

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

Katedra fyzické geografie a geoekologie

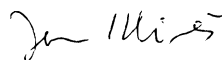
**ANALÝZA PODMÍNEK VZNIKU SVAHOVÝCH
DEFORMACÍ VE VSETÍNSKÝCH VRŠÍCH**

(Disertační práce)

Mgr. Jan Klimeš
Praha 2007

Prohlašuji, že jsem předloženou disertační práci řešil sám a že jsem uvedl veškerou použitou literaturu. Tuto práci, ani její podstatnou část, jsem nepředložil k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Praha, leden 2007


.....

Děkuji Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. a Doc. Ing. Janu Rybářovi, CSc. za ochotné vedení práce. Za pomoc a podporu při realizaci práce děkuji RNDr. Oldřichu Krejčímu, Ph.D. Za cenné rady a podnětné připomínky děkuji RNDr. Josefu Stemberkovi, CSc., Mgr. Ivo Baroňovi, Ph.D., Mgr. Filipu Hartvichovi, Mgr. Petře Štěpančíkové a Mgr. Vítu Jánošovi. Dr. Faustu Guzzettimu a Dr. Albertu Carrarovi děkuji za cenné metodické rady.

1. ÚVOD	6
2. ZÁKLADNÍ DEFINICE	9
2.1. Základní rozdělení faktorů podmiňujících vznik svahových deformací	10
3. METODY TVORBY MAP NÁCHYLNOSTI ÚZEMÍ KE VZNIKU SVAHOVÝCH DEFORMACÍ	15
3.1. Přehled existujících metod tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací	15
3.2. Fyzikální model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy	20
3.2.1. Vstupní data modelu	22
3.2.2. Postup tvorby modelů SINMAP pro Vsetínské vrchy	25
3.3. Dvourozměrný statistický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy	27
3.3.1. Postup tvorby modelu	27
3.4. Definice tříd náchylnosti území ke vzniku svahových deformací	29
3.5. Verifikace modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací	31
3.6. Hodnocení vybraných podmínek prostředí ovlivňujících vznik svahových deformací	34
4. VSTUPNÍ DATA	36
4.1. Mapování a terénní práce	36
4.2. Převzatá a vytvořená digitální data použitá pro zpracování disertační práce	40
4.2.1. Použité inventarizační mapy svahových deformací	40
4.2.2. Mapy podmínek prostředí použité jako vstupní data pro modely náchylnosti území ke vzniku svahových deformací ve Vsetínských vrších	43
5. VYBRANÉ CHARAKTERISTIKY STUDOVANÉHO ÚZEMÍ	47
5.1. Geologické poměry	47
5.2. Dosavadní poznatky o svahových deformacích ve Vsetínských vrších a jejich okolí	50
5.3. Klimatické poměry Vsetínských vrchů se zřetelem na extrémní srážky v červenci 1997	53
5.4. Faktory podmiňující vznik svahových deformací ve Vsetínských vrších	56
6. VÝSLEDKY	60
6.1. Mapování a terénní práce	60
6.1.1. Možnosti využití technologie mobilních GIS a dálkového průzkumu země pro inventarizační mapování svahových deformací ve Vsetínských vrších	60
6.1.2. Základní charakteristika jednotlivých typů svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu	61
6.1.3. Podrobné rozdělení a charakteristika svahových deformací ve východní části Vsetínských vrchů	66
6.2. Vliv vybraných podmínek prostředí na prostorové rozmístění svahových deformací ve Vsetínských vrších	69
6.2.1. Sklony svahů	69
6.2.2. Geologické poměry	72
6.2.3. Strukturní poměry	74
6.2.4. Půdní poměry	77
6.2.5. Vzdálenost od vodních toků	79
6.2.6. Porovnání podmínek prostředí ovlivňujících vznik svahových deformací z července 1997 a deformací zachycených v historické inventarizační mapě	80
6.3. Výsledky modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy	81

6.3.1. Inventarizační mapy svahových deformací.....	81
6.3.2. Fyzikální model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací.....	85
6.3.3. Dvourozměrný statistický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací.....	90
6.4. Návrh optimální metodiky tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy	93
6.5. Vliv svahových deformací na erozi a denudaci Vsetínských vrchů.....	98
6.5.1. Posouzení vlivu svahových deformací vzniklých v červenci 1997 na erozi Vsetínských vrchů.....	102
6.5.2. Hodnocení vlivu svahových deformací na dlouhodobou denudaci reliéfu pomocí funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení výskytu ploch svahových deformací ve Vsetínských vrších	104
7. DISKUSE.....	107
7.1. Porovnání a zhodnocení výsledků modelů prostorové predikce vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy	107
7.2. Zhodnocení vlivu svahových deformací na denudaci Vsetínských vrchů	110
8. ZÁVĚR.....	112
RESUMÉ	119
LITERATURA	125
SEZNAM PUBLIKOVANÝCH I NEPUBLIKOVANÝCH PRACÍ	133
PŘÍLOHY.....	136

1. Úvod

Svahové deformace jsou často spolu s povodněmi zodpovědné za velké hmotné škody a ztráty na lidských životech v nejrůznějších částech světa (Turner, Schuster eds. 1996). Prevenci a minimalizaci těchto škod se věnuje celá řada společenských a přírodovědných disciplín, které se zaměřují především na studium stability konkrétních, hospodářsky a společensky významných lokalit. I přesto existuje potřeba hodnocení stability svahů na plošně relativně rozsáhlých územích, např. v nejrůznějších územně správních jednotkách (Carrara a kol. 1995). Potřeba hodnocení náchylnosti území k sesouvání v regionálním měřítku, vyvolaná v České Republice povodněmi v roce 1997, vedla ke zpracování několika projektů, v jejichž rámci byly vytvořeny mapy náchylnosti ke vzniku svahových deformací pro nejvíce postižené části ČR (Krejčí a kol. 2002). K hodnocení stability svahů v regionálním měřítku byla vyvinuta celá řada metod využívajících technologie GIS a dálkového průzkumu země jako nástrojů pro získávání a manipulaci vstupních dat.

Nejčastějším způsobem hodnocení stability svahů v regionálním měřítku jsou mapy náchylnosti území ke vzniku svahových deformací, které představují relativní ukazatel prostorové pravděpodobnosti výskytu svahových deformací v rámci studovaného území. Jedná se o prostorovou předpověď budoucího výskytu svahových deformací realizovanou na základě znalosti podmínek jejich výskytu a známých svahových deformací. Mapa náchylnosti tedy nepodává informace o pravděpodobnosti výskytu svahových deformací, protože tato informace je z velké části určována právě pravděpodobností výskytu spouštěvé události, jejíž stanovení je zcela samostatným problémem, který není předmětem této práce.

Předkládaná práce si klade za cíl zhodnotit podmínky prostředí ovlivňující vznik svahových deformací, které vznikly v červenci 1997 ve Vsetínských vrších a jejich porovnání s podmínkami ovlivňujícími vznik starších deformací. Výsledky tohoto hodnocení podmínek jsou spolu s vybranými modely náchylnosti a mapováním svahových deformací použity k identifikaci nejvíce náchylných oblastí studovaného území. Ke zhodnocení podmínek prostředí i vytvoření modelů náchylnosti v regionálním měřítku byla použita existující digitální data.

Dalším cílem práce je zhodnotit a porovnat vybrané metody stanovení náchylnosti území ke vzniku svahových deformací a navržení optimálního postupu tvorby map náchylnosti pro studovanou oblast se zřetelem na jejich možné praktické využití například v oblasti územního plánování. Z tohoto důvodu byla velká pozornost věnována zhodnocení kvality a použitelnosti výsledků jednotlivých metod neboť model jehož kvalitu nelze zhodnotit je prakticky téměř bezcenný.

Jedním z cílů terénního mapování bylo ověření možností využití dálkového průzkumu země a technologie GIS pro získání a zaznamenání vybraných vstupních dat potřebných ke tvorbě mapy náchylnosti území k sesouvání.

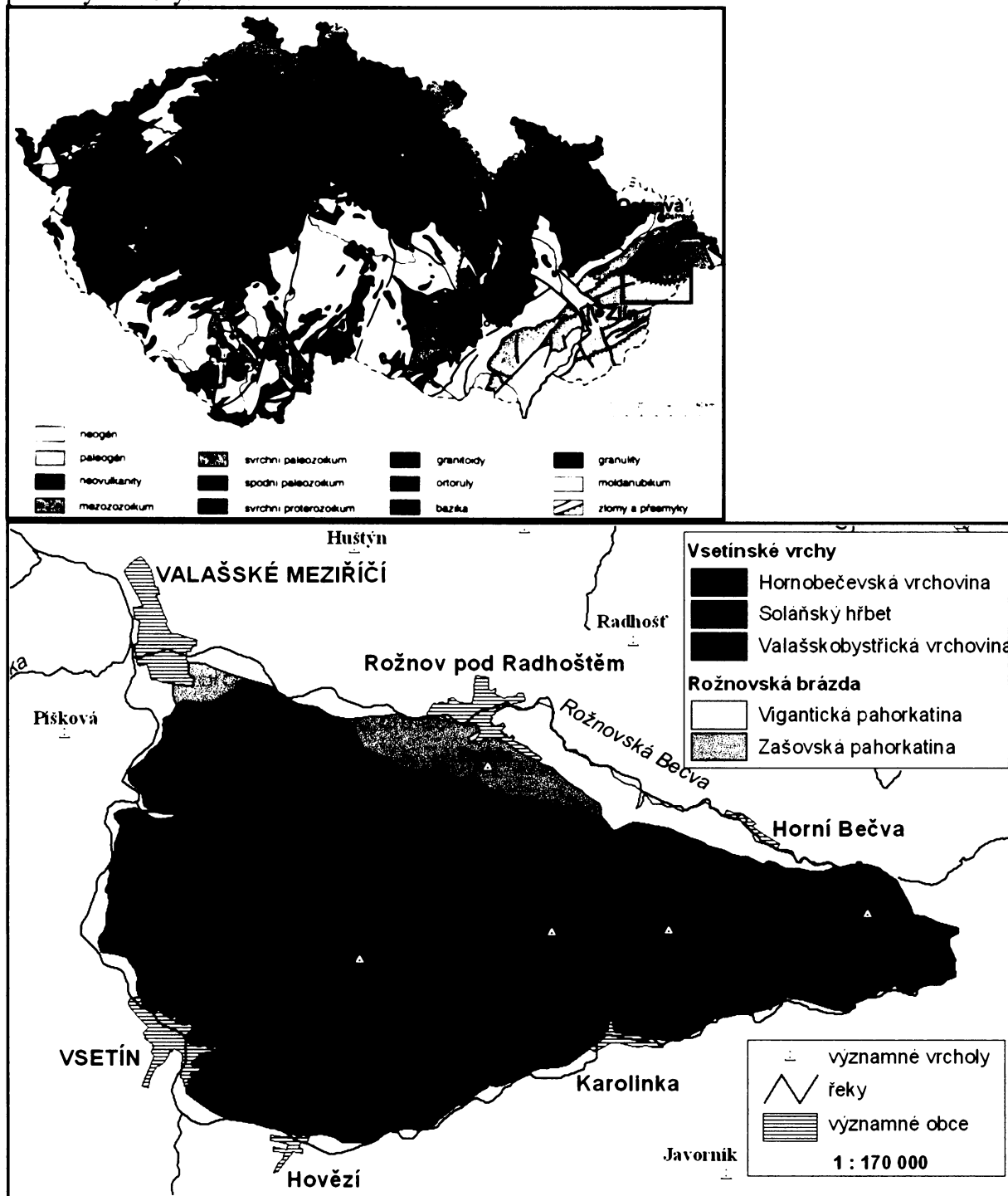
Kromě prostorové predikce výskytu svahových deformací byl zhodnocen jejich vliv na vývoj reliéfu prostřednictvím odnosu materiálu ze studované oblasti během holocénu.

Pro hodnocení náchylnosti území k sesouvání byl vybrán geomorfologický podcelek Vsetínské vrchy a k němu přiléhající část Rožnovské brázdy (obr. 1), které jsou tvořeny tektonicky a litologicky velmi proměnlivými flyšovými horninami, silně náchylnými ke vzniku svahových deformací. Terénní práce byly realizovány ve východní části zpracovaného území v katastru obcí Karolinka, Velké Karlovice, Hutisko-Solanec a Horní Bečva.

V práci je nejdříve věnována pozornost hodnocení vstupních dat a popisu metod regionalizace náchylnosti území k sesouvání. Podrobný popis použitých metod je zcela zásadní pro věrohodnost a opakovatelnost všech zpracovaných analýz a pro umožnění nezávislého hodnocení předkládaných výsledků.

Dále byl studován prostorový vztah jednotlivých vstupních digitálních podkladů a známých svahových deformací prostřednictvím modelů náchylnosti území k sesouvání, které slouží k pochopení prostorových zákonitostí výskytu svahových deformací a k predikci jejich výskytu.

Obr. 1 Lokalizace studovaného území (vyznačeno červeně) s vyznačenými geomorfologickými podcelky a okrsky.



2. Základní definice

Hlavním cílem **hodnocení sesuvného ohrožení** ("landslide hazard assessment") je rozdělení území do homogenních jednotek podle pravděpodobnosti vzniku svahových deformací během určitého období. Výsledkem jsou **mapy sesuvného ohrožení** („landslide hazard maps“) zobrazující místa současného i možného budoucího ohrožení svahovými deformacemi během definovaného časového období. Pokud výsledná mapa neobsahuje informace o pravděpodobnosti vzniku svahových deformací, jedná se o **mapu náchylnosti území k sesouvání**¹ („landslide susceptibility map“), která je definována jako mapa zobrazující prostorové rozmístění oblastí s vhodnými podmínkami ke vzniku svahových deformací (Glade, Crozier 2005a). **Náchylnost území k sesouvání** je podle Glade, Crozier (2005a) funkcí míry vlastní, současné stability svahu a přítomnosti faktorů schopných snížit tuto stabilitu do takové míry, která vede ke vzniku sesuvu. Podle van Westen a kol. (2006) je náchylnost relativní ukazatel prostorové pravděpodobnosti výskytu svahové deformace v rámci studovaného území.

Posouzení vlivu sesuvného ohrožení na lidskou společnost představuje **hodnocení sesuvného rizika** („landslide risk assessment“). Zhodnocení rizika výskytu svahových deformací na určitém území představuje: zhodnocení pravděpodobnosti vzniku nebezpečných svahových deformací v určitém časovém období (**ohrožení**) a předpokládaných škod způsobených těmito svahovými deformacemi na předmětech jimi potenciálně zasažitelnými (**zranitelnost**). Riziko lze také vyjádřit následujícím vztahem:

$$\text{riziko} = \text{ohrožení} * \text{zranitelnost}$$

Hodnocení sesuvného rizika v sobě zahrnuje tvorbu map náchylnosti (kroky 1-2) i ohrožení (kroky 1-3) a je možné jej rozdělit do následujících dílčích kroků: **1)** zhodnocení míry nebezpečí jednotlivých typů svahových deformací, **2)** předpovědět místa, kde může dojít k jejich vzniku nebo aktivaci, **3)** na základě frekvence výskytu jednotlivých typů svahových deformací nebo jejich spouštěvých faktorů, stanovit pravděpodobnost jejich vzniku pro studované území, **4)** identifikovat objekty, které mohou být svahovými deformacemi poškozeny a **5)** definovat škody které mohou na těchto objektech způsobit. Kroky 4-5 představují definici zranitelnosti. V obecné rovině je riziko úměrné velikosti ohrožení, technické zranitelnosti a zranitelnosti vyvolané počtem lidí (Procházková 2004).

Ohrožení („hazard“) je potenciálně škodlivý proces (např. sesuv o určité velikosti a rychlosti pohybu) nebo situace (např. složité základové poměry) o určité pravděpodobnosti

¹ Přesnější, ale delší je název „mapa náchylnosti území ke vzniku svahových deformací“, neboť v rámci mapy náchylnosti jsou hodnoceny i další procesy vedoucí ke vzniku svahových deformací jakými jsou např. tečení nebo řícení.

vzniku během definovaného časového období na studovaném území (např. povodí, správní jednotka, Procházková 2004).

Zranitelnost („vulnerability“) jsou předpokládané ztráty/škody nebo újma na určitém předmětu způsobené přírodním procesem určité velikosti. Zranitelnost je tedy náchylnost ke vzniku škody (Procházková 2004).

Sesuv je výsledná forma procesu sesouvání, který je definován jako relativně rychlý, krátkodobý pohyb podél jedné nebo více smykových ploch (Nemčok a kol. 1974). **Svahová deformace** je vůči sesuvu nadřazený pojem zahrnujícím výsledné formy celé řady typů svahových procesů (sesouvání, stékání, říčení a ploužení, Nemčok a kol. 1974, Baroň 2002). V anglicky psané literatuře je toto odlišení často ignorováno a pojem sesuv („landslide“) se používá jak ve smyslu svahová deformace tak jejího jednoho konkrétního typu. Tato práce se snaží tyto dva pojmy důsledně odlišovat, i když ne vždy je to možné (viz. „hodnocení sesuvného ohrožení“ výše, které ovšem může zahrnovat i hodnocení ohrožení v důsledku jiných svahových procesů).

Sesuvná událost je výskyt spouštěvého faktoru určité velikosti nebo intenzity, který vyvolal vznik velkého množství svahových deformací různé velikosti a typu. Tento pojem se většinou používá pro případy vzniku desítek až tisíců svahových deformací v důsledku např. zemětřesení nebo relativně krátkého období intenzivních srážek (Jacobson a kol. 1989).

2.1. Základní rozdělení faktorů podmiňujících vznik svahových deformací

Svahové deformace jsou výsledkem společného působení (z prostorového i časového hlediska) celé řady přírodních nebo antropogenních procesů a faktorů prostředí, které nazýváme **příčinami vzniku svahových deformací** nebo **faktory podmiňujícími vznik svahových deformací**.

Příčiny vzniku svahových deformací bývají členěny do dvou skupin². První zahrnuje samotný vznik hornin, který definuje jejich základní fyzikální vlastnosti a jejich následný vývoj působením exogenních (eroze, zvětrávání) a endogenních procesů, např. pohyby zemské kůry (Schuster, Krizek eds. 1978). Jedná se o komplexní proces, který je součástí geologického a geomorfologického vývoje určité části reliéfu až do současnosti. Takto chápané příčiny vzniku sesuvů se jeví v rámci omezeného časového úseku jako více méně neměnné a označují se jako „**podmínky**“ vzniku sesuvů (Ondrášik, Rybář 1991, Záruba Mencil 1982), „**conditions**“ (Schuster, Wieczorek 2002) nebo „**preparatory factors**“ (Ayenew, Barbiery 2005). Nicméně velmi často bývají z celého sledu událostí vedoucích ke

² Někteří autoři (např. Malgot, Baliak 2001) faktory podmiňující vznik sesuvů dělí na vratné (např. sezónní změny vlhkosti a teploty) a nevratné, jejichž působením dochází k trvalým změnám, stavu rovnováhy určité části svahu (jsou to např. zvětrávání, změna geometrie svahu vodní erozí).

vzniku sesuvu zdůrazněny ty, které jej bezprostředně způsobily. Důležitá je jejich úzká časová vazba na vznik nebo reaktivizaci sesuvů a to, že podléhají výrazným změnám během relativně krátkých časových úseků (Schuster, Wieczorek 2002). Jedná se o jeden, ale častěji o skupinu procesů, které vyvolají okamžitou nebo téměř okamžitou reakci reliéfu v podobě sesuvné aktivity (vznik nebo reaktivizace již existujícího sesuvu). Tyto bezprostřední příčiny vzniku svahových deformací jsou označovány jako „**trigger**“ (Schuster, Wieczorek 2002), „**spoušťový faktor**“ nebo „**impuls**“ (Ondrášik, Rybář 1991) a jsou sice nezbytnou, ale ne jedinou podmínkou pro jejich vznik. Při studiu sesuvů bývá často účelné navzájem odlišit obě skupiny příčin jejich vzniku (jejich přehled je uveden v tab. 1), je však nutné si uvědomit, že obě skupiny příčin se navzájem prolínají a jejich jednoznačné odlišení není vždy možné a může vést k chybným závěrům. Proto jsou např. v práci Schuster, Krizek eds. (1978) příčiny vzniku sesuvů klasifikovány na dvě skupiny podle vztahu ke smykovému napětí a smykové pevnosti.

Příčiny vzniku sesuvů je možné studovat z hlediska prostorového rozmístění vhodných podmínek pro vznik sesuvů nebo z pohledu mechanismu vzájemného působení podmínek a spoušťových faktorů na horninové prostředí. V druhém případě se jedná o studium procesů vedoucích buď ke zvyšování smykového napětí nebo snižování smykové pevnosti horninového prostředí jejímž výsledkem je taková změna poměru stabilizujících a destabilizujících sil, která vede ke vzniku svahových deformací (Schuster, Krizek eds. 1978). Tyto změny jsou často sezónního charakteru (Ravinger, Štefanek 2004) ovlivněné místními podmínkami, které je nemožné nebo velmi obtížné přesně charakterizovat na regionální úrovni (např. kolísání hladiny podzemní vody).

Glade, Crozier (2005a) hodnotí faktory podmiňující vznik svahových deformací podle toho jak ovlivňují stabilitní stav svahu. Uvádí tři základní stabilitní stavy svahu. Prvním z nich jsou „stabilní svahy“, u kterých za žádných podmínek a procesů vyskytujících se na daném území nemůže dojít k jeho porušení sesouváním. Následně existují svahy, které sice právě nejsou v pohybu, ale jeho iniciace může být způsobena jakýmkoliv dynamickým vnějším faktorem, který přesáhne určitou prahovou hodnotu (např. bouřkové srážky, podkopání svahu boční erozí vodního toku). Tyto svahy se nazývají „okrajově stabilní“ a jsou náchylné ke vzniku svahových deformací. Posledním stádiem jsou tzv. „aktivně nestabilní“ svahy, kde v současnosti dochází k souvislým nebo periodickým pohybům. Na definici stabilitních stavů svahu navazuje také definice tří kategorií faktorů podmiňujících vznik svahových deformací, které umožňují přechod mezi jednotlivými stabilitními stavy. Důvodem proč toto členění faktorů podmiňujících vznik svahových deformací nebylo přijato v předkládané práci je prakticky velmi složité odlišení posledních dvou stabilitních stavů v terénu díky velmi řídkým nebo neexistujícím měřením aktivity svahových deformací. Je totiž velmi obtížné jen na

Tab. 1 Podmínky vzniku a spoušťové faktory svahových deformací; sestaveno podle: Ondrášek, Rybář (1991), Nemček a kol. (1974), Iverson (2000), Schuster, Wiczorek (2002), Schuster, Krizek eds. (1978), Záruba, Mencl (1982), Krejčí a kol. (2002).

