, 116 str.

ŘÍHA, M. et al. (2005): Územní ekologické limity těžby v SHP. Spol. pro Krajinu, Praha, 60 str.

ŠPŮREK, M. (1974): Sesuvné jevy u Dřínova na Mostecku. Věst. Ústř. Úst. Geol., 49, Praha, s. 231-234.

STOFFEL, M., PERRET, S. (2006): Reconstructing past rockfall activity with tree rings: Some methodological considerations. Elsevier, Dendrochronologia, 24, s. 1-15.

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, č. 1, Springer Netherlands, s. 51-70.

STOFFEL, M. et al. (2005a): Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest a case study using dendrogeomorphology. Geomorphology, 68, č.3-4, s. 224-241.

STOFFEL, M. (2005b): Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests - results from tree-ring and tree analysis. Disertační práce No. 1480, Katedra Geověd - Geologie Univerzity Fribourg, GeoFocus 12, 188 s.

STRUNK, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. Catena, 31, s. 137-151.

STOLÍNOVÁ, E. (2002): Geomorfologická interpretace výsledků opakovaných nivelačních měření v předpolí velkodolu ČSA v Krušných horách. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 68 str.

ŠÍMA, M. (1980): Ekologický přírodopis Mostecka. Ústav krajinné ekologie ČSAV, Most,

18 str.

ŠKVOR, V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčin. Academia, Praha, 119 str.

TLUSTÝ, T. (1984): Seismický průzkum při vyšetřování stabilitních problémů jihovýchodních svahů Krušných hor – lok. Jezeří. Katedra užití geofyziky PŘF UK, Praha, 70 str.

VALEŠ, J. (1998): Řešení stabilitních problémů na jižním úpatí Krušných hor. In: Valášek, V. et al.: 45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, s. 95-100.

VÁNĚ, M. (1960): Sutě a sesuvy na úpatí Krušných hor. Čas. Min. Geol., 5, č. 2, Praha, s. 174-177.

VILÍMEK, V. (2002): Morfotektonické projevy na zlomových zónách. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, část A, Praha, s. 4-26.

VILÍMEK, V. (1994): Přehled geomorfologických výzkumů střední části Krušných hor. Sborník ČSGS, 99, č. 1, s. 29-38.

VILÍMEK, V. (1992): Morfostrukturní vývoj reliéfu kateřinohorské klenby v Krušných horách. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 235 str.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1987): Sesuvy a zabezpečování svahů. Academia, Praha, 119 str.

ZMÍTKO, J. (1983): Fosilní sesuvy při podkrušnohorském výchozu pánve. Hnědé uhlí, 6, Most, s. 12-24.

**Internetové zdroje:**

VALEŠ, J. et al.: Koncepce řešení ekologických škod vzniklých před privatizací hnědouhelných těžebních společností v Ústeckém a Karlovarském kraji [online]. c2003, [cit. 2006-12-20]. Dostupné z <<http://www.kzv-most.cz/koncepce/cd/obsah.htm>>.

Kyncl, T., Rybníček, M., Vrbová-Dvorská, J.: Dendrochronologie [online]. c2003, [cit. 2006-12-20]. Dostupné z <[www.dendrochronologie.cz](http://www.dendrochronologie.cz)>.

VELINSKÝ, F.: Co skrývají letokruhy? *21. století* [online]. c2003, [cit. 2006-12-20]. Dostupné z <<http://www.21stoleti.cz/view.php?cislocclanku=2003122104>>.