Podmínky vzniku svahových deformací	
Podmínka	Typ podmínky
Geologické poměry	svahy budované skalními horninami s příznivým poměrem orientace a sklonu systému nespojitostí a aspektu a sklonu svahu
	mineralogické složení hornin (např. složení tmele pískovců a slepenců) a textura hornin, které ovlivňují jejich původní pevnost
	struktury, kde rigidní, křehké proti zvětřávání odolné horniny leží na plastických, méně propustných horninách (např. třetihorní vulkanity nebo křídové pískovce v nadloží jílovců a slínovců – České Středohoří)
	struktury budované souvrstvími flyšové povahy, kde se rychle střídají rigidní a plastické horniny (např. Vnější Západní Karpaty)
	větší intenzita zvětřávání; vlastnosti zvětralinového pláště
	bobtnání jílových minerálů
Geomorfologické poměry	výška a sklon svahu
	činnost ledovců a půdního ledu, např. rozšiřování trhlin v horninách vede k jejich mechanickému oslabení a zvýšení propustnosti pro vodu; tání půdního ledu zvyšuje obsah vody v povrchové vrstvě
	uvolňování napětí v horninách prostřednictvím exfoliace nebo činnosti vodní eroze
Hydrogeologické poměry	vývěry podzemních vod - prameny
	erozní aktivita vodních toků způsobující odlehčení paty svahů
	mělký podpovrchový odtok vody ve zvětralinovém plášti
Klimatické poměry	sezónní i dlouhodobé kolísání srážek a teplot
Spoušťové faktory vzniku svahových deformací	
Spoušťový faktor	Mechanismus působení
Srážky a tání sněhu	dočasné zvýšení pórových tlaků způsobuje snížení smykové pevnosti; přetížení svahu vahou dešťové vody nebo sněhu; významné zvýšení infiltrace vody do horninového prostředí při tání sněhu
Antropogenní faktory	důlní a stavební činnost (změna sklonu svahu; přetížení, odlehčení svahu; technické ořesy; změna obsahu a proudění vody)
Biogenní faktory	změna vegetačního krytu: po odstranění vegetace dojde ke zvýšení infiltrace; přítomnost vegetace může vést k přetížení svahu což může být výrazné hlavně u druhů s méně intenzivní transpirací (např. jehličnany)
Proudění vody v horninovém prostředí	sufoze usnadňuje infiltraci vody; tlak prosakující vody
Kolísání vodní hladiny v přírodních i umělých nádržích	snížení smykové pevnosti v důsledku zvýšení pórových tlaků při vzestupu hladiny
	zvýšení smykového napětí v důsledku vysokých pórových tlaků, které klesají pomaleji než vodní hladina; odstranění zatížení paty svahu vodním sloupcem
Zemětřesení	ztekucení nepevného, vodou nasyceného materiálu a důsledky přímého orientovaného impulsu
Vulkanická činnost	kolaps částí kráteru; nasycení vulkanického materiálu vodou v důsledku tání sněhu, ledu nebo protržení jezera v kráteru sopky
Eroze vodního toku, abraze břehů	zvýšení strmosti svahu a odlehčení a podkopání paty svahu vede ke snížení smykové pevnosti
Vliv vegetace	viz. biogenní faktory

základě geomorfologického mapování určit zda např. sesuv vzniklý v roce 1997, jehož povrch má stále velmi čerstvý charakter (např. je bez vegetace, s obnaženými smykovými plochami) je periodicky aktivní a tudíž se jedná o „aktivně nestabilní“ svah, nebo u takového sesuvu k pohybům od jeho vzniku již nedošlo a jedná se tedy o „okrajově stabilní“ svah a jeho současný vzhled je způsoben jinými faktory (např. plošným splachem).

Srážky (déšť, tání sněhu nebo jejich kombinace) jsou **nejčastějším spouštěvým faktorem** svahových deformací (Schuster, Wieczorek 2002, De Vita, Reichenbach 1998, Záruba, Mencl 1982), které vznikají v místech koncentrace povrchového i podpovrchového odtoku nebo tam, kde je dostatečná mocnost materiálu náchylného k sesouvání (Glade, Crozier 2005a). Studium svahových deformací podmíněných srážkami se zaměřuje hlavně na vztah délky a intenzity srážek k množství a typu vzniklých svahových deformací (Turner, Schuster eds. 1996, Novotný 2000, Schuster, Wieczorek 2002). Z tohoto pohledu je možné v závislosti na vlastnostech horninového prostředí, vymezit oblasti, kde vznikají svahové deformace hlavně v důsledku prudkých krátkodobých srážek (v ČR se jedná o oblast karpatského flyše, Rybář 1999a) a oblasti, kde je sesuvná aktivita ovlivněna několikaletými dlouhodobě zvýšenými srážkovými úhrny (v ČR sem náleží Česká křídová tabule nebo České Středohoří; Novotný a kol. 1997, Rybář 1999b, Novotný 2000, Rybář, Suchý 2000). Obecný vztah charakteru srážek (nikoliv vlastností horninového prostředí) a typu vyvolaných sesuvů je uveden v tab. 2.

Tab. 2 Charakter srážek a typy vyvolaných svahových deformací, podle Schuster, Wieczorek (2002)

Charakter srážek	Typ vyvolaných svahových deformací
intenzivní krátkodobé dešťové srážky (zvláště v aridních nebo nedávno odlesněných oblastech může relativně malé množství srážek vyvolat vznik velkého množství svahových deformací)	mělké sesuv, kamenné nebo bahenní přívalové proudy vznikající těsně po nebo během srážkové události (může docházet k transformaci původních sesuvů na přívalové proudy)
déletrvající intenzivní dešťové srážky	předešlé typy svahových deformací a katastrofické kamenné laviny („debris avalanches“) vznikající těsně po nebo během srážkové události
dlouhodobé nadprůměrné dešťové srážky nebo srážky následující po předchozích srážkách	hluboce založené svahové deformace, často vznikající se zpožděním vzhledem ke srážkám

Celá řada prací se snaží identifikovat nejvhodnější poměr délky a intenzity srážek pro vznik mělkých svahových deformací (s hloubkou do 8 m) a tímto způsobem definovat prahy, jejichž překročení může vést např. k lavinovitému vzniku nebezpečných zemních nebo přívalových proudů (Guzzetti a kol. 2004; Turner, Schuster eds. 1996). Takovéto výsledky jsou vždy použitelné pouze pro oblast, ze které pocházejí vstupní data neboť závisejí na místních geologických, geomorfologických a klimatických podmínkách (Turner, Schuster eds. 1996). To potvrzuje např. studie Tsaparas a kol. (2002), která ukazuje, že vliv

předcházejících srážek³ na sesuvnou aktivitu se liší v závislosti na propustnosti zvětralinového pláště. Nejvýznamněji ovlivňují předcházející srážky vznik svahových deformací v oblastech se střední až nízkou propustností půdního pokryvu (tedy i ve Vsetínských vrších). Dále bylo zjištěno, že v oblastech s výrazným ročním chodem počasí ovlivňují vznik nebo aktivaci svahových deformací nejvíce srážky z období vegetačního klidu (listopad – duben v ČR), kdy je díky snížené biologické aktivitě rostlin výrazně omezena evapotranspirace a intercepce a rychleji dochází k nasycení horninového prostředí vodou (Rybář 1999b).

³ Předcházející srážky („antecedent rainfalls“) jsou definovány jako úhrn srážek za určité období před významnou, většinou intenzivní srážkovou událostí, která je zodpovědná za vznik celé řady sesuvů.

3. Metody tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací

3.1. Přehled existujících metod tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací

Cílem této kapitoly je poskytnout základní přehled existujících metod tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací, který je přehledně shrnut v příloze A1. Podobný přehled se pokusili u nás dříve prezentovat např. Pravda a kol. (2000).

Výběr a využití jednotlivých metod tvorby modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací závisí kromě měřítka hlavně na dostupných datech a typu hodnocených svahových deformací. Vliv rozsahu studovaného území a z něj se odvíjejícího měřítka na volbu použité metody shrnuli např. Glade, Crozier (2005b). Účel hodnocení náchylnosti území k sesouvání ovlivňuje časový rozsah, obsahovou i polohovou kvalitu a požadovanou podrobnost a množství vstupních dat. Některé studie ukazují (Glade, Crozier 2005b), že existuje hranice, nad kterou další zvyšování množství vstupních data a složitosti analýz výrazně nezlepší dosažené výsledky. To lze vysvětlit určitou mírou nahodilosti výskytu svahových deformací, kterou nelze předpovědět nebo absencí podstatných, studované jevy vystihujících informací, které nelze nahradit větší podrobností již použitých dat.

Pro studie ve velmi velkých měřítcích (např. 1:2000 a větší) se s úspěchem používá řešení stability svahů metodami inženýrské geologie. Pro plošně rozsáhlá území (měřítko 1:10 000 a menší) je tento přístup z finančních i kapacitních důvodů nepoužitelný. Přesto existuje potřeba zhodnocení stability svahů i na takto rozsáhlých územích (Reichenbach a kol., 1998). K tomuto účelu byla vyvinuta celá řada metod hodnocení náchylnosti území ke vzniku svahových deformací využívajících často technologie GIS a dálkového průzkumu země (Voženílek 1997, Carrara a kol. 1995, Havenith a kol. 2006, tab. 3).

Soubor těchto metod lze rozdělit na kvantitativní a kvalitativní. Kvalitativní metody jsou založeny na subjektivních kritériích vedoucích k popisu náchylnosti daného území, kdežto kvantitativní metody vytváří číselné odhady výskytu svahových deformací v určitých třídách náchylnosti založených na objektivních, reprodukovatelných kritériích. **Kvantitativní metody** používají tři základní přístupy (Petely a kol. 2005): **1)** hodnocení vzájemného poměru destabilizujících a stabilizujících sil na svahu, jehož výsledkem je výpočet indexu stability (IS); **2)** svah je považován za hydrologický systém, ve kterém je cílem identifikovat místa vzniku vysokých pórových tlaků potenciálně narušujících stabilitu svahu; **3)** používají informací o rozmístění již existujících svahových deformací k určení rozhodujících podmínek a faktorů ovlivňujících stabilitu svahů v budoucnu. Fyzikální metody používají první dva

přístupy nebo jejich kombinaci, kdežto třetí přístup je základním předpokladem pro statistické metody hodnocení náchylnosti území. Někteří autoři tento přístup nazývají „environmental similarity approach“ (Carrara a kol. 1995) a za jeho hlavní nedostatky považují značnou nejistotu prostorového rozmístění svahových deformací obsažené v každé inventarizační mapě (viz. níže) a také předpoklad, že podmínky prostředí a spouštěcí faktory ovlivňujících vznik studovaných svahových deformací se výrazně nemění v čase. Zásadním nedostatkem prvních dvou přístupů používaných u fyzikálních metod, je nutnost existence velmi podrobných dat umožňujících realistický popis hydrologických podmínek a mechanických vlastností zvětralínového pláště, ve kterém vzniká většina svahových deformací zkoumaných touto metodou. Přes výše uvedené obtíže jsou všechny tři přístupy s úspěchem používány pro studium náchylnosti svahů v nejrůznějších podmínkách.

Mezi kvalitativní metody hodnocení náchylnosti území k sesouvání náleží heuristické metody a někteří autoři sem řadí i **inventarizační mapy svahových deformací**, a to i přesto, že neobsahují informace o postižení území svahovými deformacemi v budoucnu Glade, Crozier (2005a).

Inventarizační mapy jsou základem pro každé hodnocení sesuvného ohrožení nebo tvorbu mapy náchylnosti území k sesouvání a mohou být také považovány za mapy náchylnosti, které neobsahují informaci o náchylnosti sesouváním nepostižených oblastí. Lze je rozdělit na ty, které zachycují svahové deformace vzniklé v důsledku jedné sesuvné události (např. Cardinali a kol. 1999, Rybář 2001) a historické (geomorfologické) inventarizace zachycující výsledek celé řady (často neznámého počtu) sesuvných událostí vzniklých na určitém území během desítek, stovek, ale i tisíců let (Malamud a kol., 2004a). Historické inventarizační mapy zachycují sesuvnou aktivitu za určité období a často vznikají s pomocí metod dálkového průzkumu Země (např. inventarizační mapa vytvořená pro okolí Machupicchu, Peru). Za historickou inventarizaci lze považovat např. databázi sesuvů Geofondu, která vzniká od roku 1962. Důležitou vlastností takovýchto inventarizačních map je, že celá řada hlavně malých sesuvů byla díky erozi a lidské činnosti v průběhu času zcela zastřena, takže výsledná historická inventarizační mapa nemůže být kompletní.

Důležité je také si uvědomit a pokusit se kvantifikovat nepřesnosti a míru nejistoty prostorového rozmístění svahových deformací vycházející z procesu tvorby inventarizačních map – identifikace a klasifikace samotného jevu v terénu nebo na leteckém snímku, zanesení jeho tvaru a polohy do terénní mapy a následná digitalizace. Celý tento proces a zdroje možných chyb podrobně popsal např. Malamud a kol. (2004a), Klimeš, Rothová (2001). Realistické zhodnocení přesnosti a spolehlivosti inventarizačních map svahových deformací může být vzhledem k jejich možnému využití, např. pro územní plánování velmi důležité. Míru nejistoty související s inventarizačními mapami popisuje např. Carrara a kol.

(1995), který ukázal, že rozdíly v inventarizačních mapách stejného území zpracovaných různými autorskými kolektivy může dosáhnout 55% - 90%. Podobnou situaci popisuje i Klimeš (2002c) na příkladu dvou inventarizačních map zpracovaných na základě interpretace leteckých snímků pro oblast Umbrie, Itálie. První inventarizační mapa zachycující svahové deformace vzniklé v důsledku náhlého tání sněhu v lednu 1997, byla vytvořena kolektivem autorů pro území o rozloze 1500 km² (Cardinali a kol., 1999). Druhá mapa byla vytvořena jedinou osobou pod vedením autorů předešlé inventarizační mapy pro oblast pouhých 33 km² a byla zaměřena na identifikaci mělkých sesuvů a zemních proudů. Rozdíl mezi oběma mapami byl 97%. Takto výrazný nesoulad vychází z odlišného plošného rozsahu obou mapování, který ovlivnil časové možnosti a úroveň podrobnosti interpretace leteckých snímků. Dalším důvodem jsou odlišná klasifikační kritéria vytvořená pro zpracování obou map s ohledem na jejich účel – regionální mapa byla zaměřená na rychlou evidenci co možná největšího množství svahových deformací vzniklých v důsledku extrémní klimatické události, kdežto detailní studie byla zaměřena na identifikaci mělkých sesuvů vhodných pro studium pomocí fyzikálního modelu náchylnosti území. Tento příklad ukazuje zásadní význam **účelu zpracování** inventarizačních map na jejich obsah, podrobnost, kvalitu a spolehlivost.

U **heuristických metod** je míra náchylnosti definována expertem na základě informací o podmínkách prostředí, které získá a vyhodnotí buď přímo v terénu nebo na základě podrobné geomorfologické mapy (přímá heuristická metoda). Výsledná mapa náchylnosti může být také odvozena z kombinace několika parametrických (indexových) map, které jsou seřazeny a klasifikovány na základě expertních znalostí (nepřímá heuristická metoda, např. Barredo a kol., 2000). Tvorba map náchylnosti touto metodou může probíhat buď v analogové podobě (např. Rybář 2001) s následnou digitalizací nebo zcela v prostředí GIS (např. Dymond a kol. 2006). Ucelený přehled použití těchto metod v současné době je uveden např. v práci van Westen a kol. (2006).

Výsledky heuristických metod zcela závisí na znalostech a zkušenostech jejich zpracovatele. Jedná se o subjektivní metody, kde kritéria pro klasifikaci částí reliéfu do různých tříd náchylnosti jsou subjektivní a často těžko identifikovatelná dalšími osobami, což téměř znemožňuje reprodukovat zpracované analýzy, případně identifikovat a odstranit jejich chyby. Na druhou stranu tato metoda umožňuje velmi komplexní a individuální hodnocení stabilitních poměrů pro každou část studovaného území zvláště, což při dostatečných zkušenostech a znalostech zpracovatele o mechanismu vzniku a vývoje svahových deformací, může vést k velmi dobrým výsledkům, kterých by bylo jen obtížně možné dosáhnout jinými metodami.

Deterministické metody vychází ze znalosti fyzikálních a chemických procesů vedoucích ke vzniku svahových deformací, z čeho plyne i jeho hlavní omezení, kterým je nedostatek věrohodných vstupních dat dostatečně popisujících variabilitu parametrů ovlivňující výsledky modelu. Za hlavní problém je považován odhad výšky hladiny podzemní vody a její změny během srážkové události, která má zásadní vliv na stabilitu svahu (van Westen a kol. 2006). Tento problém se pokusil vyřešit např. Iverson 2000, jehož rovnice popisující horizontální a vertikální změnu pórových tlaků v závislosti na délce a intenzitě srážek byly úspěšně implementovány do některých modelů (např. model TRIGRS - Transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, Baum a kol. 2005).

Deterministické metody používají k rajonizaci území vzhledem k náchylnosti ke vzniku svahových deformací hodnoty indexu stability (IS), jehož výpočet je většinou založen na kombinaci modelu stability svahu (nejčastěji používaným je nekonečný svahový model, Jelínek 2004, Pack a kol 1998) a hydrologického modelu zaměřeného na odhad rozložení hodnot pórových tlaků, tedy úrovně hladiny podzemní vody (Dietrich, Montgomery 1998, van Beek 2002). Hydrologický model může být statický (např. Pack a kol 1998) nebo dynamický (např. Baum a kol. 2005), který modeluje horizontální i vertikální změnu pórových tlaků v zeminách během srážkové události. Některé modely (Hammond a kol. 1992) kombinují deterministický přístup s pravděpodobnostními metodami odhadu velikosti vstupních parametrů.

Výhodou deterministických modelů je, že nejsou závislé na mapách podmínek zachycujících stav prostředí ke dni mapování, jak je tomu u statistických metod, ale dokáží vytvářet scénáře rozložení stability svahů na základě předpokládané změny těchto podmínek (např. využití půdy nebo chodu meteorologických prvků, van Beek 2002).

Deterministický přístup je také využíván pro modelování prostorového rozšíření svahových deformací vyvolaných seismickými otřesy, pro které je používán Newmarkův stabilitní model svahu (Havenith a kol., 2006). Dále jsou deterministické modely využívány pro predikci chování svahových deformací. Někteří autoři (např. Valderrama a kol. 2006) jeho prostřednictvím modelovali délku a prostorové rozšíření vybraných přívalových proudů v Andách.

Statistické metody hodnocení náchylnosti území se dělí na dvourozměrné a vícerozměrné analýzy. Dvourozměrné analýzy používají mapy podmínek (např. geologických nebo půdních jednotek), které jsou porovnány s inventarizační mapou svahových deformací a pro každou plošnou jednotku na mapě faktorů je vypočítána hustota výskytu svahových deformací, která je převedena do bodového hodnocení. Plochy se stejným nebo vyšším počtem bodů než kde se vyskytují svahové deformace, ale bez známek dřívějších nebo současných svahových pohybů, jsou považovány za náchylné ke vzniku svahových

deformací v budoucnosti. Je nutné posuzovat každý typ sesuvů zvlášť neboť jejich vznik je ovlivňován různými kombinacemi faktorů.

Klíčovou informací pro tvorbu statistických modelů náchylnosti (tzv. „data driven“ modely) jsou inventarizační mapy svahových deformací, které, jak bylo uvedeno výše, jsou zatížené určitou měrou subjektivity vycházející ze schopností jejich konkrétních tvůrců. Výsledky statistických modelů jsou také do značné míry ovlivněny těmi plošně největšími deformacemi obsaženými v inventarizační mapě.

Vícerozměrné statistické analýzy posuzují najednou celý soubor podmínek ovlivňujících vznik svahových deformací, což mnohem lépe vystihuje reálnou situaci, kdy vznik deformací je ovlivněn současným působením celé řady podmínek a faktorů. K tomuto účelu se používá např. diskriminační analýza nebo logistická regrese, které jsou většinou zpracovávány mimo prostředí GIS (Carrara a kol. 1995, Klimeš 2003).

Závislost výsledků statistických analýz na inventarizační mapě svahových deformací může být zmírněna vhodnou volbou tzv. terénních jednotek ("terrain-unit") což jsou nejmenší, homogenní části reliéfu, pro které je vypočítána konkrétní hodnota náchylnosti ke vzniku svahových deformací. Nejčastěji používanou terénní jednotkou je pixel. Carrara a kol. (1995), ale navrhuje použít tzv. „svahovou jednotku“ („slope unit“), kterou definuje jako levou nebo pravou část dílčího povodí libovolného řádu. Hranici „svahové jednotky“ tvoří rozvodnice, údolnice a jejich spojnice probíhající po svahu. Předpokladem pro použití této terénní jednotky v praxi je možnost automatizovaného, homogenního rozdělení území na dílčí jednotky se srovnatelnou plochou. Takto definované jednotky eliminují nedostatky inventarizačních map tím, že informace o přítomnosti svahové deformace je vztažena k celé jednotce (tj. části svahu), pokud podíl deformace na její ploše přesahuje určitou hranici. Ke každé svahové jednotce jsou navíc vztaženy informace o celé řadě podmínek prostředí souvisejících s výskytem svahových deformací, které je velmi jednoduché použít pro vícerozměrné statistické analýzy. V případě použití pixelu jako terénní jednotky je nutná kombinace několika rastrových vrstev reprezentujících podmínky vzniku svahových deformací, pro to, aby každý pixel reprezentoval soubor podmínek (vzniknou tzv. „unique conditional units“ – jedinečné prostorové jednotky, van Westen a kol., 2006). Porovnání obou typů terénních jednotek je uvedeno v Klimeš (2003).

Tab.3 Porovnání vybraných metod rajonizace území vzhledem ke vzniku svahových deformací.

Metoda rajonizace	přímá heuristická	statistická - vícerozměrné analýzy	deterministická
Vstupní data	<ul style="list-style-type: none"> ● nejasně, nepřesně definované hranice tříd faktorů ● velké nebezpečí nehomogenity (změny kritérií) a subjektivity během procesu sběru dat ● omezené množství vstupních faktorů ● jejich subjektivní výběr 	<ul style="list-style-type: none"> ● přesně definované hranice tříd ● velké nebezpečí nehomogenity (změny kritérií) a subjektivity během procesu sběru dat ● velké množství vstupních faktorů - možnost zachycení variability faktorů vedoucích ke vzniku sesuvů 	<ul style="list-style-type: none"> ● přesně definované hranice tříd ● velké nebezpečí nehomogenity (změny kritérií) a subjektivity během procesu sběru dat ● rozhodující vstupní faktory nelze, nebo jen s obtížemi zařadit do modelu, díky jejich značné časové i prostorové variabilitě
Proces tvorby modelu	<ul style="list-style-type: none"> ● nehomogenita a subjektivita při vytyčování hranic tříd náchylnosti ● výsledky nelze nebo jen obtížně reprodukovat jiným expertem nebo stejným expertem po určité době ● změna hodnotících kritérií v závislosti na získávání zkušeností 	<ul style="list-style-type: none"> ● homogenní a objektivní vytyčení hranic tříd náchylnosti ● snadná reprodukovatelnost výsledků ● nízký stupeň subjektivity 	<ul style="list-style-type: none"> ● homogenní a objektivní vytyčení hranic tříd náchylnosti ● snadná reprodukovatelnost výsledků ● velmi nízký stupeň subjektivity ● nebezpečí neúměrného zjednodušení modelovaného procesu
Výhody/nevýhody	<ul style="list-style-type: none"> - subjektivní - generalizující + v určitých podmínkách dobře vystihuje svahové deformace území 	<ul style="list-style-type: none"> + objektivní + v závislosti na vstupních faktorech je možné tento model uplatnit pro škálu svahových deformací 	<ul style="list-style-type: none"> + velmi objektivní + není nutné velké množství detailních vstupních dat - vhodné pouze pro konkrétní typ svahové deformace

3.2. Fyzikální model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy

Mělké sesuvy proudového a plošného tvaru spolu se zemními proudy tvořily významnou část svahových deformací vzniklých během povodňových událostí v červenci 1997 na území Vsetínských vrchů (Rybář 1999a, 1999c; Kircher, Krejčí 1997, 1998). Převážná část zdokumentovaných svahových deformací také vznikla ve svahových

sedimentech (podle Krejčí a kol. 2002 až 84%) v důsledku jejich nasycení srážkovou vodou. Pochopení podmínek vzniku a prostorová predikce budoucího poškození studovaného území těmito typy sesuvů byla proto věnována zvláštní pozornost. Pro jejich studium byl vybrán na základě zkušeností z okolí města Aquasparta v regionu Umbrie, Itálie (Klimeš 2002c) program SINMAP (Pack a kol. 1998), který je volně dostupný na internetu jako extenze programu ArcView (<http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>).