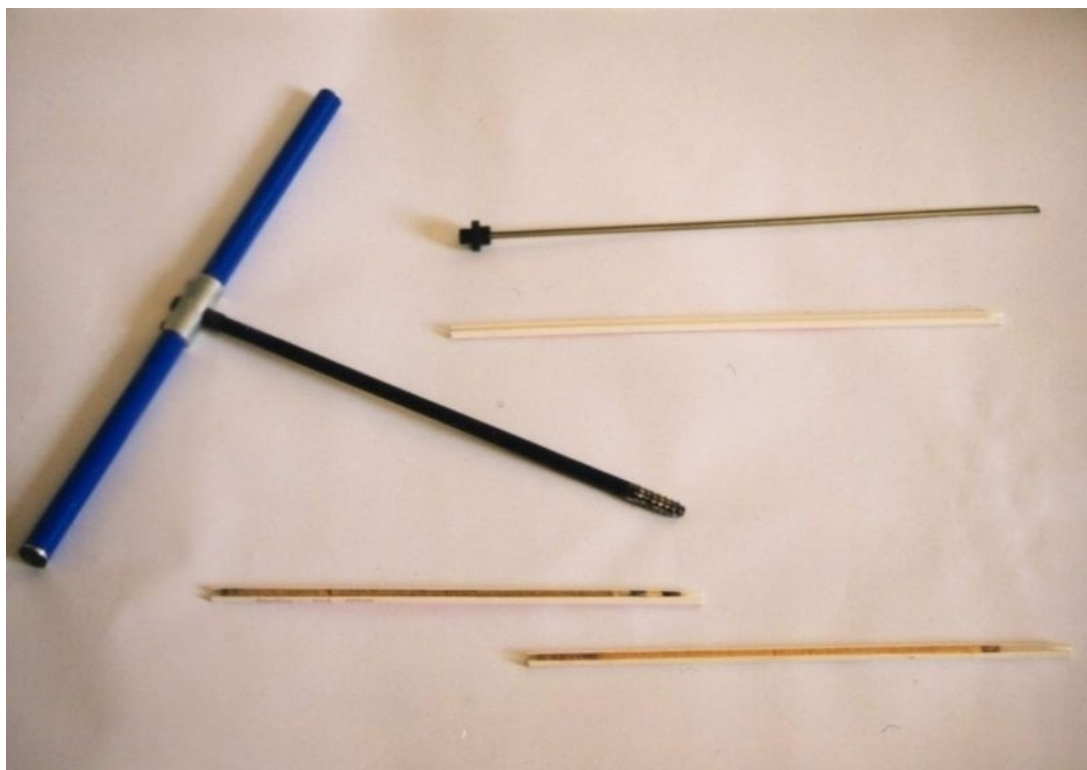
## 8 PŘÍLOHY

základní skupiny svahových pohybů	základní typy svahových pohybů	příklady nejrozšířenějších typů a jejich charakteristika	názvy výsledných svahových deformací	
ploužení	podpovrchové (hlubinné)	rozvolňování skalního svahu vznikem puklin lemujících tvary svahu a dna erozivního údolí	-projevy uvolňování napětí	
		rozvolňování svahu otevráním tahových trhlin v jeho horní části	-rozvolnění svahu -roztrhání horských masívů -zdvojené hřbety	-otevření tahových trhlin
		gravitační vrásnění	deformace vysokých horských svahů provázané roztrháním horských hřbetů a stupňovitými poklesy svahů	-rozpad horského hřebenu
			shmování vrstev podél okrajů pánví	-gravitační vrásy -shmutí
			vytlačování měkkých hornin ve dně údolí	-údolní antiklinály -bulding -naduřování vrstev pode dnem
		blokové pohyby	blokové pohyby po plastickém podloží	-bloková pole -cambering
	blokové pohyby podél předurčené plochy		-rozsedliny -bloková pole -posuvy	
povrchové	povrchové ploužení	-slézání suti -slézání svahových hlín -povrchové ohýbání vrstev -vytlačení a hákování vrstev -plošná soliflukce -kamenné ledovce		