SINMAP je fyzikální model náchylnosti území vzhledem ke vzniku mělkých svahových deformací⁴, který spojuje jednoduchý statický hydrologický model založený na DMR s výpočtem stability svahu na základě nekonečného svahového modelu (Pack a kol. 1998). Jedná se v prostředí GIS o nejčastěji používaný model výpočtu stability svahů (Hammond a kol. 1992, Zaitchik a van Es 2003, Jelínek 2004).

Výsledkem hydrologického modelu je tzv. topografický index vlhkosti (w), který nahrazuje informace o hloubce hladiny podzemní vody a tedy pórových tlacích a udává jaká část půdního profilu je nasyceného vodou. Na něj navazuje nekonečný svahový model, jehož výsledkem je výpočet indexu stability (IS) pro každý pixel (příloha A2) výsledné rastrové mapy. Pixel s hodnotou IS menší než 1 je považován za nestabilní, s vysokou pravděpodobností vzniku svahové deformace v budoucnosti. Takovéto výsledky je však nutné brát pouze jako relativní, informující o nejméně stabilních částech studované oblasti.

Základní vstupní informace pro výpočet IS jsou jednak odvozeny z DMR (záleží na sklonu svahu a specifické infiltrační oblasti definované jako plocha infiltrace vztažená na délku hrany pixelu) a jednak definovány uživatelem v podobě mechanických vlastností zemin (specifická hmotnost půdy, koeficient filtrace, soudržnost, úhel vnitřního tření). Hodnoty některých veličin (úhel vnitřního tření a soudržnost) mohou být zadávány v podobě intervalu, a to buď pro celou studovanou oblast nebo pro její části (tzv. kalibrační regiony) vymezené uživatelem na základě litologických nebo topografických charakteristik. Zdroje a příprava vstupních dat použitých pro zpracování modelu SINMAP jsou popsány v kap. 4.2.

SINMAP je určen k predikci mělkých sesuvů a zemních proudů vzniklých v důsledku akumulace podzemní vody ve zvětralinovém plášti oddělených od podloží výrazným rozhraním, které je považováno za smykovou plochu modelovaných svahových deformací. Materiál nad touto plochou je považován za homogenní. Tento předpoklad ovlivňuje především hydrologický model, který neuvažuje změnu rychlosti infiltrace s hloubkou jako např. model, který navrhl Iverson (2000). Model je určen pro sesuvy translačního typu, jejichž vznik nebyl významně ovlivněn strukturními poměry nebo např. erozí vodního toku (Pack a kol. 1998) nebo lidskou činností.

⁴ Jelínek 2004 definuje „mělké sesuvy“ podle Terlien 1996 jako sesuvy, u kterých poměr hloubky smykové plochy k délce musí být menší než 0,1.

Výstupy programu SINMAP jsou prezentovány kromě rastrové mapy zachycující IS také grafy zobrazujícími rozmístění studovaných svahových deformací na základě sklonu svahu (osa x) a velikosti specifické infiltrační oblasti (osa y). Tento graf je určen jednak ke kalibraci modelu a jednak k interpretaci získaných výsledků. Klasifikace IS do tříd náchylnosti je subjektivní (autoři programu rozdělili IS do 6 tříd) a vychází spíše ze zkušenosti konkrétního pracovníka než z obecně platných pravidel. Pro oblast Vsetínských vrchů byla použita definice tříd náchylnosti uvedená v tab. 4.

Tab. 4 Definice tříd náchylnosti území ke vzniku svahových deformací na základě IS použitá pro Vsetínské vrchy.

hodnota indexu stability (IS)	třída náchylnosti území k sesouvání
$IS > 1,25$	stabilní
$1,25 > SI > 1$	podmínečně stabilní
$1 > SI > 0$	nestabilní

Výsledné hodnoty IS poskytují informace o relativně nejméně stabilních částech území za daných podmínek. Na základě použití inventarizačních map svahových deformací vzniklých během určité události, terénních informací o hodnotách mechanických vlastností zemin a velikosti a intenzity srážek během události, je možné kalibraci modelu SINMAP považovat za rekonstrukci podmínek vzniku svahových deformací během dané události. Model je také možné použít k vytváření scénářů stability svahů, kde jako proměnná vystupuje stupeň nasycení půdního prostředí vodou vyjádřený poměrem srážek (mm/h) a transmisivity zvětralinového pláště (m^2/s). Výsledky je tedy možné interpretovat jako rekonstrukci stabilitních poměrů studované sesuvné události a zároveň jako predikci možného budoucího poškození území za podobných podmínek. Přesnost takovéto predikce záleží na věrohodnosti dat použitých k vytvoření modelu a jejich schopnosti vystihnout reálné podmínky studované oblasti.

Nedostatkem modelu SINMAP je, že neuvažuje postupnou změnu obsahu vody ve zvětralinovém plášti v průběhu srážkové události a považuje obsah vody za konstantní v celém objemu uvažované zeminy. Značné chyby mohou být také vneseny do výsledků při použití svahových deformací jejichž vznik byl vyvolán jinými podmínkami a faktory než jsou uvažovány v modelu SINMAP.

3.2.1. Vstupní data modelu

Základními vstupními daty modelu SINMAP jsou DMR a inventarizační mapa svahových deformací (tab. 5). DMR s velikostí pixelu 10 m byl vytvořen v programu ArcView z výškopisných dat ZABAGED v originálním měřítku 1:10 000. Postup tvorby inventarizační mapy sesuvů použité pro tvorbu modelu SINMAP je podrobně popsán v kap. 4.2.1. Celkový

počet použitých sesuvů a zemních proudů pro vytvoření modelu SINMAP pro Vsetínské vrchy byl 714.

Tab. 5 Zdroje vstupních data zpracovaných modelů SINMAP (φ – úhel vnitřního tření $^{\circ}$, c - soudržnost kPa, T - transmisivita m^2/s , ρ_s – specifická hmotnost půdy kg/m^3) pro území Aquasparta, Itálie a Vsetínské vrchy.

	Aquasparta, Umbrie, Itálie	Vsetínské vrchy, ČR
mechanické vlastnosti zemín – φ, c, T, ρ_s	získány z literatury a upraveny na základě zkušenosti místních inženýrských geologů	získány z rešerší zpráv o podrobných geologických průzkumech vybraných sesuvů v rámci Vsetínských vrchů a z rozborů vzorků zemín z vybraných částí studované oblasti
DMR (digitální model reliéfu)	bylo použito několik DMR vytvořených na základě digitalizovaných vrstevnic s krokem 10 a 25 m	DMR byl vytvořen z podkladů ZABAGED v měřítku 1:10 000
inventarizační mapy sesuvů	inventarizace provedena na základě interpretace leteckých snímků a 1 terénní túry	vlastní terénní mapování a inventarizační mapy poskytnuté ČGS Brno
plocha studované oblasti a počet sesuvů	47 km ² , 185 sesuvů	region 1 – 240 km ² , 487 sesuvů region 2 – 48 km ² , 80 sesuvů region 3 – 82 km ² , 147 sesuvů
Hodnoty vstupních geotechnických parametrů	$\varphi = 17^{\circ} - 19^{\circ}$, $c = 0 - 7,7$ kPa, $T = 2 \cdot 10^{-5} - 10^{-9}$ m ² /s, $\rho_s = 1950$ kg/m ³	$\varphi = 20^{\circ} - 30^{\circ}$, $c = 5 - 25$ kPa, $T = 3 \cdot 10^{-7} - 10^{-9}$ m ² /s, $\rho_s = 2732$ kg/m ³

Mechanické vlastnosti zemín

Jedním z hlavních důvodů omezení aplikovatelnosti deterministických modelů v regionálním měřítku je nedostatek terénních dat, která by dostatečně podrobně popisovala variabilitu vstupních parametrů. Tyto nejistoty řeší některé modely použitím pravděpodobnostních metod odhadu vstupních parametrů (např. Hammond a kol. 1992 – metoda Monte Carlo). Program SINMAP využívá možnosti použití rozpětí hodnot vstupních parametrů mechanických vlastností zemín.

Ke zjištění konkrétních hodnot byly použity zprávy o inženýrsko geologických průzkumech zpracovaných pro nejvíce postižené lokality ve Vsetínských vrších po roce 1997. Jednotlivé zprávy byly vybrány se zřetelem na možné potíže při porovnávání výsledků laboratorních zkoušek z různých laboratoří. Dále bylo využito také informací získaných na základě rozboru vzorků zemin odebraných na území listu 25-23-24. Další dostupná literatura zabývající se mechanickými vlastnostmi hornin v regionu Karpat (např. Andrusov 1965, Matula, Pašek 1986, Heiland 1997) nenabízela použitelné informace pro zpracování modelu.

Průměrný úhel vnitřního tření pro studovanou oblast byl stanoven na $25^{\circ} \pm 5^{\circ}$ a specifická hmotnost půdy na 2732 kg/m^3 . Hodnota efektivní soudržnosti zemin zjištěná laboratorními zkouškami byla většinou v rozmezí 5 – 25 KPa (což představuje hodnoty bezrozměrné soudržnosti používané modelem SINMAP mezi 0,09 a 0,46). Vzhledem, k tomu že studované svahové deformace vznikly většinou v prostředí nekonsolidovaných zemin je možné při plném nasycení předpokládat nulovou soudržnost. Na druhou stranu, kořeny stromů mohou v některých případech (kdy procházejí přes smykovou plochu) soudržnost zvýšit. Stabilizující efekt kořenového systému silně závisí na druhu a zdravotním stavu stromu, morfologii (množství, délce a rozložení kořenů) a pevnosti kořenů a v neposlední řadě na tom, jestli se jedná o přirozený porost (kde pozitivní efekt kořenů je vyšší) nebo o uměle vysázené monokultury (Hammond a kol. 1992, Schmidt a kol. 2001). Velikost soudržnosti vzniklé působením kořenů se v literatuře udává v rozmezí 0,2 – 23 kPa pro monokultury a 26 – 94 kPa pro přirozená lesní společenstva (Schmidt a kol. 2001). Přestože je obtížné kvantifikovat reálný efekt kořenového systému na studované svahové deformace, byly na základě výše uvedených informací použity o něco vyšší horní hranice soudržnosti než, kterou udávají výsledky laboratorních testů zemin.

Rozmezí velmi nízkých hodnot koeficientu filtrace $10^{-7} - 10^{-9} \text{ m/s}$ uvedených ve zprávách o laboratorních zkouškách, dávají spolu s vysokými denními úhrny srážek během července 1997, velmi nízké hodnoty parametru T/R (jehož jednotkou je metr a kde T je transmisivita a R jsou srážky). Parametr T/R vynásobený sinem sklonu svahu, lze v modelu SINMAP interpretovat jako délku přímého svahu potřebnou k plnému nasycení půdního profilu o určité mocnosti vodou. Výpočty ukázaly, že i velmi nízké hodnoty denních srážek vedou k velmi rychlému nasycení modelovaného prostředí vodou. Proto byl u většiny výpočtů model nastaven na hodnoty udávající plné nasycení celého profilu.

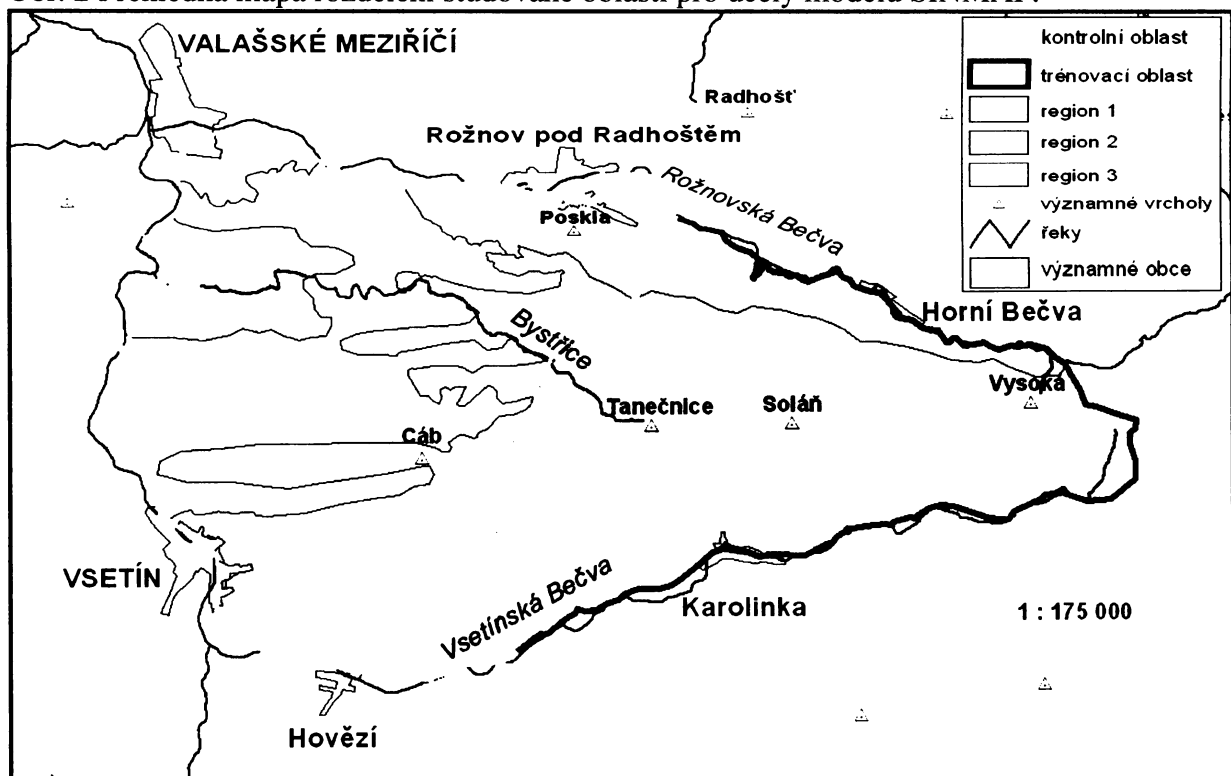
Spodní hranice (tedy předpokládaná hloubka smykové plochy) modelovaného profilu byla stanovena na základě zkušeností z terénu na 3 m a to i přesto, že zjištěná mocnost kvartérních sedimentů nezdědká přesahuje 5 a více metrů (Bíl 2002, Baroň a kol. 2005).

3.2.2. Postup tvorby modelů SINMAP pro Vsetínské vrchy

Jednotlivé modely byly vytvářeny buď na základě interaktivních změn volitelných parametrů (parametr T/R, soudržnost, úhel vnitřního tření; Pack a kol. 1998) a nebo byly hodnoty volitelných parametrů považovány za konstanty nastavené tak, aby co nejlépe, vystihovaly předpokládané podmínky, během kterých vznikly modelované svahové deformace. V tomto případě byly konstantní parametry T/R a soudržnost a jedinou proměnou byl úhel vnitřního tření.

Model SINMAP nebyl vytvářen najednou pro celé území Vsetínských vrchů, ale nejdříve byl na základě předešlých zkušeností (Klimeš 2002c) vytvořen model pouze pro „trénovací“ oblast (obr. 2). Ukázalo se však, že výsledky získané v „trénovací“ oblasti není možné zcela uspokojivě aplikovat na ostatní části Vsetínských vrchů („kontrolní“ oblast). Bylo zřejmé, že důvodem jsou výrazně odlišné morfologické poměry různých částí Vsetínských vrchů.

Obr. 2 Přehledná mapa rozdělení studované oblasti pro účely modelu SINMAP.



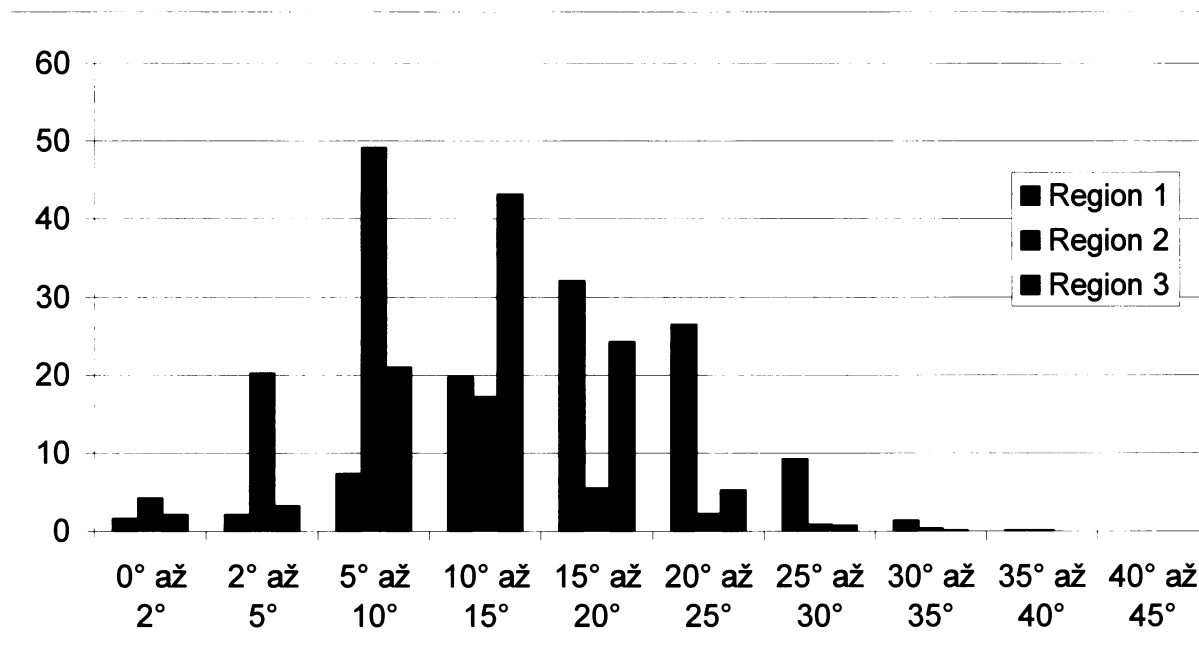
Vsetínské vrchy byly proto rozděleny na tři morfologicky odlišné **kalibrační regiony** definované manuálně na základě digitální mapy sklonů svahů. Jejich základní morfometrické parametry jsou uvedeny v tab. 6 a jejich vymezení je na obr. 2. Správnost použitého rozdělení na základě morfometrických charakteristik reliéfu byla také potvrzena výsledky práce Cáb 2006. Kalibrační regiony nebyly již děleny na trénovací a kontrolní oblasti.

Tab.6 Vybrané morfometrické parametry kalibračních regionů Vsetínských vrchů.

Kalibrační region	Sklon svahů (°)			Rozsah nadmořských výšek (max. - min.)	Převýšení v rastu 100x100 m*		
	Minimální	Maximální	Průměrný		Minimální	Maximální	Průměrný
Region 1	0	50	18	718	0	43	16
Region 2	0	47	8	532	0	37	8
Region 3	0	49	13	524	0	32	12

*vypočteno pomocí funkce "neighborhood statistics" v programu ArcMap

Obr. 3 Zastoupení (%) tříd sklonů svahů v jednotlivých kalibračních regionech Vsetínských vrchů.



První kalibrační region (**region 1**) má nejvyšší průměrný sklon svahů i převýšení ve čtverci 100 x 100 m a je převážně budován ráztockými vrstvy soláňského souvrství a vsetínskými vrstvy zlínského souvrství, které jsou na základě informací z literatury (Bíl 2002) považované za středně odolné (ve smyslu geomorfologické odolnosti hornin, Demek 1987). Jedná se o vrchovinný reliéf se strmými svahy, relativně úzkými údolími a více méně pravidelně (mřížovitě) vyvinutou říční sítí, který je dominován hlavním rozvodním hřbetem Vsetínských vrchů s vrcholy Tanečnice a Soláň. Jedná se převážně o geomorfologické okrsky Soláňský hřbet a Hornobečevská vrchovina. K tomuto kalibračnímu regionu byla přiřčena oblast v okolí vodní nádrže Bystřička, kde se reliéf vyznačuje výraznými sklony svahů a převýšením díky výskytu velmi odolných rusavských vrstev zlínského souvrství (budují např. vrch Klenov) a středně odolných újezdských vrstev zlínského souvrství.

V silném kontrastu s touto částí Vsetínských vrchů je druhý kalibrační region (**region 2**), který je představován mírně zvlňeným pahorkatinným reliéfem (hlavně Zašovská a Vigantická pahorkatina, které jsou součástí Rožnovské brázdy) pokrytým ze 70% kvartérními

sedimenty, z nichž vystupují výrazné suky (Bíl 2002, Prášek 1993) tvořené velmi odolnými horninami svrchních godulských vrstev, istebňanským souvrstvím a vrstvami ciezkwických pískovců (tyto horniny pokrývají 7% plochy kalibračního regionu). Z podložních hornin vychází dále na povrch celá řada litostratigrafických jednotek málo odolných hornin náležejících hlavně ke slezské jednotce godulského příkrovu.

Poslední kalibrační region (**region 3**) zaujímá zbylé části Valašskobystřické vrchoviny budované převážně středně nebo málo odolnými horninami (nerozlišené soláňské souvrství, ráztocké vrstvy soláňského souvrství, újezdské vrstvy zlínského souvrství). Oblast je charakterizována mírnějšími svahy, jejichž větší sklony jsou podmíněny buď říční erozí (např. mezi přehradou Bystřička a obcí Valašská Bystřice) nebo úzkým pruhem rusavských vrstev zlínského souvrství mezi toky Růžďka a Bystřička.

Odlíšné sklony reliéfu ve výše definovaných kalibračních regionech velmi dobře vystihuje obr. 3, který kromě postupného posunu nejrozšířenějšího sklonu svahů z intervalu 5° – 10° u regionu č. 2 do intervalu 15° – 25° u regionu č. 1, ukazuje velmi výraznou převahu sklonitostního intervalu 5° - 10° v kalibračním regionu č. 2. U dalších kalibračních regionů není převaha žádného z intervalů natolik zřetelná, což také vystihuje koeficient strmosti tříd sklonů svahů, který se pro region č. 2 blíží hodnotě 1 a u dalších regionů nedosahuje hodnoty 0,5.

3.3. Dvourozměrný statistický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy

Použitý model patří mezi dvourozměrné statistické metody (tab. 3), které jsou popisovány např. v pracích Carrara a kol. (1995), Kašpar, Prokop (1999). Tento model spočívá v hodnocení jedné závisle proměnné (výskyt svahových deformací) a jedné nezávisle proměnné (podmínky prostředí ovlivňující vznik svahových deformací, např. geologické jednotky). **Základním principem** modelu je, že určitá třída podmínek (např. určitá geologická jednotka), která pokrývá malou část studované oblasti a vyskytuje se na ní velká část svahových deformací, je nejvíce náchylná na jejich vznik a je pravděpodobně nositelem důležitých vlastností, které jejich vznik podmiňují na studovaném území. Model zároveň předpokládá, že stejné nebo podobné podmínky vedoucí ke vzniku svahových deformací v minulosti budou ovlivňovat jejich výskyt i v budoucnosti. Jedná se o tzv. „environmental similarity“ (Carrara a kol. 1995).

3.3.1. Postup tvorby modelu

Výše uvedený základní princip dvourozměrné statistické metody je možné matematicky formulovat různým způsobem (Wieczorek 1994, Kašpar, Prokop 1999, Chung,

Fabbi 2003) a vypočítané hodnoty použít jako váhy jednotlivých podmínek prostředí ovlivňujících vznik svahových deformací. Ve vypracovaných modelech pro Vsetínské vrchy je tato váha označená jako „failure rate“ (FR, Wiczorek 1994) a udává o kolik více nebo méně jsou v analyzované plošné jednotce (např. jednotlivé litostratigrafické třídy geologické mapy) zastoupeny svahové deformace než je jejich průměrné zastoupení na celé ploše studované oblasti. Jedná se tedy o relativní ukazatel, který hodnotí vzájemně náchylnost tříd jednotlivých faktorů prostředí nikoliv význam faktorů mezi sebou. Vysoká hodnota FR, blížíci se nebo přesahující 1, znamená vysokou náchylnost např. dané geologické jednotky ke vzniku svahových deformací.

Vznik svahových deformací je vždy podmíněn celou řadou podmínek studovaného území, které působí najednou a každá z nich může mít odlišný význam pro vznik určitého typu svahové deformace. Tuto skutečnost vypočítané hodnoty FR nedokáží zohlednit. Bylo tedy použito statistické metody „analytic hierarchy process“, která obecně slouží ke stanovení významnosti jednotlivých faktorů ovlivňujících určité „rozhodnutí“, v našem případě vznik svahových deformací (Saaty 1990). Tato metoda je založena na postupném srovnání významu všech možných dvojic porovnávaných faktorů číselnou stupnicí. Význam následujících faktorů prostředí pro vznik svahových deformací na studovaném území byl porovnán několika nezávislými odborníky: sklon svahu, orientace svahu, landuse, geologické jednotky, pedologické jednotky, vzdálenost svahových deformací k vodoteči a tektonickým liniím. Výsledkem byl výpočet významnosti jednotlivých faktorů prostředí (index V) pro vznik svahových deformací.

Na základě vypočítaných významností jednotlivých faktorů prostředí (index V) a vah jejich tříd (FR) byl pomocí následující rovnice vypočten koeficient R vyjadřující náchylnost území ke vzniku svahových deformací:

$$R = V_{f1} * FR_{tř1} + V_{f2} * FR_{tř1} + V_{f3} * FR_{tř1} + V_{f4} * FR_{tř1} + \dots$$

Kde V_{f1} je index V prvního faktoru prostředí - např. sklonu svahu a $FR_{tř1}$ je „failure rate“ první třídy sklonu svahu (např. 0°- 5°). Koeficient R byl vypočten pro každý pixel digitální rastrové mapy, která reprezentuje studované území.

Model náchylnosti území k sesouvání byl vytvořen na základě vstupních dat uvedených v tab. 7 a historické inventarizační mapy svahových deformací pro Vsetínské vrchy (kap. 4.2.1.). Vznikla tak predikční mapa náchylnosti území ke vzniku svahových deformací, jejíž výsledek mohl být porovnán se svahovými deformacemi z července 1997, které do její tvorby nebyly zahrnuty.

Kromě výše popsaného modelu byla stejnou metodou připravena mapa náchylnosti území k sesouvání pro CHKO Bílé Karpaty (Pechanec, Klimeš 2004), která však zatím nebyla ověřena inventarizací nově vzniklých svahových deformací.

Tab. 7 Přehled vstupních dat a jim přiřazených hodnot významnosti využitých pro tvorbu modelu náchylnosti území k sesouvání metodou dvourozměrné statistické analýzy. Podrobnosti tvorby odvozených vstupních vrstev jsou uvedeny v kap. 4.2.2.

Původní data - vektorová	Odvozené vstupní vrstvy (rastrové mapy s velikostí pixelu 10m)	Hodnoty významnosti faktorů prostředí
ZABAGED (1:10 000)	mapa sklonů (s intervalem 5°) a orientací svahů (9 tříd)	0,2 a 0,02
GEO ČR 50 (1:50 000)	mapa litostratigrafických jednotek	0,35
BPEJ (1:5 000)	mapa půd definovaná na základě půdních typů (převod mezi lesními typy a použitými půdními typy je uveden v Příloze ???)	0,08
lesní typy (1:10 000)		
mapa vodních toků DMÚ (1:25 000)	vzdálenost od vodních toků s krokem 50 m	0,05
mapa tektonických linií vytvořená na základě GEO ČR 50, literatury a terénního mapování	vzdálenost od tektonických linií s krokem 200 m	0,03
databáze sesuvů Geofondu (1:25 000)	historická inventarizační mapa a mapa svahových deformací vzniklých v červenci 1997	
podrobné mapování svahových deformací ČGS (1:10 000)		
geomorfologické inventarizační mapy svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu		
inventarizační mapa starých sesuvných území		

3.4. Definice tříd náchylnosti území ke vzniku svahových deformací

Výsledky hodnocení náchylnosti území k sesouvání jsou předávány konečným uživatelům ve formě tematických map a proto je srozumitelná a logická definice jednotlivých tříd náchylnosti stejně důležitá jako samotný proces jejich tvorby.

Každá legenda mapy náchylnosti musí jednoznačně **definovat hranice** a význam tříd náchylnosti. U modelů, kde je náchylnost pro každou základní prostorovou jednotku (většinou se jedná o pixel) vyjádřena číselně tzv. predikční hodnotou, jsou **hranice** tříd definovány rozpětím predikčních hodnot. U heuristických modelů, kde predikční hodnoty nebyly stanoveny, jsou hranice tříd náchylnosti definovány na základě geomorfologických nebo litologických charakteristik částí reliéfu, pro které byla stanovena stejná míra náchylnosti k sesouvání. V případě Vsetínských vrchů byly všechny hranice tříd náchylnosti definovány prostřednictvím rozpětí predikčních hodnot.

Definice hranic tříd náchylnosti mapy vzniklé **dvourozměrnou statistickou analýzou** byla provedena na základě hodnoty koeficientu R vypočítaného pro každý pixel mapy. Z jeho hodnot (představujících v tomto případě predikční hodnoty) byl sestaven graf predikční schopnosti (Chung a Fabbri 2003) a z něj byly určeny hranice jednotlivých tříd náchylnosti tak, aby na co nejmenší ploše studovaného území označené jako nestabilní bylo zachyceno co nejvíce svahových deformací.

Pro mapy náchylnosti vytvořené pomocí **modelu SINMAP**, kde je predikční hodnota jednotlivých pixelů představována indexem stability (IS), byly hranice tříd definovány na základě subjektivního názoru podepřeného zkušenostmi inženýrských geologů, jaká hodnota IS představuje stabilní nebo nestabilní podmínky na svahu.

Hranice tříd náchylnosti je také možné definovat na základě **socioekonomických kritérií** s ohledem na ekonomické aspekty preventivních opatření. Např. při plánování rozvoje určitého regionu není možné se zcela vyhnout všem oblastem definovaným jako nestabilní a z ekonomických či politických důvodů je přijatelnější přijmout riziko vzniku potenciálně nebezpečného jevu (svahové deformace) než výrazně omezit rozvoj určitého regionu nebo jeho části. Za takovéto situace může být nejvíce náchylná třída vymezující oblasti, kterým je nutné se při plánování rozvoje daného regionu zcela vyhnout definována např. tak, že na lesní půdě může být do této nejvíce náchylné třídy zařazeno až 40% území, kdežto na zemědělské půdě 20% a v intravilánech obcí pouze 10%. Takto definované třídy náchylnosti budou tvořeny vždy odpovídajícím počtem pixelů s nejvyššími predikčními hodnotami přiřazenými modelem.

Definice významu jednotlivých tříd náchylnosti navazuje na definici jejich hranic a měla by dát jasnou odpověď uživatelům map na otázku „*Co znamená nestabilní třída pro určitou činnost, např. pro plánování trasy nové komunikace*“? Lze na tuto otázku odpovědět pravděpodobností s jakou vznikne v dané lokalitě svahová deformace v příštích 30 nebo 50 letech (což je již vyjádřením hazardu) a nebo je odpovědí pouze míra náchylnosti, která uživatele informuje, že budoucí komunikace vstupuje do oblasti, kde podmínky pro vznik určitého typu svahových deformací jsou v porovnání s okolím výrazně vhodnější (vyjádření náchylnosti)?

Příkladem velmi výstižné a praktické definice hranic i významu tříd náchylnosti je legenda k mapám náchylnosti území k sesouvání, které vznikají podle metodiky Rybář a kol. 1999c pro potřeby místních samospráv ve vybraných oblastech ČR (Rybář 2001). U jednotlivých tříd náchylnosti je podrobně charakterizován jejich vliv na možnou výstavbu a omezení, která pro ni plynou. Tato legenda je sice velmi subjektivní a není aplikovatelná na jiné regiony, ale dává velmi srozumitelnou odpověď na základní otázky uživatelů map náchylnosti. Zároveň kombinací tří semaforových barev a rastru je i přes podrobné členění legendy výsledná mapa přehledná a dobře čitelná.

V této práci jsou použity tři třídy náchylnosti vyjádřené v mapě pomocí semaforových barev, jejichž význam je definován následujícím způsobem:

- **stabilní** – vznik svahových deformací je téměř vyloučen, ale v některých případech sem mohou zasahovat akumulární oblasti svahových deformací
- **podmínečně stabilní** – vznik svahových deformací nelze vyloučit
- **nestabilní** – území s nevhodnějšími podmínkami pro vznik svahových deformací v rámci posuzovaného území, jejich vznik je otázkou časového horizontu

Vždy se jedná o relativní popis míry náchylnosti v rámci studovaného území pro určitý typ svahové deformace.

Pravděpodobnost vzniku svahových deformací, tedy časový horizont, během kterého je možné očekávat vznik svahových deformací podobného rozsahu jako v roce 1997, vychází z pravděpodobnosti opakování klimatické situace vedoucí k jejich vzniku (extrémních srážek). Řešení tohoto problému není předmětem předložené práce. Na základě existujících informací o sesuvné aktivitě se lze tedy pouze domnívat, že na území nestabilní třídy je možné očekávat vznik svahových deformací v nejbližších cca 50 letech (období sledování sesuvné aktivity na území ČR). U mělkých svahových deformací (především sesuvů a zemních proudů) je možné očekávat jejich vznik téměř každý rok.

3.5. Verifikace modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací

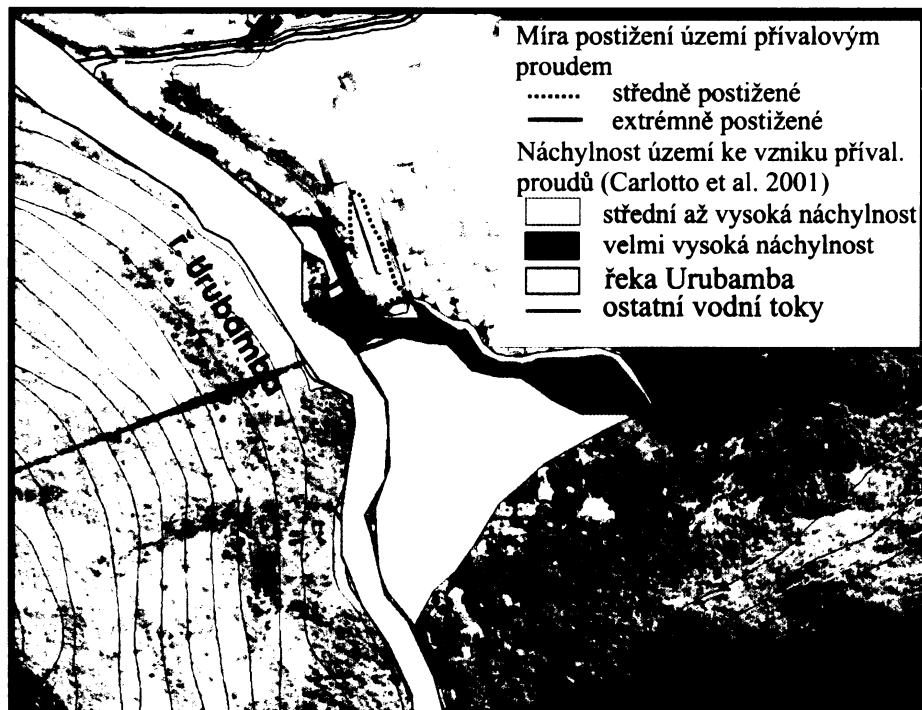
Hodnocení vytvořených modelů náchylnosti je zcela zásadní pro ověření jejich použitelnosti a vypovídací schopnosti. Model jehož správnost nelze ověřit je prakticky bezcenný.

Nejdříve je potřeba zhodnotit míru schopnosti modelu vystihnout rozmístění „známých“ svahových deformací, které byly použity pro jeho tvorbu. Toho je dosaženo porovnáním výsledků modelů (mapy náchylnosti území k sesouvání) s inventarizační mapou svahových deformací použitou na jeho tvorbu. Poté následuje testování modelu na základě informací o svahových deformacích, které nebyly známy během jeho tvorby (Reichenbach a kol. 2005) nebo nebyly pro jeho tvorbu použity.

Nejvhodnější je ovšem porovnání připravené mapy náchylnosti území k sesouvání se svahovými deformacemi vzniklými po jejím dokončení (tzv. metoda "wait and see" podle Turner a Schuster eds. 1996). Tato metoda byla použita např. v pracích Reichenbach a kol. (2005) nebo Vilímek a kol. (2006), kde byla porovnána mapa náchylnosti území města Aguas Calientes, Peru k přívalovým proudům, která vznikla v roce 2001 (Carlotto a kol. 2001) metodou přímé heuristické analýzy s následky přívalového proudu, ke kterému došlo 10. 4. 2004. Výsledek ukázal, že plošné vymezení nejnáchylnější kategorie v mapě se z 86% shodovalo s nejméně postiženým územím novým přívalovým proudem (obr. 4). Tento

příklad ukazuje, že i jednoduchá mapa náchylnosti může velmi dobře vystihovat budoucí prostorové rozšíření nebezpečného jevu.

Obr. 4 Hodnocení mapy náchylnosti ke vzniku přívalových proudů pomocí metody „wait and see“.










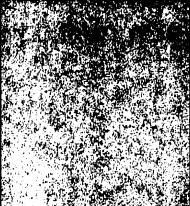

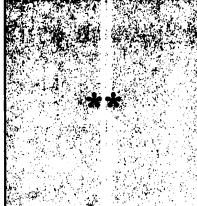


Případy přímého hodnocení mapy náchylnosti na základě svahových deformací vzniklých po jejím sestavení, jsou však výjimkou. Ne vždy je možné čekat na další sesuvnou událost a proto se pro účel hodnocení modelů náchylnosti používá část již známých svahových deformací. Rozdělení celého souboru známých svahových deformací se provádí prostorovým nebo časovým výběrem. V prvním případě se soubor známých svahových deformací náhodně rozdělí na trénovací soubor, který slouží k vypracování modelu a na kontrolní soubor, který je použit pro jeho hodnocení. Časové rozdělení souboru svahových deformací je možné tehdy, pokud je k dispozici inventarizační mapa sesuvné aktivity. Soubor známých deformací se rozdělí na část, která vznikla před a po určitém datu. Použité metody hodnocení připravených map náchylnosti území k sesouvání pro Vsetínské vrchy jsou uvedeny v tab. 8.

Pro hodnocení schopnosti modelů náchylnosti vystihnout rozmístění známých svahových deformací byla nejprve použita sice subjektivní, ale snadno aplikovatelná metoda **hodnocení úspěšnosti a chyby** predikce modelů. Za úspěšný byl považován model, kterému se podařilo co největší část svahových deformací zařadit do nejvíce náchylné oblasti (nestabilní třída náchylnosti), jejíž podíl na celkové ploše studované oblasti byl co nejmenší. Zároveň podíl stabilní třídy náchylnosti na ploše území byl co největší a množství

svahových deformací v ní zařazených bylo co nejmenší. Podíl svahových deformací zařazených do stabilní třídy náchylnosti představuje chybu modelu.

Tab. 8 Použité metody hodnocení připravených map náchylnosti území k sesouvání pro Vsetínské vrchy

model / způsob hodnocení	mapa sklonů	inventarizační mapa svahových deformací	deterministická analýza	dvourozměrná statistická analýza
hodnocení úspěšnosti a chyby predikce modelů				
predikční schopnost tříd náchylnosti				
časové rozdělení souboru sesuvů				

* Jedná se zároveň i o časové rozdělení souboru svahových deformací, protože "model" - inventarizační mapa, byl vytvořen na základě svahových deformací známých do roku 1997 a byl ověřen deformacemi vzniklými v červenci 1997.

** Model vytvořen na základě svahových deformací známých před rokem 1997 byl ověřen deformacemi vzniklými v červenci 1997.

V případě modelu SINMAP, nemusí být tento způsob posuzování výsledků zcela správný. Zařazení velké části studované oblasti do nestabilní třídy nemusí být totiž chybou modelu, ale naopak, může vystihovat stabilitní poměry území za daných podmínek.

Pro zhodnocení míry efektivnosti predikce jednotlivých tříd náchylnosti byl použit **koeficient predikční schopnosti** (Chung a Fabbri 2003) vyjádřený vzorcem:

$$\frac{q \cdot t}{r \cdot \alpha}$$

kde q je podíl plochy svahových deformací v jednotlivých třídách náchylnosti, t je plocha studované oblasti, r je plocha odpovídající třídy náchylnosti a α celková plocha sesuvů ve studované oblasti. Jestliže se tento poměr blíží 1, znamená to, že daná třída náchylnosti je tvořena náhodně vybranými pixely, které nemají vztah k predikci náchylnosti území k sesouvání. Teprve hodnoty větší než 6 nebo menší než 0,2 ukazují, že daná třída náchylnosti podává dostatečnou informaci pro predikci budoucích svahových deformací. Tento ukazatel odpovídá hodnotám tzv. „failure rate“ (Wieczorek 1994), který byl použitý při tvorbě statistického modelu náchylnosti.

Pro zhodnocení schopnosti vystihnout rozmístění svahových deformací, které nebyly použity pro tvorbu statistického modelu byla použita metoda **časového rozdělení souboru** známých svahových deformací. Svahové deformace známé před rokem 1997 (sem byla zahrnuta i většina dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů z databáze ČGS, které sice nebyly známy před rokem 1997, ale které s největší pravděpodobností vznikly před tímto datem) byly použity pro vytvoření modelu, jehož výsledek byl ověřen pomocí souboru svahových deformací vzniklých během července 1997. Vzhledem k relativně malému podílu svahových deformací na celkové ploše Vsetínských vrchů nebyla použita metoda prostorového výběru trénovacího a kontrolního souboru svahových deformací.

Důležité je si uvědomit, že v případě modelu SINMAP byla jeho úspěšnost hodnocena na základě počtu zařazených svahových deformací (reprezentovaných body) do jednotlivých tříd náchylnosti. U ostatních modelů byla úspěšnost posuzována na základě plochy svahových deformací (vyjádřen počtem pixelů s plochou 100m²) spadajících do tříd náchylnosti.

3.6. Hodnocení vybraných podmínek prostředí ovlivňujících vznik svahových deformací

Vztah jednotlivých podmínek prostředí k výskytu svahových deformací (sklon svahů, geologické jednotky, tektonické linie) byl hodnocen pomocí výpočtu „failure rate“ (FR, kap. 3.3.1.) pro jednotlivé třídy map reprezentujících podmínky prostředí a inventarizační mapy svahových deformací vzniklých v červenci 1997. V případě geologické mapy, byly jednotlivé třídy definovány litostratigrafickými jednotkami uvedenými v digitální geologické mapě GEO ČR 50, v případě sklonů svahů bylo studované území detailně rozděleno do intervalů po 3°. V případě tektonických linií byl FR vypočítán pro obalové zóny o šířce 200 m od linií uvedených v morfotektonické mapě a to pouze pro tektonické linie představované zlomy a přesmyky. V případě vzdáleností od vodních toků byly použity tři obalové zóny o šířce 40 m. Tento interval byl zvolen na základě terénního mapování, které ukázalo, že většina erozně denudačních svahů údolní sítě se nachází 80 m od vodních toků. Pro analýzu vztahu půdních poměrů a svahových deformací byla použita generalizovaná mapa agregovaných půdních typů (kap. 4.2.2.).

Pro vybrané podmínky prostředí studovaného území bylo hodnocení provedeno zvlášť pro odlučné a akumulační části svahových deformací. Cílem bylo ověřit závěry některých autorů (Barredo a kol. 2000) ukazující, že akumulace svahových deformací neodrážejí podmínky jejich vzniku neboť představují pouze přemístěný materiál překrývající pohyby jinak neovlivněné předpolí svahových deformací. Podle výše citovaných autorů přináší zahrnutí celé plochy svahových deformací do statistických analýz podstatnou chybu.

Vzájemný poměr orientace a sklonu svahů se sklonem a směrem sklonu vrstevních ploch byl pro vybranou část studovaného území (obr. 17) hodnocen pomocí metody TOBIA (topographic/bedding-plane intersection angle, Meentemeyer, Moody 2000). Tato metoda rozděluje svahy na tři základní skupiny podle orientace svahu (A) a směru sklonu uvažovaných geologických struktur (α). Pokud směr sklonu vrstev odpovídá orientaci svahu jedná se o kataklinální (souhlasný) svah (rozdíl mezi α a A je $0 \pm 45^\circ$). Pokud směr sklonu vrstev je opačný vůči orientaci svahu jedná se o anaklinální (protiklonný) svah (rozdíl mezi α a A je $180 \pm 45^\circ$), který je v porovnání s předchozím typem považován za mnohem více stabilní. Pokud směr sklonu vrstev je kolmý k orientaci svahu jedná se o ortoklinální svah (rozdíl mezi α a A je $90 \pm 45^\circ$ a $270 \pm 45^\circ$). Kataklinální a anaklinální svahy mohou být dále rozděleny podle poměru sklonu svahů a sklonu vrstevních ploch. Jelikož hodnoty sklonů vrstevních ploch jsou ve vybrané části studovaného území velmi variabilní což by výrazně zkomplikovalo realistickou interpolaci těchto hodnot, svahy studovaného území byly rozděleny pouze do tří základních kategorií. Bodová strukturní měření (365 měření) byla převedena do souvislého prostorového rastru pomocí interpolační metody kriging. Vzhledem k výrazné variabilitě zjištěných úložných poměrů hornin a relativně nízkému počtu nerovnoměrně lokalizovaných výchozů podloží, je získaný rastr směrů sklonů vrstevních ploch pouze hrubou generalizací skutečných přírodních poměrů. Pro zlepšení výsledků interpolační metody byla do modelu zanesena místa (v podobě linií) se zjištěnými náhlými změnami směrů sklonů vrstevních ploch.