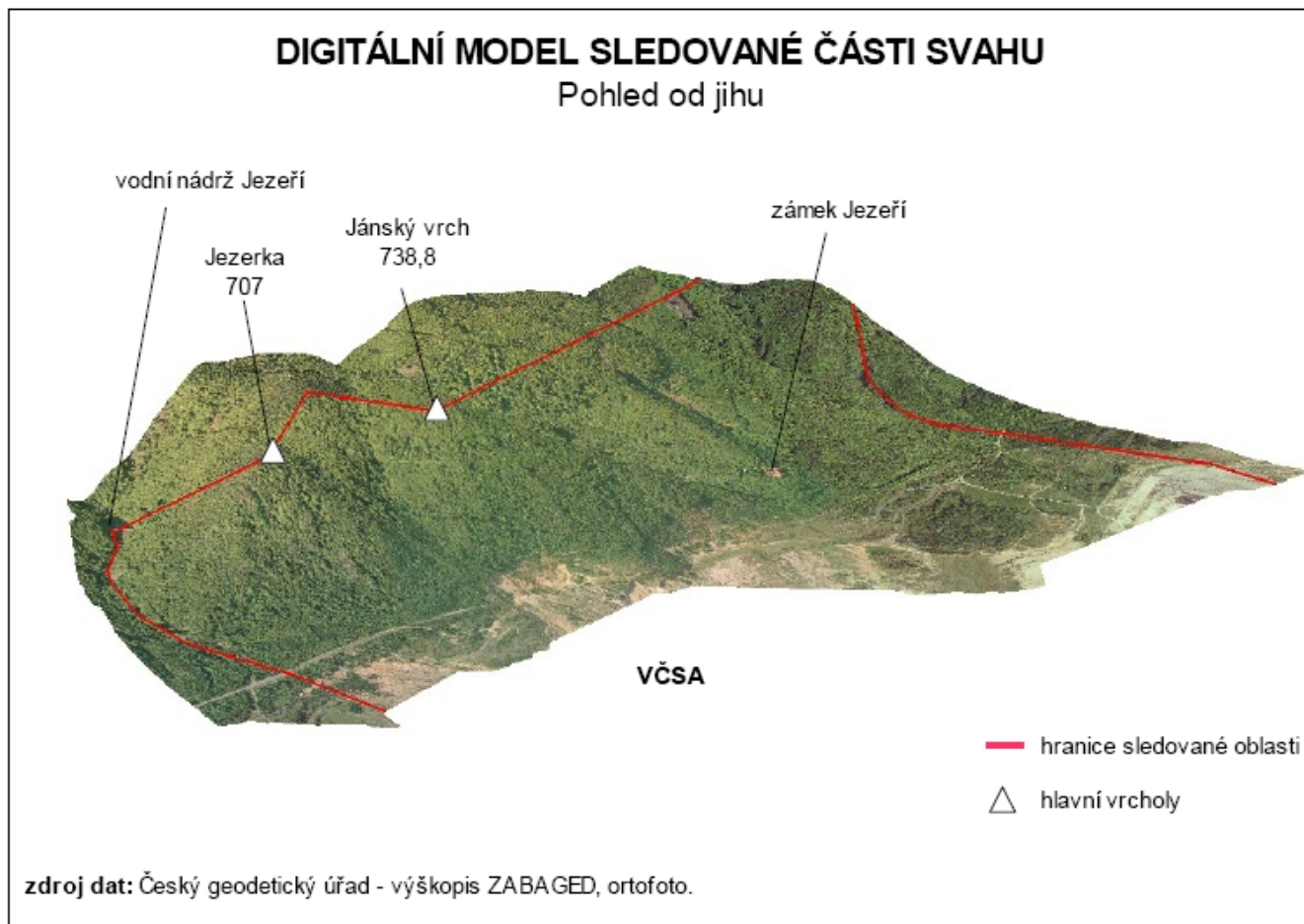
Příloha 1: Přehledné klasifikační schéma svahových pohybů - skupina ploužení (podle Němčoka et al. 1974)

základní skupiny svahových pohybů	základní typy svahových pohybů	příklady nejrozšířenějších typů a jejich charakteristika	názvy výsledných svahových deformací
sesouvání	sesouvání podél rotační smykové plochy		-rotační sesuvy -sesuvy podle rotační smykové plochy
	sesouvání podél rovinné smykové plochy	sesouvání podél rovinné smykové plochy	-planární sesuvy -sesuvy podle rovinné smykové plochy -sesuvy podle předurčené smykové plochy
		sesouvání skalních hornin podél rovinné smykové plochy	-planární sesuvy ve skalních horninách -sjiždění po předurčené ploše -sklaní sjiždění -sjiždění po předurčené ploše
	sesouvání podél složené smykové plochy	sesouvání podél složené, zakřivené a rovinné, smykové plochy	-rotační planární sesuvy -sesuvy podle složené smykové plochy
		sesouvání po horizontální nebo mírně ukloněné smykové ploše	-laterální sesuvy
stékání	stékání svahových uloženin	stékání jílovitých a hlinitopísčitých zemin	-zemní proudy -bahnité proudy -zemní proudy v citlivých jílech -soliflukční proudy
		stékání hlinitých a úlomkovitých zemin působením přívalových vod	-kamenité (balvanité) přívalové proudy -hlinitokamenité přívalové proudy -hlinité a bahnité přívalové proudy -mury
		stékání povrchových partií pokrývných útvarů v období tání nebo po nadměrných srážkách	-flowage (angl.) -oplyviny (rus.)
řícení	sesypávání	přemísťování drobných úlomků poloskalních hornin až zemin kutálením a válením po svahu	-drolení -sesypy
		opadávání úlomků	-opadavé kužele -suťové kužele -haldy -úsypy -osypy -kamenná moře -padání kamenů
	odvalové řícení	náhlé přemístění skalních stěn převážně volným pádem	-sklaní řícení -odvalové zřícení -odvaly
	planární řícení	náhlé přemístění skalních stěn, přičemž se kombinuje kluzný pohyb po předurčené ploše s volným pádem	-sesutí -planární sklaní řícení -skalní řícení kombinované se sjižděním

Příloha 2: Přehledné klasifikační schéma svahových pohybů - sesouvání, stékání a řícení (podle Němčoka et al. 1974).