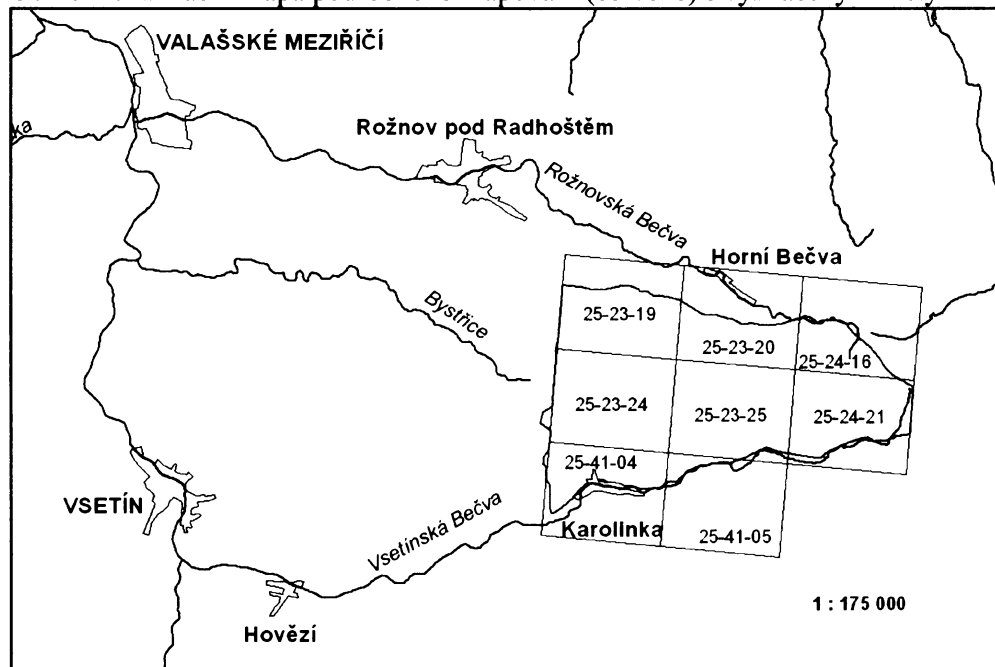
4. Vstupní data

4.1. Mapování a terénní práce

Terénní práce byly zaměřeny na detailní inventarizaci svahových deformací a popis vybraných podmínek a jevů ovlivňující jejich vznik ve východní části Vsetínských vrchů. Oblast byla zvolena tak, aby zahrnovala obě nejrozšířenější litostratigrafické jednotky (ráztocké a vsetínské vrstvy) a také okraj čela nasunutí magurského příkrovu probíhajícího přibližně podél severního úpatí Vsetínských vrchů. Terénní práce byly zaměřeny na inventarizaci svahových deformací vzniklých během července 1997, identifikaci morfologicky zřetelných starších deformací, popis vztahu vrstevních ploch a sklonu svahů a zjištění vybraných mechanických vlastností zemin studované oblasti.

Mapa svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu byla vytvořena pro vybrané části osmi map ZM 1:10 000 (č. 25-23-19, 25-23-20, 25-23-24, 25-23-25, 25-24-16, 25-24-21, 25-41-04, 25-41-05, obr. 5). Jednalo se o účelovou mapu, která měla co nejlépe zachytit výskyt svahových deformací ve východní části studovaného území. Podkladem pro terénní práce byly černobílé kopie map ZM 1:10 000.

Obr. 5 Lokalizační mapa podrobného mapování (červeně) s vyznačenými listy ZM 1:10 000.



Zkušebně byla použita technologie mobilních GIS (program ArcPad 5.0.1 firmy ESRI umístěný na kapesním počítači iPAQ od firmy Compaq) pro digitální záznam dat v terénu (Klimeš, Rothová 2001). Použití této technologie zahrnovalo přípravu v kanceláři, během

kteře byly do kapesního počítače vloženy podkladová topografická i tématická data a byly připraveny atributové tabulky k jednotlivým mapovaným objektům. Tyto tabulky byly určeny pro zaznamenávání popisných údajů a byly sestavovány zvlášt' pro každý druh mapovaných objektů, tak aby co nejvíce vyhovovaly potřebám geomorfologa. Metoda použití mobilních GIS je podrobně uvedena v práci Klimeš, Rothová (2001).

Terénní mapování **svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu** probíhalo v měřítku 1:10 000 a výsledky byly generalizovány do měřítka 1:25 000. Kromě zásad geomorfologického mapování (Demek a kol. 1972) byla také použita metodika navržená Rybářem a kol. (1999c) pro identifikaci a znázornění svahových deformací. Hlavním cílem bylo identifikovat svahové deformace vzniklé během extrémních srážkových událostí v červenci 1997 a současně identifikovat reliktní formy svahových deformací, které pravděpodobně vznikly v pleistocénu nebo holocénu. V mapě jsou zahrnuty také vybrané erozní tvary.

Klasifikace svahových deformací vychází z Nemčok a kol. (1974). Svahové deformace byly rozděleny podle typu na sesuvy a zemní proudy, přívalové proudy a komplexní svahové deformace. **Sesuv** představuje výslednou formu sesouvání, což je relativně rychlý krátkodobý klouzavý pohyb horninových hmot na svahu podél jedné nebo více průběžných smykových ploch. **Zemní proudy** jsou výslednou formou stékání a jejich odlišení v terénu od sesuvů proudového tvaru je v případě absence informace o rychlosti pohybu velmi obtížné. Proto byly tyto dva typy svahových deformací sloučeny do jedné kategorie „sesuvy“. **Přívalové proudy** vznikají stékáním hlinitých a úlomkovitých svahových uloženin na strmých svazích. Vznikají tak velmi tekuté proudy, kde poměr pevných částic k vodě je 1:1. Přívalové proudy zanechávají zřetelnou konkávní zdrojovou oblast a akumulacní oblast, která může mít formu kužele ležícího při patě svahu. Transportní část chybí. **Komplexní svahové deformace** vznikly většinou během několika fází i různých typů pohybů, mezi které se řadí sesouvání, stékání, říčení, vznik skalních lavin (Baroň a kol. 2004), rozvolňování svahů a pohyby blokového typu. Tyto deformace jsou často plošně rozsáhlé a hluboké, např. Baroň (2004) odhaduje hloubku smykové plochy komplexní svahové deformace v Kobylské (č. 3 v příloze B1) na 110 m.

Do mapy byly zaneseny pouze deformace jejichž jeden rozměr přesahoval 60 m.

V mapě jsou dále vyznačeny výrazné odlučné stěny svahových deformací rozdělené do dvou tříd podle výšky (hranici tvoří 5 m) a toho, zda je jejich svah pokryt zvětralinovým pláštěm nebo je převážně tvořen výchozy skalních hornin.

Podle aktivity byly svahové deformace rozděleny na aktivní, dočasně uklidněné a stabilizované. Za **aktivní** byly považovány ty deformace, u kterých bylo porušení reliéfu a technických objektů v době dokumentace stále čerstvé a velmi dobře patrné a které s největší pravděpodobností vznikly během července 1997 nebo později. Na aktivitu

deformací lze usuzovat např. z napjatých kořenů stromů v odlučných hranách a trhlinách nebo přítomností tzv. „opilého“ lesa. Přesnou dobu vzniku jednotlivých svahových deformací nebylo většinou možné zjistit, protože vznikly v zalesněných oblastech mimo obydlená území. **Dočasně uklidněné** svahové deformace mají nezřetelné tvary zastřené denudací, vegetací nebo lidskou činností, nicméně příčiny jejich vzniku se mohou za vhodných klimatických podmínek (např. intenzivní srážky) nebo nevhodným antropogenním zásahem (např. podkopáním paty svahu, koncentrací povrchového odtoku) obnovit. Byly sem zařazeny také ty komplexní svahové deformace, na kterých vznikly aktivní sesuvy nebo zemní proudy. **Stabilizované** (trvale uklidněné) svahové deformace jsou ty, jejichž přirozené příčiny vzniku již neexistují nebo jsou silně potlačené nebo odstraněné sanacemi. Doba vzniku dočasně a trvale uklidněných svahových deformací není většinou známa, ale u většiny dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů, lze na základě zkušeností předpokládat, že vznikly během několika posledních desetiletí. Některé dočasně uklidněné komplexní svahové deformace byly datovány do období preboreál až atlantik (Baroň a kol. 2004).

Další tvary zachycené na mapě byly vybrány podle vztahu ke vzniku svahových deformací a velikosti umožňující jejich zobrazení v měřítku mapy. Kromě svahových deformací jsou tedy v mapě zachyceny **aluviální kužele** na jejichž vzniku se podílejí kromě akumulací zemních nebo přívalových proudů také fluviální sedimenty. Úseky břehů vodních toků nebo den strží, kde **aktivní eroze** přesáhla hloubky 1 m jsou v mapě vyznačeny, protože na tato místa bývá vázán vznik velkého počtu drobných sesuvů a zemních proudů (jejich rozměry se většinou pohybují kolem 5m). Prameny signalizují malou hloubku hladiny podzemní vody, která je významným faktorem ovlivňujícím vznik svahových deformací.

Výsledná mapa uvedená v příloze B1 byla doplněna o výsledky morfostrukturního mapování.

Hlavním cílem terénního mapování **strukturních poměrů** bylo získat co nejpodrobnější informace o sklonech a směrech sklonů vrstevních ploch, které mohou vytvářet významná litologická rozhraní vhodná ke vzniku smykových ploch. Obecně je studované území velmi chudé na spolehlivé výchozy skalních hornin, které se nacházejí nejčastěji v korytech nebo na erozních svazích vodních toků, antropogenních odřezech a odlučných stěnách některých svahových deformací. Celkem bylo s využitím prvotní dokumentace ke geologickému mapování listu 25-234 (kolektiv 1961) shromážděny strukturní měření z 365 lokalit. Kromě litologického popisu výchozů byla kvalitativně (třemi kategoriemi) vyjádřena míra spolehlivosti měření vyjadřující subjektivní dojem ovlivnění měřeného výchozu svahovými procesy (jeho přemístění po svahu nebo rotaci). Za nejspolehlivější měření byly považovány výchozy v korytech vodních toků.

Během terénních prací bylo odebráno 10 **vzorků zemin** z hloubek od 10 do 80 cm na území listu ZM 25-23-24 (Klimeš, Vilímek 2004). Odběrová místa byla vždy vybrána v rámci aktivní svahové deformace. Pro každý vzorek byly stanoveny zrnitostní křivky a indexové vlastnosti zemin laboratoří Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR Praha. Na základě zjištěných indexových vlastností zemin byly podle metodiky uvedené v Smolczyk ed. (2002) vypočítány přibližné hodnoty úhlů vnitřního tření použité při definici vstupních parametrů pro model SINMAP (kap. 3.2.1.).

Kromě terénních prací byly ověřeny možnosti **interpretace leteckých snímků** pro identifikaci svahových deformací. Problematice interpretace leteckých snímků v prostředí ČR se věnoval např. Jaroš, Dornič (1980 – 1983), kteří podrobně popsali metody interpretace leteckých snímků s cílem získat informace o geologických podmínkách daného území. Shrnuli také charakteristické znaky (indicie) různých horninových typů na černobílých leteckých snímcích. Interpretaci leteckých snímků se dále podrobně věnoval Svatoš (1975) a celá řada zahraničních i domácích prací. Např. práce v publikaci Dueholm, Pedersen eds. (1992), ukazují konkrétní příklady využití fotogrammetrie v geologii. Interpretace leteckých snímků pro studium svahových deformací použili také např. Nemčok (1982), Cardinali a kol. (2001) a obecně ji shrnuje např. Schuster, Krizek eds. (1978).

Vzhledem k charakteru vegetačního krytu, bylo zřejmé, že interpretace leteckých snímků v oblasti Vsetínských vrchů bude mít značná omezení. Přesto bylo přistoupeno k ověření této metody a to z důvodů několika výhod, které má v porovnání s terénním mapováním svahových deformací. Hlavní výhodou interpretace leteckých snímků oproti terénnímu průzkumu je možnost velmi snadné revize získaných dat na základě nových informací nebo zkušeností více odborníků. Je zaručena větší homogenita inventarizační mapy a snadná kontrola dodržování klasifikačních kritérií pro jednotlivé typy svahových deformací. Velkou výhodou je také možnost existence časové řady snímků, která umožní získat podrobné informace o výskytu svahových deformací v minulosti, které jsou ve stejném rozsahu terénním šetřením nezjistitelné.

Metoda interpretace leteckých snímků byla nejdříve aplikována pro území v okolí obce Aquasparta v Umbrii, Itálie (Klimeš a kol. 2002d) a teprve poté použita pro oblast Vsetínských vrchů (Klimeš 2005), ale i jiné regiony (Vilímek a kol. 2005). Výsledky interpretace leteckých snímků byly vždy ověřeny v terénu. Ve Vsetínských vrších byla provedena interpretace leteckých snímků pro mapové listy ZM číslo 25-23-24, 25-23-25, 25-23-19, 25-41-04, 25-41-03, 25-41-08. Pro stereoskopické vyhodnocení bylo použito stereoskopu Interpretoskop B od firmy Carl Zeiss a černobílých leteckých snímků v měřítku 1: 26 000 z roku 1998.

4.2. Převzatá a vytvořená digitální data použitá pro zpracování disertační práce

Věrohodnost a využitelnost analýz a modelů zpracovaných v prostředí GIS je přímo úměrná kvalitě a spolehlivosti digitálních dat použitých pro jejich tvorbu. Při praktickém využití nástrojů GIS je téměř vždy nutné integrovat data různého původu, měřítka a obsahu, která jsou zpracována do výsledné studie na základě své topografické polohy. Tento fakt nevyhnutelně vnáší do procesu digitálního zpracování geografických dat chyby a nepřesnosti, kterým je velmi obtížné se vyhnout. Pouze jejich popis a informovanost uživatele konečného produktu mohou zvýšit věrohodnost digitálních výstupů.

Pro zpracování disertační práce byla použita celá řada vstupních dat vytvořených vlastním terénním mapováním nebo jinými subjekty, která byla buď přejata beze změn nebo upravena pro potřeby analýz. Značná datová nehomogenita (zpracovatel, měřítko, použitá metodika sběru dat) má negativní vliv na přesnost a výsledků. Bylo proto nutné dodržet základním pravidlo pro použití datových vrstev vytvořených v různých měřících, které říká že prostorové analýzy mohou být prováděny a prezentovány v tom nejmenším měřítku vstupních dat (Glade, Crozier 2005b) a to i přesto, že technologie GIS umožňuje velmi jednoduše používat digitální mapové vrstvy v libovolném měřítku. To co se mění v prostředí GIS je, ale pouze geometrické rozlišení, obsahová podrobnost a prostorová přesnost dat zůstává stále v původním měřítku, ve kterém byla vytvořena. Pokud je toto pravidlo obcházeno, může docházet k chybným závěrům a nesprávnému použití výsledků. Z těchto důvodů bylo stanoveno měřítko výsledných map náchylnosti území k sesouvání vytvořených modelem SINMAP na 1: 10 000 a dvourozměrnými statistickými analýzami na 1: 50 000, neboť pro jeho vytvoření bylo využito digitální geologické mapy GEO ČR 50 v měřítku 1: 50 000.

4.2.1. Použité inventarizační mapy svahových deformací

Inventarizační mapa svahových deformací sestavená ČGS Brno

Tato digitální databáze vznikala od roku 1999 pod vedením brněnské pobočky ČGS v rámci několika státem financovaných účelových studií. Databáze představuje jedinečnou, terénním mapováním vytvořenou systematickou inventarizaci svahových deformací v měřítku 1:10 000, zachycující aktivní, potenciální i staré, v současné době z větší části stabilizované nebo dočasně uklidněné svahové deformace (Krejčí a kol. 2002). Tato data byla použita pro doplnění informací o rozšíření svahových deformací mimo terénním mapováním zpracovanou oblast (obr. 5).

V databázi jsou znázorněny svahové deformace s alespoň jedním rozměrem přesahujícím 50 m plošným zákresem, kdežto menší deformace jsou vyjádřeny bodově. Toto pravidlo bylo vynuceno velkým počtem mapovaných jevů a měřítkem mapy. V případech, kdy je tato inventarizace používána pro vytváření modelů náchylnosti nebo analýzu

podmínek vzniku svahových deformací na území celých Vsetínských vrchů byla tato zásada aplikována také na data z podrobně zmapovaného území.

Před vlastním použitím databáze byly liniové zákresy svahových deformací ručně převedeny do plošné, respektive bodové vrstvy v programu ArcView a byla k nim vytvořena atributová tabulka obsahující informace o ploše, délce, šířce a identifikačním čísle svahové deformace, pod kterým je v této databázi uvedena.

Databáze Geofondu

Záznamy o svahových deformacích uložených v databázi Geofondu pro Vsetínské vrchy obsahují jevy evidované od roku 1962. Záznamy v databázi nebyli použity samostatně, ale pouze jako jeden ze zdrojů pro tvorbu historické inventarizační mapy svahových deformací.

Inventarizační mapa komplexních svahových deformací

Identifikace komplexních svahových deformací je v terénu často obtížná díky jejich dlouhému vývoji, během kterého na ně působila celá řada exogenních činitelů. V některých případech může docházet k jejich záměně se strukturními tvary reliéfu. Identifikace konkrétní svahové deformace a přesné vytýčení jejich hranic jsou výrazně ovlivněné subjektivním posouzením mapéra, které se u tohoto typu svahových deformací uplatňuje výrazněji než u aktivních nebo dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů. Z těchto důvodů byla vytvořena inventarizační mapa komplexních svahových deformací pouze na základě vrstevnicového zákresu map ZM 1:10 000. Tento metodický postup byl ověřen srovnáním topografických map s výsledky podrobného mapování v terénu. Vznikla tak inventarizační mapa komplexních svahových deformací pokrývající se stejným stupněm přesnosti a podrobnosti celé Vsetínské vrchy. Část komplexních svahových deformací, jejichž morfologie nebyla dostatečně výrazná, aby ovlivnila průběh vrstevnic není v této inventarizační mapě zahrnuta. Na druhou stranu tento postup do maximální možné míry zabránil vstupu chybně identifikovaných komplexních svahových deformací do inventarizační mapy a tedy i do modelů náchylnosti, kde by vzhledem k většinou velkým rozměrům (kap. 6.3.1.) mohly způsobit výraznou chybu.

Historická inventarizační mapa svahových deformací

Tato inventarizační mapa zachycuje veškeré známé svahové deformace na studovaném území do července 1997. Vznikla sjednocením inventarizační mapy komplexních svahových deformací, databáze Geofondu a dočasně uklidněných svahových deformací z databáze sestavené ČGS Brno.

Inventarizační mapa svahových deformací vzniklých v červenci 1997

Dále byla vytvořena inventarizační mapa obsahující všechny známé svahové deformace, u kterých se předpokládá vznik v červenci 1997 a jejichž jeden rozměr přesahoval 50 m. Inventarizační mapa vznikla sjednocením inventarizační mapy svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu s inventarizační mapou ČGS Brno.

Inventarizační mapa mělkých svahových deformací použitých pro tvorbu modelu SINMAP

Model SINMAP je určen k predikci mělkých sesuvů a zemních proudů vzniklých v důsledku akumulace podzemní vody v půdě či zvětralinovém plášti v blízkosti povrchu reliéfu (Pack a kol. 1998). Pojem "mělký" sesuv pro potřeby tohoto modelu není definován pouze na základě určení hloubky smykové plochy, ale také mechanismem jeho vzniku. Jedná se tedy o poměrně úzce vymezený typ sesuvů a zemních proudů, kam nepatří ty svahové deformace, jejichž vznik byl významně ovlivněn např. strukturními poměry geologického prostředí nebo erozí vodních toků.

Výběr takto definovaných svahových deformací na území pokrytém terénním mapováním byl založen na odhadu mocnosti a mechanismu vzniku sesuvů během mapování. Mnohem složitější a pravděpodobně méně spolehlivý byl výběr sesuvů na zbývajících částech Vsetínských vrchů, kde se výběr jednotlivých svahových deformací řídil následujícími pravidly:

- Přednostně byly vybrány sesuvy menší než 50 m, které nebyly lokalizovány v bezprostřední blízkosti vodních toků, strží a silnic neboť na základě zkušeností z terénního mapování lze předpokládat, že takto lokalizované sesuvy vznikly díky erozi vodních toků a výrazné změně sklonu svahu v odřezu cest. Zahrnuty byly svahové deformace nacházející se v závěrech údolí často společně s prameny. Většinou v těchto místech eroze vodního toku není výrazná nebo nedosahuje až k rozvodí a vzniklé sesuvy je možné vysvětlit akumulací podzemní vody, jejíž přítomnost je doložena výskytem pramenů.
- Ze sesuvů větších než 50 m byly vybrány především menší sesuvy proudového tvaru s délkou nepřesahující 150 m a s průběhem po spádnicí. Průběh svahové deformace šikmo po svahu výrazně indikuje strukturní ovlivnění jejího vzniku. Drobné frontální sesuvy ležící v blízkosti vodních toků nebyly do souboru zařazeny.

4.2.2. Mapy podmínek prostředí použité jako vstupní data pro modely náchylnosti území ke vzniku svahových deformací ve Vsetínských vrších

Topografické podklady

Pro oblast Vsetínských vrchů byl k dispozici kompletní DMÚ 25 (digitální model území 1:25 000) a výškopisná data ZABAGED (1:10 000), které byly interpolovány do digitálního modelu reliéfu (DMR) programem ArcView. Vektorová vrstva vodních toků byla vytvořena úpravou dat DMÚ pro výškopisná data ZABAGED.

Geologická mapa

Byla použita digitální podoba geologických map 1:50 000 GEO ČR 50. Jedná se o mapu zakrytou, která je ve studované oblasti z 26% pokryta čtvrtohorními uloženinami, převážně svahovinami. Litostratigrafické jednotky mapy byly definovány na základě paleontologických nálezů (Krejčí 2004) a jejich využití pro identifikaci litologicky odlišných regionů studované oblasti je proto problematické.

Mapa půd

Pro popis půdních podmínek Vsetínských vrchů byla vytvořena digitální vektorová mapa agregovaných půdních typů. Tato mapa vznikla reklasifikací digitálních map BPEJ (1:50 000, VUMOP) a digitální mapy lesních typů (vrstva „typ“) z OPRL (oblastní plán rozvoje lesů, 1:10 000, ÚHÚL⁵). Mapy BPEJ zachycují půdní poměry na zemědělské půdě, kdežto mapa lesních typů obsahuje informace o lesním půdním fondu. Jednotlivé třídy agregovaných půdních typů byly definovány na základě hlavních půdních jednotek BPEJ a popisu půdních typů pro jednotlivé skupiny lesních typů uvedených v příloze 2 Lesního hospodářského plánu pro přírodní lesní oblast Hostýnsko-vsetínské vrchy a Javorníky (Holuša ed. 2001). Tab. 9 ukazuje zařazení jednotlivých hlavních půdních jednotek a skupin lesních typů do vytvořených tříd agregovaných půdních typů. Hnědé půdy byly dále rozčleněny podle indexu skeletovitosti do dvou kategorií.

Strukturní a tektonické podmínky Vsetínských vrchů

Strukturní a tektonické podmínky Vsetínských vrchů byly vyjádřeny morfostrukturní mapou (obr. 13) a mapou strukturních měření (obr. 16) vytvořenou pro jejich východní část.

Morfostrukturní mapa vychází jednak z práce Hrádek, Ivan (1991), digitální geologické mapy GEO ČR 50, identifikace lineárních prvků reliéfu z digitálních topografických map (DMÚ 1:25 000), literatury (Krejčí 2004) a terénních prací, během kterých byly identifikovány zlomy v odlučných stěnách některých svahových deformací.

⁵ Ústav hospodářské úpravy lesů, Brandýs nad Labem

Strukturní hřbety byly mapovány v místech, kde na jejich vzniku měly největší podíl výskyt více odolných horniny – většinou pískovců. Lineární prvky reliéfu představují nejčastěji nápadně dlouhé a přímé úseky vodních toků nebo hřbetů a mohou představovat zlomy. Další strukturní prvky byly přejaty.

Metoda tvorby mapy strukturních měření byla popsána v kap. 4.1.

Tab. 9 Definice vytvořených tříd agregovaných půdních typů na základě hlavních půdních jednotek (HPJ) a skupin lesních typů (SLT) pro Vsetínské vrchy.

Navržené třídy půd (agregované půdní typy)	Hlavní půdní jednotka (HPJ)	Skupina lesních typů (SLT)
glejové půdy	67	3V, 4V, 5G, 5V, 6O, 6V
nivní půdy	21, 22, 55, 56, 58, 59, 70, 71	1L, 2L, 3L, 3U, 5L, 5U
hnědé půdy	20, 24, 27, 34, 35, 38, 47, 48, 49	3B, 3D, 3F, 3H, 3O, 3S, 4B, 4D, 4H, 4K, 4M, 4O, 4S, 4V, 5B, 5D, 5F, 5H, 5O, 6B, 6F
hnědé půdy skeletovité	37	3A, 3J, 4A, 4F, 4N, 4Y, 4Z, 5A, 5J, 5H, 5M, 5N, 5S, 5Z, 6S
hnědozemě	13	
svažitě půdy	40,41	5Y
neklasifikované plochy	290, 300, 340, 350	NE

Základní mechanické vlastnosti zemin Vsetínských vrchů

Ke zjištění konkrétních hodnot mechanických vlastností zemin byly použity zprávy o inženýrsko-geologických průzkumech zpracovaných pro nejvíce nebezpečné svahové deformace ve Vsetínských vrších po roce 1997. Dále bylo využito informací získaných na základě rozboru vzorků zemin odebraných na území listu 25-23-24 (Klimeš, Vilímek 2004, kap. 4.1.) a vrtů realizovaných ČGS v roce 2004 na lokalitách Hutisko, Raťkov a Léskové (Baroň a kol. 2005). Pro určení hloubky svahových sedimentů bylo také využito informací vrtné prozkoumanosti poskytnuté Geofondem pro území mapových listů: 25-23-19, 25-23-20, 25-23-24, 25-23-25.

Na základě výše uvedených zdrojů dat byla sestavena bodová digitální vrstva shrnující dostupné informace o hloubce zvětralinového pláště, efektivním úhlu vnitřního tření,

soudržnosti, koeficientu filtrace a specifické hmotnosti půd. Tato vrstva byla použita pro kalibraci modelů náchylnosti ke vzniku svahových deformací (kap. 3.2.).

Tab. 10 Zhodnocení kvality map podmínek prostředí a inventarizačních map svahových deformací připravených pro Vsetínské vrchy. Je nutné zdůraznit, že se jedná o subjektivní hodnocení autora práce.

Vstupní data a inventarizační mapy sesuvů	Homogenita	Relevance	Podrobnost	Průměrná známka
ZABAGED (1:10 000)	1	1	1	1,0
GEO ČR 50 (1:50 000)	1	2	3	2,0
BPEJ (1:5 000)	1	2	1	1,3
lesní typy (1:10 000)	1	2	1	1,3
mapa vodních toků DMÚ (1:25 000)	1	1	3	1,7
morfotektonická mapa vytvořená na základě GEO ČR 50, literatury a terénního mapování	2	3	2	2,3
databáze sesuvů Geofondu (1:25 000)	2	neklasifikováno	3	2,5
podrobné mapování svahových deformací ČGS (1:10 000)	2	neklasifikováno	1	1,5
geomorfologické inventarizační mapy svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu	1	neklasifikováno	1	1,0
inventarizační mapa starých sesuvných území	1	neklasifikováno	3	2,0
historická inventarizace	3	neklasifikováno	2	2,5
inventarizace sesuvů z července 1997	2	neklasifikováno	1	1,5
SINMAP	3	neklasifikováno	1	2,0

Kvalita jednotlivých map podmínek prostředí a použitých inventarizačních map svahových deformací Vsetínských vrchů je shrnuta v tab. 10. Kvalita jednotlivých datových vrstev byla oznámkována od 1 do 3 (1 nejlepší známka) na základě tří kritérií. „Homogenita“, vyjadřuje míru dodržování klasifikačních kritérií pro definici jednotlivých mapovaných jevů během tvorby map. Odchýlení od používaných kritérií je většinou způsobeno větším počtem zpracovatelů dané mapy. „Relevance“ vyjadřuje do jaké míry tématický obsah map popisuje výskyt podmínek prostředí důležitých pro vznik svahových deformací. „Podrobnost“ hodnotí polohovou přesnost zákresu tématického obsahu vůči ZM 1:10 000 a rozlišení s jakým byly získávány informace v terénu. Špatná známka ukazuje na datový zdroj, kde velká část důležitých informací pro studium svahových deformací chybí. Např. v geologické mapě je

špatná známka vyjádřením generalizace průběhu hranic jednotlivých litostratigrafických jednotek v důsledku měřítka mapy.

5. Vybrané charakteristiky studovaného území

5.1. Geologické poměry

Území Vsetínských vrchů náleží ke Karpatské soustavě, která je zastoupena předčtvrtohorní regionálně geologickou jednotkou flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Flyšové pásmo se dělí na skupinu příkrovů vnějšího flyšového pásma (vnější krosněnská skupina příkrovů) a magurskou skupinu příkrovů, kam z převážné části náleží Vsetínské vrchy. Na západě je flyšové pásmo ohraničeno karpatskou předhlubní a směrem na východ se Vnější Západní Karpaty stýkají s bradlovým pásmem, které je odděluje od Centrálních Karpat. Geologicky jsou Západní Karpaty součástí rozsáhlé soustavy mladých pásemných pohoří, vzniklých ve třetihorách působením několika fází alpínského vrásnění.

Vsetínské vrchy jsou tvořeny račanskou jednotkou magurské skupiny příkrovů, která je na severu nasunuta na slezskou jednotku vnější skupiny příkrovů. Linie násunu magurského flyše (přibližně odpovídající s. vymezení Vsetínských vrchů) je tvořena příkrovovou střížnou plochou s generelním úklonem 32° (Pesl 1989), která probíhá ve směru V – Z přibližně rovnoběžně při s. úpatí Vsetínských vrchů. Na východě je mezi slezskou a račanskou geologicko-tektonickou jednotkou vklíněna předmagurská jednotka, která má na území Vsetínských vrchů velmi omezený rozsah v okolí místní části Mšadla v. od přehrady Horní Bečva. Stratigraficky tato jednotka leží v nadloží račanské jednotky.

Nejnovější interpretace současných i starších geofyzikálních průzkumů uvedených v doktorské práci Krejčího (2004) ukazují, že strukturní poměry magurského flyše ovlivňovala především ssz. - jjv. až s. - j orientovaná komprese, ale nejpozději během finální fáze bylo jeho přesunutí orientováno k S nebo SSV. Vlivem výše zmíněné s. - j. komprese bylo mnoho sv. - jz. orientovaných struktur (dřívější zlomy) reaktivováno jako šikmé levostranné zlomy. Tyto zlomy dokládají, že hlavní přesun magurského příkrovu na jednotky vnějšího flyše je zároveň levostranným posunem, ke kterému došlo během štýrských pohybů. Levostranný posun vyvolal vznik extenzních struktur a usnadnil gravitační rozpad celých partií hlavního hřbetu Vsetínských vrchů (Krejčí 2004).

Z analýz seismických profilů provedených Krejčím (2004) dále vyplývá:

- ve flyšovém komplexu lze vymezit jak transpresní, tak i extenzní struktury
- transpresní struktury se nachází hlavně uvnitř soláňského souvrství
- extenzní struktury sledujeme jednak ve svrchních partiích slezské jednotky a dále uvnitř zlínského souvrství
- velká sesuvná území lze očekávat v místě přechodu mezi transpresními a extenzivními strukturami.

Litologické poměry Vsetínských vrchů jsou popsány převážně na základě práce Pesl (1989).

Račanská jednotka magurské skupiny příkrovů zaujímá rozhodující část Vsetínských vrchů a je představována litofaciemi flyšových souvrství stratigraficky zahrnujících střední křidu (juru) až spodní oligocén.

Nejstarší stratigrafický člen vrstevního sledu račanské jednotky je tzv. **gaultský flyš** (stáří alb) jehož výskyt je omezen na pruhy výchozů v okolí Vidče a Horní Bečvy. Následuje **kaumberské souvrství** (dříve spodní pestré vrstvy, svrchnokřídového stáří) tvořící výrazný pruh západovýchodního směru sledující s. okraj magurského příkrovu a zároveň několik kose probíhajících pruhů doprovázených tektonickými liniemi násunů dílčích příkrovů. Kaumberské souvrství je charakteristické převahou jílovců s nepravidelnými vložkami prachovců a prachových jílovců. V nejvyšších částech vrstev se sporadicky objevují i pískovce a to i v lavicích 15 – 50 cm, vzácně až 100 cm mocných.

Dalším členem stratigrafického sledu račanské jednotky směrem do nadloží jsou **soláňské souvrství**, které jsou buď nečleněné (nacházejí se převážně v z. části Vsetínských vrchů) nebo se dělí na ráztocké (spodní člen) a lukovské vrstvy (svrchní člen v podloží belovežského souvrství). **Ráztocké vrstvy** (svrchní křída až spodní paleocén) mají typickou flyšovou sedimentací turbiditů s proměnlivým podílem pískovců a jílovců, které se mohou střídat v hrubých až drobných rytmech. Představují přibližně 2/3 povrchového výskytu soláňského souvrství a tvoří převážnou část plochy Vsetínských vrchů na s. od jejich hlavního hřebene a na z. od Valašské Bystřice. **Lukovské vrstvy** (paleocén) jsou typické hrubozrnnými pískovci a slepenci v hrubě rytmickém vývoji. Jejich úzký pruh vytváří hřeben probíhající souběžně ve směru V-Z s potokem Jasenice, který protéká městem Vsetín. Nejznámějším výchozem lukovských vrstev je Valova skála u Vsetína (Pavelka, Trezner eds. 2001).

V **belovežském souvrství** (svrchní paleocén až střední eocén) je možné odlišit tři různé litologické komplexy: pestré vrstvy, drobně rytmický flyš a výrazné pískovcové polohy. Souvrství se vyskytuje podél hlavního kulminačního hřbetu Vsetínských vrchů a ve dvou souběžných, tektonicky oddělených pásmech v jejich z. části mezi Vsetínem a Valašskou Bystřicí.

Zlínské souvrství je stratigraficky nejmladším členem račanské jednotky. Z tohoto souvrství na studované území nezasahují luhačovické a kyčerské vrstvy. **Rusavské vrstvy** (svrchní až střední eocén) jsou typické přítomností hrubozrnných pískovců a slepenců. Vyskytují se v západní části Vsetínských vrchů v okolí přehrady Bystřička. **Újezdské vrstvy** (svrchní eocén) jsou typické fylšovým vývojem, kde převažují jílovce nad místy až několik metrů mocnými lavicemi arkózových, středně až hrubě zrnitých pískovců. Vyskytují se opět v několika pruzích v z. části Vsetínských vrchů. Ve **vsetínských vrstvách** (spodní oligocén

až svrchní eocén) převládají šedé vápnité jílovce nad převážně glaukonitickými pískovci v poměru 2:1 až 10:1. Vsetínské vrstvy tvoří téměř celou část Vsetínských vrchů na j. od jejich kulminačního hřbetu. **Křivské vrstvy** (spodní oligocén – svrchní eocén) jsou tvořeny převážně vápnitými jílovci a vyskytují se v tektonicky vymezeném pruhu podél SZ okraje Vsetínských vrchů.

Rožnovská brázda přiléhající ze S k Vsetínským vrchům je tvořena horninami slezské jednotky. Na J od Rožnovské Bečvy zasahují godulské souvrství a istebňanské vrstvy tvořící odolnější část a podmenilitové, menilitové a krosněnské souvrství představující méně odolnou část slezské jednotky. Vápencový blok u Vigantic je tektonickým útržkem spodnokřídového stáří.

Svrchní oddíl **godulského souvrství** (svrchní křída) zasahuje na studované území pouze ve vývoji drobně rytmické flyšové sedimentace. Vyskytuje se omezeně v úseku cca 2.5 km v. od Rožnova p. Radhoštěm. **Istebňanské souvrství** (svrchní křída až paleocén) je typické střídáním výrazných pískovcovo-slepencových pruhů a jílových pruhů. V Rožnovské brázdě tvoří pískovcová facie istebňanského souvrství suky (Prášek 1993).

Základním litologickým rysem **podmenilitové souvrství** (paleocén a eocén) je flyšová, drobně rytmická sedimentace přerušovaná pískovcovo-slepencovými polohami označovanými jako ciezgowické, které jsou nejodolnějším členem podmenilitového souvrství a tvoří suky mezi Rožnovem p. Radhoštěm a Horní Bečvou. **Menilitové souvrství** (spodnímu oligocénu) tvořené převážně jílovci je zřetelně tektonicky redukované a vychází útržkovitě u Hažovic. **Krosněnské souvrství** (oligocén) je nejmladším členem slezské jednotky. Je tvořen jílovci, prachovci a zejména slabě zpevněnými drobovými pískovci. Vyskytuje se na J od Valašského Meziříčí a Rožnova p. Radhoštěm.

Kvartérní sedimenty jsou tvořeny především deluviálními a fluviálními uloženinami. **Deluviální sedimenty** jsou nejrozšířenějšími a nejvýznamnějšími kvartérními sedimenty na území Vsetínských vrchů jednak díky svému plošnému rozsahu (zabírají 26% z celkové plochy území) a také značným mocnostem, které v některých případech dosahují 30 m (Bíl 2002). Nicméně průměrná mocnost kvartérních sedimentů zjištěná na základě 66 vrtů uložených v databázi Geofondu ležícími mezi obcemi Hutisko-Solanec a Velké Karlovice dosahovala 4,2 m. V 6 vrtech byla mocnost kvartéru mezi 10 a 15 m. Význam kvartérních sedimentů spočívá také v tom, že podle Krejčího a kol. (2002) 84% sesuvů zdokumentovaných během let 1997 a 1998 (Kirchner, Krejčí 1997 a 1998) vzniklo v deluviálních uloženinách. Polohy pískovců jsou zdrojem klastické příměsi deluvií, která je významná především v oblasti istebňanských vrstev, kde vznikla plošně významná kamenná moře. Jedná se tedy většinou o hlinitokamenité sutě s úlomky pískovců nebo jílovců. Deluviální sedimenty mohou být dále převážně hlinité nebo písčité tvořící kromě pokryvů svahů také výplně suchých údolí (dellen).

Fluviální sedimenty zahrnují tři terasové úrovně a fluviální štěrky údolních niv. První dvě terasové úrovně (20-25 m a 10-15 m nad řekou) byly uloženy přítoky Rožnovské Bečvy a jejich identifikace v terénu se často omezuje jen na příměs štěrků v ornici (Pesl 1989). Nicméně podél levého břehu Vsetínské Bečvy vytváří střednopleistocenní terasová úroveň (20-25 m) nesouvislý stupeň táhnoucí se od obce Hovězí až k Novému Hrozenkovu. Na pravém břehu je tato úroveň zachována při ústí potoků Kobylská a Brodská v obci Karolinka. Nízká terasa zasahující do výšky až 6 m nad řekou je nejlépe zachována na pravém břehu Rožnovské Bečvy mezi Galkou a ústím Solaneckého potoka a je tvořena hrubým štěrkem s příměsí valounů a písků. Stáří těchto teras je odvozováno pouze na základě analogie s jinými místy v Karpatech do období mindel, riss a würm. Prášek (1993) považuje za důkaz würmského stáří nízkého terasového stupně nález sprašových hlín na jeho povrchu, k jejichž sedimentaci mohlo ovšem dojít i na starším terasovém stupni. Fluviální štěrky a písčitohlinité sedimenty údolních niv jsou součástí würmské nízké terasy a bývají rozčleněny na vyšší stupeň tvořený převážně povodňovými hlínami a nižší stupeň budovaný štěrky, které byly a jsou během holocénu přemísťovány. Recentní náplavové kužele jsou poměrně časté u menších toků a stržích, kde mohou být tvořeny kamenitohlinitým až kamenitým materiálem.

5.2. Dosavadní poznatky o svahových deformacích ve Vsetínských vrších a jejich okolí

První zaznamenaný sesuv v oblasti flyšových Karpat vznikl roku 1905 na svazích Kelčského Javorníku v Hostýnských vrších (Špůrek 1972). První podrobně zdokumentovaný sesuv vznikl u obce Hošťálková v roce 1919 (Záruba 1922-23, foto 1, příloha A9). Jeho ověřená rychlost pohybu byla 710 m za hodinu. Sesuv zničil 6 obytných domů a přehrazením potoka vytvořil drobné dočasné jezero. Další informace o sesuvech byly v první polovině 20. století získávány během budování železnic a vodních nádrží nebo např. průzkumem organizovaným firmou Baťa v okolí Zlína (Krejčí 1943). Grafický přehled vývoje výzkumu svahových deformací na území celého Československa do poloviny 80. let podává Ondrášek, Rybář (1991).

Systematická plošná inventarizace sesuvných území byla provedena v rámci celostátní inventarizace sesuvů na území České a Slovenské republiky v letech 1962 – 1963 (Rybář, Nemčok 1968), která byla zahájena po devastujících účincích rozsáhlé sesuvné události v Handlové v letech 1960 – 1961. Během této inventarizace bylo do topografických map 1:25 000 a následně do Registru sesuvů Geofondu v oblasti Vsetínských vrchů zaneseno 163 sesuvů, které zpracovali pracovníci Ústředního ústavu geologického v Praze (podle registru sesuvů Geofondu se jednalo především o pracovníky Zajíce, Merkla, Rouska a Řepku). Dále byla celá řada sesuvných území identifikována během geologického mapování Českého geologického ústavu (ČGÚ) a jsou zachyceny na mapách v měřítku 1:25

000 a 1:50 000, z nichž ne všechny byly zahrnuty do registru sesuvů Geofondu (přibližně období 1970 – 1997).

Přehledné hodnocení sesuvů na území Západních Karpat v ČR a na Slovensku provedli např. Nemčok a kol. (1977), Nemčok (1982), Kováčik (1991). Jedno z prvních souhrnných hodnocení ekonomického dopadu svahových deformací na území bývalého Československa publikovali Rybář, Novosad (1989). Přehled strukturních podmínek vhodných pro vznik sesuvů v rámci celé ČR zpracoval Rybář (1996). Bibliografický přehled publikací zabývajících se výzkumem a sanacemi sesuvů na území ČSSR od nejstarších prací až do roku 1984 podávají publikace Špůrek (1979, 1985)

Krejčí (2004) uvádí, že před rokem 1997 vznikaly svahové deformace na území okresu Vsetín s frekvencí 0 – 10 za rok. Jako příklad sesuvu vzniklého v tomto období ve Vsetínských vrších je možné uvést sesuv z povodí potoka Raťkov, který vznikl v červnu 1987 a byl zdokumentován v diplomové práci Havránka (1991). Tento sesuv nebyl zanesen do databáze Geofondu.

Extrémní srážky a s nimi spojené povodně v červenci 1997 se staly obdobným impulsem k inventarizaci a výzkumu sesuvů na území Vsetínských vrchů jako sesuvná událost v Handlové pro území Československa. Bezprostředně po srážkové události bylo na okrese Vsetín evidováno 250 nových sesuvů (Kirchner, Krejčí 1997, 1998). V důsledku vzniklých sesuvů bylo vydáno celkem 30 demoličních výměrů a na mnoha místech byla dočasně přerušena doprava a to včetně mezinárodní železniční trati Valašské Meziříčí – Vsetín - Žilina. První terénní šetření ukázaly, že skutečný počet vzniklých sesuvů je mnohem větší než byl původní předpoklad a proto byla od roku 1999 zahájena pod vedením brněnské pobočky ČGS systematická inventarizace a výzkum sesuvů, který probíhal nejprve v rámci účelových studií „Geologická stavba území Moravy jako podmiňující fenomén sesuvných pohybů“ a později „Svahové deformace v ČR“ financovaných MŽP ČR. Od roku 2004 na tyto práce navazuje program „ISPROFIN č. 215124-1 Dokumentace a mapování svahových pohybů v ČR“. Jedním z výsledků těchto prací byla plošná inventarizace (v měřítku 1:10 000) svahových deformací. Po dokončení plošné inventarizace v měřítku 1:10 000 v roce 2004 je na území Vsetínských vrchů evidováno 296 svahových deformací jejichž alespoň jeden rozměr přesahuje 50 m a 1190 sesuvů a zemních proudů s rozměry menšími než 50 m. Na základě inventarizačních map svahových deformací vznikly mapy náchylnosti území k sesouvání podle metodiky vypracované Rybář a kol. (1999c). Tyto mapy klasifikují území do tří tříd náchylnosti, které jsou dále rozčleněny a pro každou jejich kategorii je sestavena podrobná legenda popisující podmínky využití území ke stavební činnosti Rybář (2001).

Souběžně s plošným mapováním probíhaly na nejvíce postižených lokalitách četné podrobné geologické a inženýrskogeologické průzkumy, které u nejnebezpečnějších svahových deformací vyústily do realizace sanačních opatření, která v některých případech

zahrnovala také monitoring svahových pohybů a kolísání hladiny podzemní vody. Jak uvádí Krejčí (2004), před rokem 1997 byly na území okresů Vsetín a Frýdek-Místek monitorovány pouze dva sesuvy (vodní nádrž Šance na řece Ostravice a Karolinka na řece Stanovnice), kdežto po událostech z července 1997 bylo monitorováno kolem 50 lokalit. Jako příklady nebezpečných sesuvů, které si vyžádaly provedení nákladných sanačních i monitorovacích prací je možné uvést sesuvy v lokalitě Bystřička nad železniční tratí Valašské Meziříčí – Vsetín a v obci Růžďka, kde byla prováděna také extensometrická měření povrchových pohybů (Kudrna a kol. 2003).