Příloha 3: Presslův nebozem, který slouží k odběru vzorků ze stromu ([www.dendrochronologie.cz](http://www.dendrochronologie.cz))



Příloha 4: Digitální model terénu, s vyznačenou hranicí zkoumané oblasti (zdroj dat: ZABAGED).



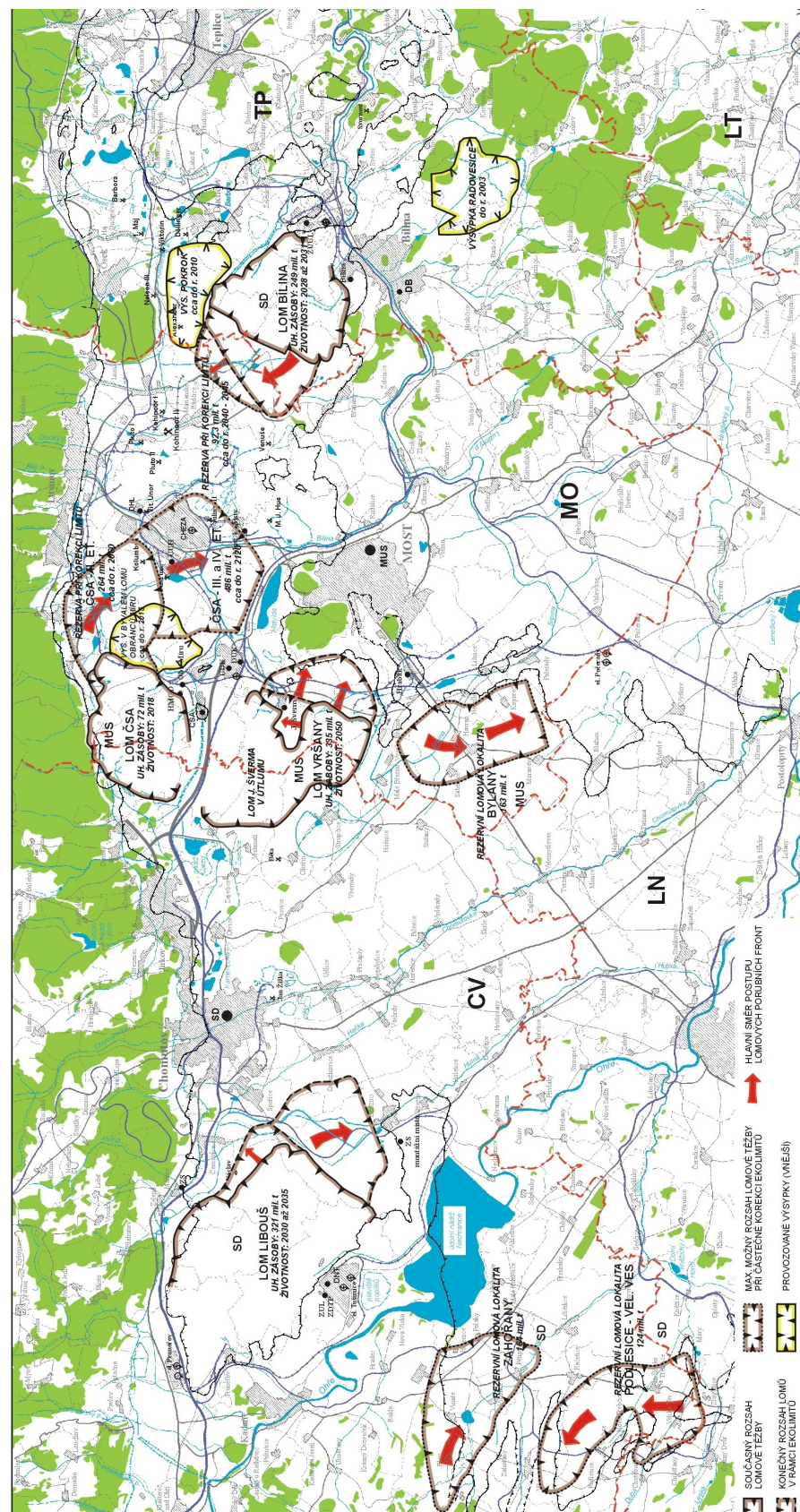


Příloha 5: Tahové trhliny v prostoru arboreta, způsobené sesuvem z června roku 2005 (Říha et al. 2005).