První souhrnné analýzy sesuvů vzniklých v červenci 1997 na území okresu Vsetín respektive Vsetínských vrchů byly publikovány v pracích Krejčí a kol. (2002) a Klimeš (2002a), kde jsou uvedeny také finanční náklady na stabilizaci nejvíce ohrožených území. Podle Rybáře (1999a) nejčastějším typem sesuvů vzniklých během července 1997 byly zemní proudy a sesuvy proudového tvaru. Ve stejném období byly zaznamenány pouze dva případy skalního řícení na území Vsetínských vrchů a to u přehrady Bystřička, kde se zřítily bloky jejichž největší rozměry dosahovaly 5 x 3 x 1,5 m (Krejčí a kol. 2002).

Geomorfologické aspekty sesuvů na východní Moravě po roce 1997 zpracovali např. Kirchner a kol. (2003), Kirchner, Roštínský (2005), kteří si všimli, že některé tvary komplexních svahových deformací byly dříve považovány pouze za produkt mrazových procesů, na což upozornil také Czudek (2005). Výskyt puklinových pseudokrasových jeskyní a jejich vztah ke komplexním svahovým deformacím je znám z dřívějších prací (např. Wagner a kol. 1990, Pavelka, Trezner eds. 2001). Dilatometrická měření pohybů ve vybraných puklinových jeskyních byly v disertaci I. Baroně (Baroň 2004) použity jako indikátory dynamiky současných svahových pohybů. Jeho práce také ukázala přínos studia komplexních svahových deformací pomocí celé škály geomorfologických, geologických a geofyzikálních metod. V prostředí Vsetínských vrchů zpracoval lokality Vaculov-Sedlo, kde se nachází 11 m dlouhá puklinová jeskyně, která vznikla na čele jednoho z dílčích sesutých bloků a Kobylskou, kde je pět puklinových jeskyní vázaných na akumulaci pod hlavní odlučnou stěnou komplexních svahové deformace. Další drobné puklinové jeskyně jsou na vrcholu Zámčisko j. od přehrady Bystřička (Wagner a kol. 1990). Význam puklinových jeskyní pro iniciaci hlubokých svahových deformací v polských flyšových Karpatech popisuje Margielewski, Urban (2002), kteří uvádějí že jejich celkový počet v polských flyšových Karpatech je 600. Rychlost pohybů jednotlivých pískovcových bloků v akumulační části starého (pleistocén/holocén) skalního řícení v lokalitě Pulčín – Hradisko v Javornících sledoval Demek (1973, 1986). Tato měření byla v současné době obnovena.

Problematika datování komplexních svahových deformací na území Vsetínských vrchů byla zpracovávána hlavně pracovníky ČGS Brno, kteří se zaměřili na několik vybraných lokalit (Vaculov – sedlo, Kobylská, Jezerné - nepublikováno). Jejich výsledky

dokládají nejstarší sesuvnou aktivitu v lokalitě Kobylská (9080 ± 95 ^{14}C let BP, Baroň 2004). Tento údaj je maximálním zjištěným stářím sesuvu, který vznikl pravděpodobně ještě mnohem dříve. Vyšší zjištěné stáří uvádí Hradecký, Pánek (2004) v oblasti Slezských Beskyd, kde byla v rozmezí $11\ 813 \pm 383$ ^{14}C let BP datována svahová deformace Kotelnice. Mnohem větší počet datovaných lokalit se nachází v polských flyšových Karpatech, kde byly odlišeny jednotlivé fáze vyšší četnosti vzniku sesuvů (Margielewski 2002). Lichenometrickou metodu pro stanovení různých fází aktivity sesuvů během posledních 500 let použila pro nejvyšší pohoří polských flyšových Karpat Bajgier-Kowalska (2003).

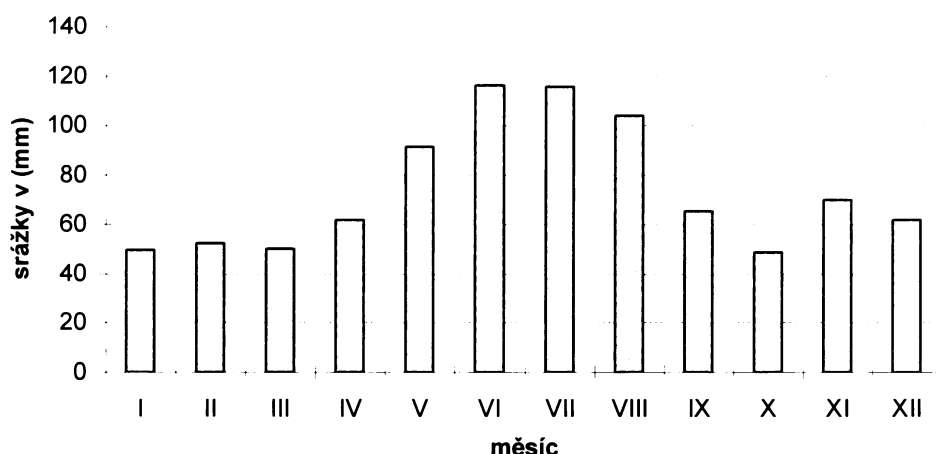
5.3. Klimatické poměry Vsetínských vrchů se zřetelem na extrémní srážky v červenci 1997

Klima Vsetínských vrchů je podle Quitta (1975) charakterizováno krátkým, mírně chladným a vlhkým létem s 10 - 30 letními dny a průměrnou teplotou v červenci $14 - 16$ ° C. Srážkový úhrn ve vegetačním období činí 500-600 mm a roční průměrný srážkový úhrn je 850 - 1000 mm. Zima je dlouhá, mírná, mírně vlhká, s dlouhou sněhovou pokrývkou. Průměrná teplota v lednu činí minus 3 - 5 ° C, mrazových dnů je 140 až 160, sněhová pokrývka trvá 100 -120 dnů. Na studovaném území se projevuje vzrůstající kontinentalita klimatu a výrazný vliv výškové členitosti terénu, což znamená, že směrem k východu a do vyšších nadmořských výšek klesá průměrná roční teplota, zvyšuje se počet mrazových dnů, snižuje se počet letních dnů a pravděpodobně vzrůstá i množství srážek. Průměrné měsíční úhrny srážek v Rožnově pod Radhoštěm jsou uvedeny na obr. 6. Nejvyšších hodnot dosahují srážkové úhrny v červnu a červenci v důsledku zesílené bouřkové činnosti. Minimum srážek přichází v říjnu. Průměrné roční srážka za období 1961-1990 činily v Rožnově pod Radhoštěm 888.7 mm a ve Valašském Meziříčí 760 mm.

Hlavním spouštějícím faktorem svahových deformací ve Vsetínských vrších jsou srážky. K nejextrémnější srážkové události ve dvacátém století došlo ve dvou epizodách v červenci 1997. První srážková epizoda proběhla mezi 4. – 8.7. a druhá, méně výrazná mezi 17. – 21.7.

Extrémnost denních srážkových úhrnů během první srážkové epizody ukazuje tab. 10, z které je jasně patrné, že nejintenzivnější srážky nastaly 6.7. a ve většině případů začaly relativně rychle ustupovat. Průběhu srážek také odpovídá zjištěnému vznik svahových deformací, o kterém lze předpokládat, že většina případů vznikla během 7. – 9.7. nebo na konci dne 6.7. (jejich vznik byl zaznamenán až následující den). Jedná se o odhad na základě pouze 13 událostí, kdy byl vznik svahových deformací přesně znám (Kirchner, Krejčí 1997, 1998). Z těchto důvodů nelze tedy stanovit, jaké množství srážek způsobilo aktivizaci pohybů v červenci 1997. Obdržálková (1992) odhadla, že jednou z hlavních příčin vzniku

Obr. 6 Průměrné měsíční úhrny srážek v Rožnově pod Radhoštěm za období 1961 – 1990 (zdroj ČHMÚ).



svahových deformací v Hostýnských vrších jsou srážky větší než 55 mm za 24 hodin. Tato hodnota byla podle dostupných údajů (tab. 10) pravděpodobně překročena v severní a západní části studovaného území již 5.7. a od následujícího dne až do 8.7. byl tento úhrn překračován pravděpodobně na celém území Vsetínských vrchů.

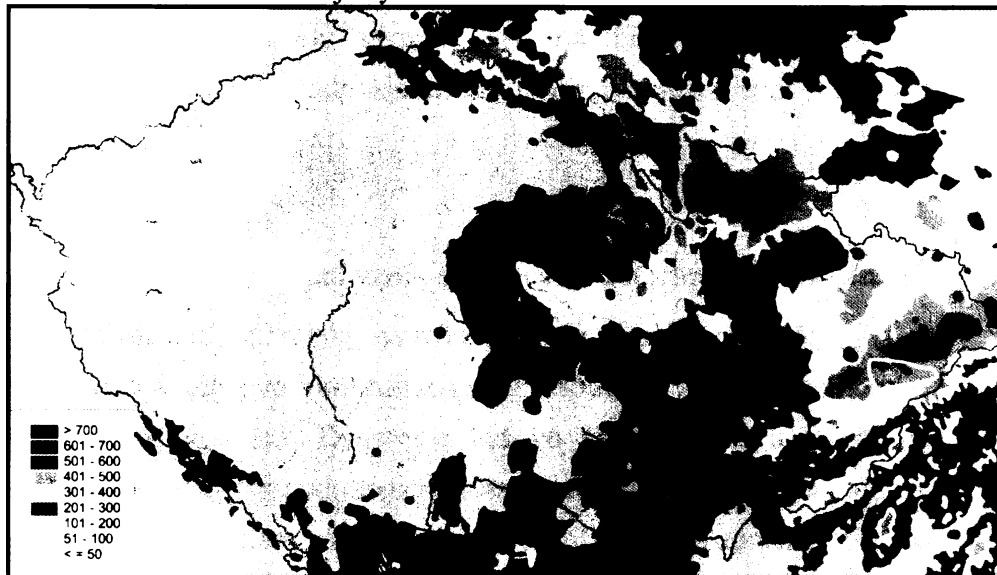
Tab. 10 Srážkové úhrny naměřené srážkoměrnými stanicemi na území okresu Vsetín ve dnech 4. až 8. července 1997 [mm] (Pavelka, Trezner eds. 2001).

Stanice	Datum					Suma
	4.7.	5.7.	6.7.	7.7.	8.7.	
Hor. Bečva	9,4	20,8	125,5	80,3	106,8	342,8
Hošťálková	12,3	30,6	108,7	66,4	44,4	262,5
Huslenky	7,0	7,6	86,9	49,3	38,6	189
Kelč	8,1	18,2	24,3	38,1	12,3	101,0
Pozděchov	11,2	13,6	72,1	52,7	17,4	167,0
Rožnov p. Radh.	12,6	94,5	148,0	78,0	68,0	401,1
Střítež n. Bečvou	10,3	48,6	69,3	55,9	10,6	194,0
Val. Bystřice	10,7	53,6	130,0	77,0	54,2	325
Val. Meziříčí	11,0	86,0	159,0	75,0	44,0	375,0
Velké Karlovice	7,0	20,5	76,0	70,0	63,8	237,3
Vsetín	11,6	18,3	103,0	60,6	34,6	228,3
Průměr	10,1	37,5	100,3	63,9	45,0	256,8

Podle Hladký ed. (1998) průměrný úhrn srážek v povodí Bečvy po soutok Vsetínské a Rožnovské byl v první povodňové epizodě (4.-8.7.) 289 mm (34% ročního normálu za období 1961 – 1990), ve druhé epizodě (17.-21.7.) to bylo již jen 100 mm (12% ročního normálu za období 1961 – 1990). Nicméně například pro stanici ve Valašském Meziříčí činil úhrn srážek

za červenec 1997 více než 70% z dlouhodobého ročního průměru. Během první srážkové epizody spadlo (podle údajů ČHMÚ Ostrava) nejvíce srážek u vodní nádrže Šance (617 mm) a na Lysé hoře (586 mm). To také odpovídá zjištěnému rozmístění měsíčního úhrnu srážek v červenci 1997 (obr. 7).

Obr. 7 Mapa měsíčních úhrnů srážek v červenci 1997 (Hladký ed. 1998). Lze pozorovat vliv návětrného efektu na severně a severovýchodně orientovaných svazích, zejména u Beskyd, Jeseníků a Krkonoš. Studované území je vyznačeno žlutě.



Největší množství srážek spadlo v Beskydech a centrální části Hostýnských vrchů. Na severní, návětrné části Vsetínských vrchů spadlo zhruba o 100 mm srážek více než na jih od hlavního hřbetu Vysoká – Soláň – Cáp.

Charakter příčinných srážek obou epizod z července 1997 byl popsán na základě údajů meteorologického radaru Skalka (Skalka u Protivanova, 49.501° S, 16.790° V). Srážky měly převážně charakter dlouhotrvajících vydatných dešťů z oblačnosti vrstevnatého charakteru a s místně i časově proměnlivými zesíleními konvektivního typu a zejména v horských oblastech severní Moravy a Slezska se výrazně projevovaly návětrné efekty horského reliéfu (Šálek a kol. 1997). Z této charakteristicky (i z tab. 10) je patrná výrazná místní proměnlivost srážkových úhrnů, která z větší části pravděpodobně nebyla zachycena na mapě měsíčních úhrnů srážek (obr. 7). V roce 1997 nabyla k dispozici podrobnější metoda prostorového i časového zachycení rozložení a intenzity srážek, kterou je radiolokační odhad srážek v kombinaci s údaji ze srážkoměrných stanic. Tato metoda byla později použita např. pro tvorbu map srážek v hodinovém kroku pro povodňové události 6. – 15. srpna 2002 v jižních Čechách (Kubát a kol. 2002). Tato metoda je na pracovišti ČHMÚ v Praze dále rozvíjena což by v budoucnu mohlo přispět ke zlepšení odhadů prahových úhrnů nutných pro vznik svahových deformací.

Nasycenost povodí předchozími srážkami byla hodnocena metodou ukazatele předchozích srážek, který vyjadřuje vliv 30denních srážkových úhrnů před dnem uvažované srážky (Hladký ed. 1998). Z dostupných map vytvořených ČHMÚ (Hladký ed. 1998) vyplývá, že nasycenost Vsetínských vrchů k 5.7. (na začátku první srážkové epizody) byla jednotná a odpovídala 60 – 100 mm. Situace před druhou srážkovou epizodou byla mírně odlišná. Území na jih od hlavního hřbetu Vsetínských vrchů (Vysoká – Soláň – Cáp) mělo oproti severní části ukazatel předchozích srážek o 50 mm nižší. Předchozí srážky tedy pravděpodobně neměly výrazný vliv na prostorové rozmístění vzniklých svahových deformací a to za předpokladu, že jejich převážná část vznikla během první srážkové epizody.

5.4. Faktory podmiňující vznik svahových deformací ve Vsetínských vrších

Základní podmínky ovlivňující vznik svahových deformací ve Vnějších Západních Karpatech a tedy i ve Vsetínských vrších souvisejí se vznikem hornin, které je budují a jejich tektonickým vývojem. Dynamika flyšové sedimentace a jejich následná diagenese tak ovlivnily litologické a hydrologické vlastnosti skalního podkladu, které byly výrazně tektonicky poznamenány během vzniku příkrovové stavby. Tektonický vývoj vedl často k detailnímu provrásnění plastických flyšových hornin (jílovce, slínovce) a výraznému rozpuštění rigidních hornin (pískovce), což je typické např. pro Vsetínské vrchy (račanská jednotka magurské skupiny příkrovů), ale již mnohem méně pro Radhošťskou hornatinu (slezské jednotky) s mírně provrásněnou stavbou (Krejčí 2004). Tento vývoj vytvořil následující podmínky pro vznik svahových deformací:

- litologická heterogenita, kde se nepravidelně až chaoticky střídají rigidní, relativně pevné, ale silně rozpukané horniny plnicí funkci kolektorů (převážně s puklinovou propustností) s plastickými, často až střípkovitě rozpadlými, málo pevnými a propustnými až nepropustnými horninami plnicími funkci izolátorů
- byly vytvořeny podmínky pro hluboké zvětrávání hornin, které vedlo ke vzniku mocných kvartérních pokryvů především svahových akumulací (Nemčok 1982)
- předpokládané mladé tektonické pohyby (Kalvoda, Prášek 1996, Kováčik 1991 – bez bližšího vysvětlení) vedly ke vzniku reliéfu s dostatečnou energií a k intenzivnímu zahlubování vodních toků, které zvyšují délku a strmost údolních svahů (Záruba 1922-1923)

Mezi **tektonické struktury**, které mají význam pro vznik svahových deformací ve Vsetínských vrších patří především plochy vrstevnatosti a pukliny, dále pak synklinální a antiklinální vrásové struktury a zlomy (Krejčí a kol. 2002, Woznica 2003). Vrstevnatost může ovlivnit vznik svahových deformací především na svazích jejichž sklon je větší než sklon

vrstevnatosti, takže vrstevní plochy vybíhají ze svahu ven. Ke vzniku svahových deformací mohou dále přispět systémy průběžných puklin probíhajících napříč svahem nebo příčné zlomy, které kromě rozvolnění horninového podkladu mohou přivádět vodu ze širšího okolí svahové deformace (Woznica 2003). Ke svahovým deformacím podmíněným vrstevnatostí a tektonickými poruchami s průběhem shodným nebo příčným s násunovými liniemi příkrovů patří např. Malá Brodská a svahová deformace při ústí Bzového potoka (č. 2 a 8 v příloze B1). Ke vzniku hlubokých svahových deformací mohou vést také strmě ukloněné zlomy souběžné s údolním svahem (vodní dílo Bystřička, Woznica 2003) nebo vhodně orientované koryto synklinály na svahu může vést ke vzniku sesuvu proudového tvaru, který nemusí sledovat maximální sklon svahu (Rybář 1999a). Je tedy zřejmé, že základní tektonické rysy Vsetínských vrchů jsou v detailu výrazně ovlivněny místními podmínkami, které mají zásadní vliv na vznik některých typů svahových deformací.

Vhodných přírodních podmínek pro vznik svahových deformací v oblasti magurského příkrovu si všiml už i Záruba (1922), který zdůraznil význam stavu **morfologického vývoje reliéfu**, ve kterém hrají důležitou roli intenzívně se zahlubující vodní toky. Podobně celá řada autorů (Nemčok a kol. 1977, Nemčok 1982, Kirchner 2002, Woznica 2003) zdůrazňuje schopnost hlubokého zvětrávání flyšových hornin (např. zvětrání hrubě lavicovitých pískovců až do hloubky 20 m uvádějí ve své práci Krejčí a kol. 2002), což kromě snížení pevnosti hornin vede k tvorbě mocných **akumulací svahovin**, kde vzniká převážná část současných svahových deformací ve Vsetínských vrších (Krejčí a kol. 2002, Klimeš 2002a). Nejmocnější pokryvy svahovin vznikají nejčastěji na horninách drobně rytmického flyše (Kováčik, Nagy 2001, Woznica 2003). Jemnozrnnější zvětralinový materiál vzniká ve vsetínských vrstvách (Kirchner, Roštinský 2005). Rozšířením svahových akumulací je také dána morfologická pozice výskytu na ně vázaných svahových deformací, které se soustřeďují do míst s jejich největší mocností, což jsou např. spodní třetina svahů, údolní uzávěry a úpady, výrazně konkávní části svahů (Woznica 2003, Kirchner 2002, Kirchner, Roštinský 2005).

Na základě literatury a geologických map 1:50 000 a 1:25 000 (Pesl 1989, Krejčí 2004) byly geologické jednotky budující Vsetínské vrchy rozděleny do výše zmíněných litologických komplexů. Do komplexu typického rytmického flyše a flyše s převahou pískovců byly zařazeny následující geologické jednotky: vsetínské vrstvy, rusavské vrstvy, ráztocké vrstvy, lukovské vrstvy, belovežské souvrství se silnějšími polohami pískovců, krosněnské souvrství a ciezkwické vrstvy. Do převážně jílovcového komplexu náleží: újezdské vrstvy, křivské vrstvy, belovežské souvrství, menilitové a podmenilitové souvrství, spodní pestré vrstvy, istebňanské souvrství, svrchní godulské vrstvy.

Z **hydrogeologického** hlediska je nejvýznamnější střídání hornin fungujících jako kolektor a izolátor (Rybář 1999a), které je ve složitých tektonických podmínkách Vsetínských vrchů prostorově velmi proměnlivé. Jak ukazují zkušenosti z vlastního terénního výzkumu a

literatury (Kirchner, Krejčí 1997 a 1998) při intenzivních krátkodobých deštích může docházet ke koncentrovaným výronům podzemní vody prakticky kdekoli na svahu, nicméně zvýšená koncentrace pramenů v údolních uzávěrech, v místech výrazné změny spádu svahu doprovázené pravděpodobně litologickým rozhraním či v důsledku lidského zásahu představuje významný faktor podmiňující vznik svahových deformací. Na druhou stranu, infiltrace srážkových vod je vzhledem na příznivé spádové poměry svahů a poměrně malou propustnost povrchu s jílovito-hlinitými zvětralinami omezená. Podzemní voda má pro svůj hlubší oběh k dispozici v podstatě jen hustou síť puklin (Krejčí 2004).

Lidská činnost může měnit místní podmínky tak, že se zvyšuje náchylnost území k sesouvání nebo může působit jako bezprostřední příčina vzniku sesuvné události (Hroch 1999). Terénními pracemi a z literatury bylo zjištěno, že nejvýrazněji ke vzniku sesuvů ve Vsetínských vrších přispívají (Klimeš 2002a, 2002b, Kirchner, Krejčí 1997 a 1998):

- zářezy silnic a odřezy svahů pro účely výstavby
- špatná údržba odvodnění lesních a polních cest, neudržované meliorace
- odlesňování.

Hlavním **spouštěčným faktorem** svahových deformací vzniklých v červenci 1997 byly intenzivní a zároveň dlouhodobé srážky, kterých byly místy překročeny hodnoty dlouhodobého měsíčního normálu o více než 500% (Rybář 1999a) stejně jako hodnota 55 mm za 24 hod., kterou Obdržálková (1992) považuje za jednu z hlavních příčin vzniku sesuvů v Hostýnských vrších.

Poněkud odlišná je situace u komplexních svahových deformací, které byly identifikovány na studovaném území. Tyto deformace vznikly pravděpodobně během pleistocénu nebo holocénu (Baroň 2004) za jiných než současných klimatických, morfologických a geologických podmínek (Rybář a kol. 2003). Na jejich vzniku se mohlo podílet odlišné uspořádání a erozní aktivita vodních toků a periglaciální podmínky a procesy (existence permafrostu, vlhčí klima a slabá vegetační pokrývka svahů). Nejasná je také úloha zemětřesení jako spouštěčného faktoru, které se mohly vyskytnout v širším okolí zájmové oblasti.