Příloha 6: Odlesněný svah nad zámekem Jezeří (foto: autor).





Příloha 7: Plánovaný postup těžby v severočekém regionu (Valeš et al. 2003).





Příloha 8: strom č. 1 (foto: autor).



Příloha 9: strom č. 2 (foto: autor).

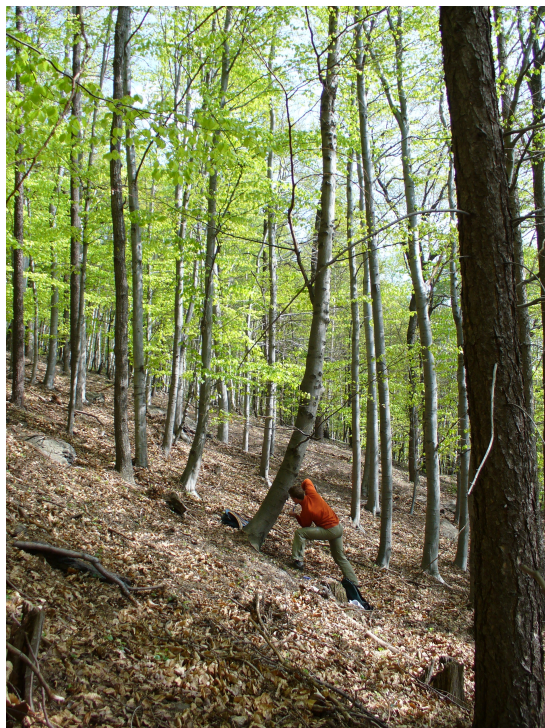


Příloha 10: strom č. 3 (foto: autor).



Příloha 11: strom č. 4 (foto: autor).





Příloha 12: strom č. 5 (foto: autor).



Příloha 13: strom č. 6 (foto: autor).



Příloha 14: strom č. 7 (foto: autor).



Příloha 15: strom č. 8 (foto: autor).





Příloha 16: strom č. 9 (foto: autor).



Příloha 17: strom č. 10 (foto: autor).



Příloha 18: strom č. 11 (foto: autor).



Příloha 19: Postup odběru vzorků u stromu č. 12 (foto: autor).





Příloha 20: strom č. 12 (foto: autor).

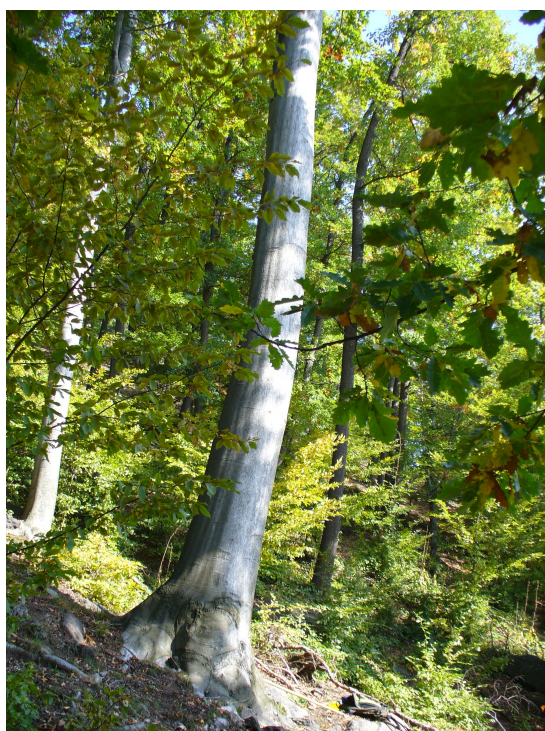


Příloha 21: strom č. 13 (foto: Vilímek).





Příloha 22: strom č. 14 (foto: autor).



Příloha 23: strom č. 15 (foto: autor).



Příloha 24: strom č. 16 (foto: autor).



Příloha 25: strom č. 17 (foto: autor).





Příloha 26: strom č. 18 (foto: autor).



Příloha 27: strom č. 19 (foto: autor).



Příloha 28: strom č. 20 (foto: autor).



Příloha 29: strom č. 21 (foto: autor).





Příloha 30: strom č. 22 (foto: autor).



Příloha 31: strom č. 23 (foto: autor).



Příloha 32: strom č. 24 (foto: autor).



Příloha 33: strom č. 25 (foto: autor).





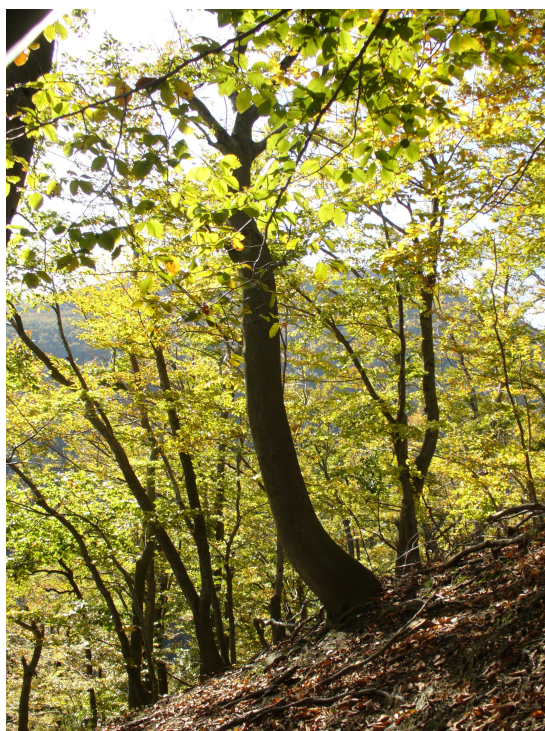
Příloha 34: strom č. 29 (foto: autor).



Příloha 35: strom č. 30 (foto: autor).



Příloha 36: strom č. 31 (foto: autor).



Příloha 37: strom č. 32 (foto: autor).





Příloha 38: strom č. 33 (foto: autor).



Příloha 39: strom č. 34 (foto: autor).

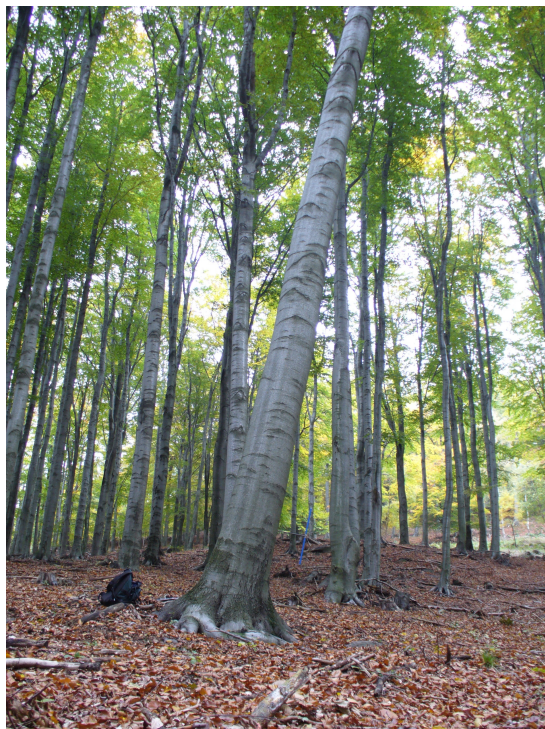


Příloha 40: strom č. 35 (foto: autor).



Příloha 41: strom č. 36 (foto: autor).





Příloha 42: strom č. 38 (foto: autor).



Příloha 43: strom .č 39 (foto: autor).



Příloha 44: strom č. 40 (foto: autor).



Příloha 45: strom č. 41 (foto: autor).





Příloha 46: strom č. 42 (foto:autor).



Příloha 47: strom č. 43 (foto: autor).



Příloha 48: stromy č. 44 (vlevo) a č. 45 (foto: autor).



Příloha 49: strom č. 47 (foto: autor).





Příloha 50: strom č. 48 (foto: autor).



Příloha 51: strom č. 49 (foto: autor).





Příloha 52: strom č. 50 (foto: autor).



Příloha 53: Stěna zabaňující průniku podzemní vody z povodí Sramnického potoka do kvartérních sedimentů (foto: autor).





Příloha 54: Vstupní portál přeložky Šramnického potoka (foto: autor).



Příloha 55: Opěrný pilíř pod vrchem Jezeří, rotační sesuvy ve strmém antropogenním svahu (foto: autor).





Příloha 56: Detailní pohled na sesuvné jevy v opěrném pilíři pod vrchem Jezeří (foto: autor).



Příloha 57: Akumulace proudového pohybu mezi svahy Jezeří a Jánského vrchu (foto: autor).