Vztah **využití půdy** ke vzniku svahových deformací nebyl doposud v literatuře týkající se Vnějších Západních Karpat dostatečně zpracován. V pracích, které se touto problematikou u nás zabývaly je posuzován vztah lesa a luk ke vzniku svahových deformací, i když některé zahraniční prameny také upozorňují na vhodné podmínky pro vznik sesuvů v rámci obdělávané půdy (Guzzetti a kol. 1996). Nemčok (1982) uvádí, že na území Slovenska připadá z celkové plochy svahových deformací 45 % na lesy a 55 % na louky. K podobně vyrovnanému výsledku obrácenému ve neprospěch lesa (55% z počtu posuzovaných sesuvů) dospěl Klimeš (2002a). Při posuzování vlivu lesa je důležité si

uvědomit, že stromy mohou přispět ke stabilitě svahu pouze v případě, že smyková plocha svahových deformací není hlubší než jejich kořenový systém. V případě Vsetínských vrchů je většina území porostlá smrky, jejichž kořenový systém je mělký. Navíc některé práce (Collison a kol. 1995) ukazují, že ve velmi málo propustných zeminách (což platí i pro většinu Vsetínských vrchů) převažuje negativní efekt stromů na stabilitu svahu, neboť jejich kořenový systém zlepšuje propustnost a umožňuje snadnější infiltraci vody do větší hloubky, kde může dojít ke kritickému nárůstu pórových tlaků. Je tedy možné, že kombinace vydatných srážek, které výrazně převyšují kapacitu intercepce, zvýšená infiltrace v důsledku kořenového systému a přetížení svahu vahou stromů vedou k podobným stabilitním poměrům jako na svazích bez lesní vegetace.

Na druhé straně četné práce zcela jednoznačně potvrzují převažující vznik svahových deformací na odlesněných územích (např. Glade, Crozier 2005a). Je tedy možné, že pro vznik svahových deformací v oblasti Vsetínských vrchů je podstatná **změna** vegetačního krytu (ve smyslu odlesnění), která bývá označována jako jeden z jejich spouštěcích faktorů (Pack a kol. 1998), který nebyl doposud ve Vsetínských vrších hodnocen.

6. Výsledky

6.1. Mapování a terénní práce

6.1.1. Možnosti využití technologie mobilních GIS a dálkového průzkumu země pro inventarizační mapování svahových deformací ve Vsetínských vrších

Hodnocení použití **mobilních GIS** pro terénní mapování vychází ze zkušeností z roku 2002. Je nutné si uvědomit, že řada technických i programových nevýhod tohoto systému byla již od té doby odstraněna (Voženílek a kol. 2001).

Hlavním kladem použití mobilních GIS během terénního mapování svahových deformací je rychlá, efektivní a standardizovaná tvorba popisné databáze. Atributová data jsou díky záznamovým formulářům získávána se stejnou mírou podrobnosti pro všechny mapované prvky což výrazně zpřesňuje a přispívá k homogenitě vznikající databáze. Výrazně se také usnadňuje a zjednodušuje tvorba digitální mapy studovaných jevů tím, že odpadne časově náročná fáze digitalizace, která je potenciálním zdrojem dalších chyb v lokalizaci a zákresu tvarů digitalizovaných jevů. Mezi hlavní nedostatky použité metody, patří kromě některých technických parametrů (výdrž baterií, velikost displeje a jeho nečitelnost na přímém slunci) poněkud obtížná manipulace s přístrojem, který je dalším nutným vybavením terénního pracovníka. Podrobné praktické poznatky s použitím uvedené metody jsou shrnuty v práci Klimeš, Rothová (2001).

Nejllepších výsledků při **stereoskopickém vyhodnocení leteckých snímků** bylo dosaženo při identifikaci komplexních svahových deformací, které se v terénu často projevují velmi výraznými odlučnými stěnami a členitým povrchem. Mnohem horších výsledků bylo dosaženo při identifikaci sesuvů a zemních proudů, které většinou nedosahují velkých rozměrů a jejich povrch není vzhledem k měřítku snímku dostatečně členitý. Hlavním problémem byl hustý vegetační kryt převážné části Vsetínských vrchů, díky němuž bylo možné úspěšně identifikovat pouze ¼ deformací zjištěných terénním mapováním. Velmi úspěšná byla identifikace aktivních sesuvů na území lesních školek a mladých lesních porostů, kde i drobný sesuv bylo možné snadno identifikovat díky porušené vegetaci. Uspokojivých výsledků bylo dosaženo při identifikaci sesuvů a zemních proudů mimo zalesněná území. (Klimeš a kol. 2002d). Dočasně uklidněné sesuvy a zemní proudy bylo možné úspěšně identifikovat právě pouze mimo lesní porosty. Výsledky získané praktickým použitím leteckých snímků ve Vsetínských vrších odpovídají jiným studiím prováděným v hustě zalesněných oblastech (Klimeš 2005).

Ukázalo se tedy, že použití leteckých snímků pro identifikaci svahových deformací je velmi efektivní a vhodnou metodou pouze v oblastech s malým vegetačním krytem, nebo

tam, kde svahové deformace dokáží během svého vzniku výrazně narušit existující vegetační kryt. Příkladem takovéto oblasti je okolí Machupicchu v Peru, kde svahy jsou kryty hustě zapojeným tropickým lesem. Díky extrémním sklonům svahů a geologické stavbě v této oblasti vznikají takové typy svahových deformací (např. skalní říčení, balvanité přívalové proudy), které prakticky zcela zničí veškerou vegetaci a i relativně malá svahová deformace je na leteckých snímcích velmi dobře patrná (Vilímek a kol. 2005).

6.1.2. Základní charakteristika jednotlivých typů svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu

Základní charakteristiky jednotlivých zmapovaných tvarů a typů svahových deformací zachycených na geomorfologické mapě jsou uvedeny v tab. 11. Z tabulky vyplývá, že výskyt **aktivních sesuvů a zemních proudů** přesahujících svým rozměrem 60 m není extrémní v porovnání s počtem zjištěných dočasně uklidněných sesuvů a komplexních svahových deformací. Naopak počet aktivních sesuvů a zemních proudů nepřesahujících svým rozměrem 60 m je v porovnání s ostatními typy svahových deformací značný. Jejich celkový počet v podrobně zmapované oblasti činí 305 a jejich průměrná délka je 16 m. Z výše prezentovaných výsledků vyplývá, že aktivní svahové deformace (vzniklé v roce 1997) postihly velmi malou část území (2%), kde v již minulosti došlo ke vzniku svahových deformací. Celková plocha zmapovaného území postižená aktivními svahovými deformacemi činí pouhých 0,4% ze zmapovaného území.

Velikostí i celkovým plošným zastoupením jsou si aktivní a dočasně uklidněné sesuvy a zemní proudy (tvoří 2% a 3% z plochy všech zjištěných svahových deformací) velmi podobné. Pouze maximální plocha aktivních sesuvů je přibližně dvakrát větší než u dočasně uklidněných. Výrazně se od těchto obou typů svahových deformací odlišují svými značně menšími rozměry a téměř bezvýznamným zastoupením ve studované oblasti přívalové proudy (jejich maximální plocha je pouze 0,006 km²). U většiny z nich byla akumulární část představována nezřetelnou akumulací bahna a drobných ostrohranných úlomků hornin.

Komplexní svahové deformace představují 95% z plochy všech zmapovaných svahových deformací a jejich průměrná plocha je o jeden řád vyšší než průměrná plocha aktivních nebo dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů. Morfologicky se projevují velmi výrazně, např. až 25 m vysokou odlučnou stěnou tvořenou výchozy pískovců belovežského souvrství (svahová deformace Kobylská – č. 3 v příloze B1) nebo odlučnou stěnou vysokou 23 m pokrytou balvanitými sutěmi (svahová deformace východně od vrchu Léští – č. 4 v příloze B1). Dále jsou pro ně typické výrazné plošiny, často mírně zakloněné proti svahu v jejichž týlních částech mohou vznikat zamokřené

Tab. 11 Základní charakteristiky jednotlivých zmapovaných tvarů a typů svahových deformací zobrazených na účelové geomorfologické mapě východní části Vsetínských vrchů (s.d. – svahové deformace)

	Počet	Celková plocha (km ²)	Podíl plochy s.d. z rozlohy zájmové oblasti (%)	Průměrná plocha (km ²)	Min. plocha (km ²)	Max. plocha (km ²)	Průměrné převýšení (m)	Průměrný sklon (°)	Min. sklon (°)	Max. sklon (°)
Aktivní sesuvy a zemní proudy s rozměrem větším než 60m	58	0,4	0,4	0,008	0,001	0,049	46	18	0	42
Dočasně uklidněné sesuvy a zemní proudy	69	0,5	0,6	0,007	0,001	0,024	40	19	0	36
Přivalové proudy	3	0,001	0,01	0,003	0,002	0,006	50	21	7	32
Dočasně uklidněné komplexní svahové deformace	59	3,7	4	0,06	0,003	0,35	97	17	0	43
Stabilizované komplexní svahové deformace	29	1,3	1,5	0,04	0,003	0,4	77	18	0	41
Aluviální kužele	14	0,1	0,1	0,01	0,002	0,04	27	13	0	30

bezodtoké sníženiny někdy i s drobnými jezírky (např. svahové deformace v údolí potoka Kobylská – č. 3 a 5 nebo v údolí Malé Hanzlůvky – č. 12 v příloze B1, foto 2 v příloze A9). V některých případech mají komplexní svahové deformace oproti okolí výrazně vystupující akumulace mocné i více než 10 m (svahová deformace v údolí potoka Kobylská – č. 5 v příloze B1). Detailní morfologie svahových deformací zahrnuje nejrůznější tvary (např. sruby, srázy, suťová pole, osypy, plošiny, sníženiny, strže, erozní rýhy, valy, terénní vlny – výtlačné vrásky podle Baroň 2004) na jejichž utváření se v některých případech podílela eroze a mrazové procesy. Důležité ovšem je, že prvotním a hlavním impulsem pro vznik těchto tvarů byl gravitační procesy.

Některé komplexní svahové deformace jsou však morfologicky málo zřetelné a jejich identifikace je do značné míry subjektivní (svahová deformace jižně od vrchu Miloňová – č.

10 v příloze B1). V takovýchto případech identifikace vždy vycházela z posouzení celého sesuvného území a možného vlivu dalších procesů a podmínek prostředí na vznik posuzovaných tvarů. Celé sesuvné území je představováno odlučnou, transportní i akumulací částí možné svahové deformace. Zajímavé je, že ve Vsetínských vrších bývají dobře vyvinuty jak odlučné tak akumulací oblasti, kdežto v Moravskoslezských Beskydech jsou transportní a akumulací části komplexních svahových deformací často velmi nezřetelné a jejich omezení bývá nejasné. Dalšími procesy a podmínkami prostředí ovlivňujících vznik posuzovaných tvarů patří např. strukturní a litologická stavba, eroze a denudace, lidská činnost. Otázka odlišení některých tvarů podmíněných litologicky a strukturně (např. výrazných terénních hran) byla v některých případech složitější díky tomu, že vhodné strukturní (vhodný poměr úklonu svahu a vrstevních ploch, výskyt puklin a zlomů) a litologické (výskyt poloh s převahou pískovců) podmínky často také ovlivňují vznik komplexních svahových deformací.

Stabilizované komplexní svahové deformace mají menší průměrnou plochou než dočasně uklidněné deformace, ale dosahují největší maximální plochy ze všech posuzovaných typů svahových deformací. Plošné zastoupení stabilizovaných komplexních svahových deformací ze všech identifikovaných deformací činí 27%.

Nejvyšší průměrný (21°) sklon mají přívalové proudy, jejichž akumulace nezasáhly údolní dna což nasvědčuje jejich malé délce v důsledku relativně malé mobility přemísťovaného materiálu. Nejmenší průměrný (13°) i maximální (30°) sklon mají aluviální kužele.

Zajímavé je také srovnání průměrných hodnot převýšení odlučné stěny a čela akumulace svahových deformací. Nejvyšších hodnot dosahují dočasně uklidněné (97 m) a stabilizované (77 m) komplexní svahové deformace. Nižší převýšení stabilizovaných komplexních svahových deformací spíše souvisí s jejich menší plochou než vyšším stupněm denudace v porovnání s dočasně uklidněnými deformacemi. Nejvyšších průměrných převýšení dosahují přívalové proudy (50 m) a aktivní sesuvy a zemní proudy (46 m), což v obou případech souvisí pravděpodobně s jejich relativně vysokými průměrnými sklony (21° a 18°). O něco nižší převýšení (40 m) u dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů, které se vyskytují na svazích se srovnatelným průměrným sklonem (19°), lze vysvětlit jejich nepřesným zakreslením do mapy. Jejich zastřené tvary často neumožňují přesně omezit jejich celkovou plochu a do mapy jsou tak zaneseny s menšími rozměry než měly v době svého vzniku. Lze předpokládat, že erozí byly zastřeny hlavně jejich akumulace a drobné tahové trhliny v odlučné oblasti.

Velmi výrazná koncentrace svahových deformací všech typů je v jz. části zpracovaného území v povodí potoků Bzový, Raťkov, Kobylský a v úseku hřebene mezi vrchy Lěští (899 m n. m.) a Soláň (821 m n. m.). Podíl všech svahových deformací na této

části zmapovaného území je 7,7%, podíl aktivních a dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů je 1,5%. Extrémní výskyt svahových deformací na tomto území v rámci celých Vsetínských vrchů potvrdila analýza náchylnosti jednotlivých povodí ke vzniku svahových deformací pomocí výpočtu hodnot „failure rate“ (FR, Klimeš, Vilímek 2004). Povodí potoka Kobylská mělo největší hodnotu FR pro komplexní svahové deformace a zároveň se povodí potoka Bzový ukázalo jako nejvíce náchylné ke vzniku aktivních sesuvů a zemních proudů.

Výrazně nižší je výskyt především aktivních sesuvů a zemních proudů v sv. části zpracované oblasti definované listy ZM 1:10 000 č. 25-23-20, 25-24-16 a 25-24-21, kde byly zaznamenány pouze 3 aktivní a 4 dočasně uklidněné sesuvy. Jejich Podíl na této části zmapovaného území je pouhých 0,15%. Podíl všech svahových deformací na této části zmapovaného území je 5%. Tato část geomorfologické mapy se nachází v okrsku Soláňský hřbet a v nejvýchodnější části Hornobečevské vrchoviny.

Erozní zářezy s hloubkou větší než 1 m se vyskytují na 13% délky všech vodních toků a jejich úhrnná délka činí 25 km. Z toho 4 km (16%) představuje eroze vyskytující se podél akumulačních oblastí svahových deformací zobrazených v mapě. Nicméně v případě aktivních sesuvů menších než 60 m bylo s jejich výskytem možné asociovat 34% z celkové délky vodních toků s erozními zářezy. Výrazné erozní zářezy se vyskytují především v dolních a středních úsecích (z hlediska podélného profilu) vodních toků, kde se nejvýrazněji projevila nejmladší erozní fáze a jejich příčný profil má tvar písmene „V“. V horních částech údolí se většinou profil „V“ rozšiřuje, erozní zářezy mizí a údolí se postupně zaplňuje sedimenty (často balvanitými), což vede k celkově neckovitému charakteru údolí. Výše popsaný charakter mají hlavně vodní toky ve východní části studované oblasti (např. povodí Hlubokého potoka, potoka Mšadla), kde jsou v horních částech údolí časté prameny bez vyvinutých pramenných mís.

Během terénního mapování byly zaznamenány některé tvary (hlavně antropogenního původu), které je možné zaměnit především s reliktními typy svahových deformací nebo jejich částí. Jejich výskyt v některých případech ztěžoval identifikaci svahových deformací. Jedná se o:

- 1) Agrární terasy – v minulosti byly intenzivně zemědělsky využívány oblasti Vsetínských vrchů i v blízkosti hřebenů v nadmořských výškách přesahujících i 700 m n. m., které jsou v současnosti zalesněny. Je proto možné nalézt plošiny a výrazné terénní hrany v horních částech svahů v blízkosti uzávěrů údolí, které představují okraje polí a staré meze. V některých případech je na dřívější zemědělské využití území možné usuzovat z přítomnosti listnatých nebo ovocných stromů nacházejících se v jehličnatém lese.

- 2) Agrární haldy – při vhodné konfiguraci terénu (okraj hlubokých strží, dno suchých údolí) mohou být zaměněny se zbytky akumulací svahových deformací. V některých místech byly nalezeny haldy dosahující výšek až 1,8 m (foto 3 v příloze A9).
- 3) Lomy, pískovny, odvaly a haldy – na četných místech docházelo (a v některých případech stále dochází) k selské těžbě stavebního kamene. Některé staré opuštěné lomy mohou díky lomovým stěnám a pod nimi situovaným odvalům velmi silně připomínat odlučnou stěnu a akumulaci svahových deformací. Jedná se především o menší tvary. K odhalení jejich pravého původu mohou vést např. zbytky přístupových cest.
- 4) Staré úvozové cesty – v terénu mohou vytvářet relativně úzké (např. 1,5 – 2 m široké) a hluboké (2 m i více) protáhlé prohlubně, které mohou být zaměněny se stržemi nebo v některých případech i tahovými trhlinami v odlučných částech svahových deformací. Úvozové cesty je možné odlišit např. podle blízkosti současných komunikací nebo podle geomorfologické pozice a konfigurace okolního terénu, které vylučují vznik tvaru pouze vodní erozí.
- 5) Vývraty – vytváří na povrchu terénu mírně protáhlé vyvýšeniny dosahující výšky v některých případech i kolem 1 m, za kterými jsou většinou směrem proti svahu mělké prohlubně. Vyvýšeniny vznikají akumulací zeminy, která původně tvořila kořenový bal vyvrácených stromů. Pouze u těch nejmladších vývratů je možné najít zbytky kořenů a pařezů, které jednoznačně prokazují původ tvaru. V ostatních případech, zvláště, když se vývraty vyskytují na strmých svazích s výrazně skeletovitou půdou mohou vytvářet dojem starých, denudací zastřených forem svahových deformací nebo plouživého pohybu sutí. Důležité pro identifikaci vývratů je, že podobný mikrorelief je možné najít i na velmi plochých místech, neboť vývraty vznikají bez ohledu na sklonitostní poměry reliéfu.
- 6) Při terénním mapování byly identifikovány další tvary, jejichž původ nebyl uspokojivě vysvětlen. Jednalo se například o výrazné zářezy ve hřbetech nebo sníženiny s pravouhlým půdorysem. V některých případech se mohlo jednat o vojenské tvary (bunkry, okopy) z druhé světové války.

Při mapování svahových deformací je nutné si také uvědomit, že zemědělská činnost (orba, sečení a spásání luk) může vést velmi rychle k výraznému zahlazení morfologických projevů sesouvání (foto 4 v příloze A9) a jedinou alternativou pro identifikaci svahových deformací s určitým odstupem času pak mohou být letecké snímky, kde je možné identifikovat odlučné stěny i v případě, že jsou bez morfologických projevů v terénu (Klimeš a kol. 2002d, foto 5 v příloze A9).

6.1.3. Podrobné rozdělení a charakteristika svahových deformací ve východní části Vsetínských vrchů

Mapa svahových deformací a vybraných tvarů reliéfu vytvořená podle zásad v kap. 4.2.1. pokrývá 89 km² v nejvýchodnější části Vsetínských vrchů. Severní část zpracovaného území spadá do okrsku Soláňský hřbet, který je plochou hornatinou, kdežto jižní část náleží do Hornobečevské vrchoviny, která je podle Demek a kol. (1987) členitou vrchovinou. Oba celky jsou v podrobně zmapované oblasti odděleny hřbetem Léští (899 m n. m.) - Soláň (821 m n. m.) – Vysoká (1024 m n. m.).

Mezi svahovými deformacemi studovaného území lze vymezit několik charakteristických typů na základě aktivity, velikosti a podmínek vzniku.

Jednou skupinou typických svahových deformací jsou drobné sesuvy, které se vyvinuly převážně v erozních zářezech vodních toků, zářezech místních komunikací nebo na erozních svazích. Tyto sesuvy dosahují rozměrů kolem 18 m. Jejich celkový počet dosáhl 304. Takovéto deformace mohou ohrozit lidskou činnost pouze v malém měřítku (částečné zablokování lesní cesty akumulací sesuvu, vývraty několika stromů na březích vodních toků). Pouze ve zúžených příčných profilech údolí, mohou sesuvy vyvolané boční erozí vodních toků vážněji ohrozit průjezdnost místních komunikací a vyžádat si nákladná sanační opatření na zpevnění břehů vodních toků (např. 1640 m S. od vrchu Soláň u pravostranného přítoku Solaneckého potoka, příloha B1).

Další skupinu deformací tvoří sesuvy jejichž smyková plocha se vyvinula ve zvětralínovém plášti, které však dosahují větších rozměrů (50 m a více). Boční eroze vodních toků může být u těchto deformací pouze jedním z faktorů vedoucích k jejich vzniku. Většinou bývají součástí území, o kterých lze předpokládat, že již dříve byly postiženy svahovými deformacemi. Tyto sesuvy postihují převážně úbočí svahů a působí již významné škody v lesním hospodářství nebo na dopravní infrastruktuře (např. deformace č. 13, příloha B1). Sesuvy obou výše zmiňovaných skupin jsou společně charakterizovány planárními nebo rotačněplanárními smykovými plochami a relativně malou hloubkou smykové plochy (do 10 m), o které lze předpokládat, že ve většině případů nezasahuje do skalního podloží.

Výše zmiňované znaky odlišují tyto svahové deformace od plošně dominantních svahových deformací, které jsou na studovaném území představovány hluboce založenými komplexními svahovými deformacemi, které byly v některých případech znovu aktivovány během červencových povodní z roku 1997 dílčími poruchami (drobné proudové sesuvy v akumulačních oblastech nebo v místech zvýšené eroze vodních toků) nebo částečným obnovením hluboce založených pohybů. Dílčí porucha vznikla např. na svahové deformaci č. 14 (příloha B1), kde se obnovená aktivita projevila vzduťím vozovky, vznikem několika výrazných proti svahu zakloněných plošin v louce nad silnicí a aktivní rozevřenou trhlinou v boční odlučné části deformace. Podobně došlo u komplexní svahové deformace č. 17 ke

vzniku aktivního sesuvu jehož akumulace má mocnost až 4 m. Další rozsáhlou, hluboce založenou komplexní svahovou deformací se zřetelnými projevy aktivních pohybů je deformace č. 6 (příloha B1). Komplexní svahová deformace zahrnuje jednak aktivní proudový sesuv, který vznikl na strukturně zcela zřetelně vymezené smykové ploše (podobně tomu je i u aktivního sesuvu komplexní svahové deformace č. 11) a jednak hlubokou deformaci blokového typu, která je omezena aktivní odlučnou stěnou vysokou v severní části přibližně 1,5 m. O její aktivitě svědčí napjaté kořeny stromů, jejich nakloněné („opilé“) stromy a porušené lesní cesty. Povrch deformace je tvořen plošinami, poklesy a elevacemi dílčích bloků. Ohrožení objektů těmito komplexními svahovými deformacemi může být vzhledem k jejich pravděpodobnému hlubokému založení a trvající aktivitě velmi významné a dlouhodobé. Sanace takovýchto deformací, jak ukazuje případ deformace č. 14, je velmi nákladná.

Plošně dominantními jsou v mapované oblasti také komplexní svahové deformace, kde žádné známky aktivace z července 1997 nebyly zjištěny. Jedná se především o deformaci č. 3 v lokalitě Bílá hlína, č. 5 v lokalitě Raťkov, č. 9 v lokalitě Jezerné a č. 15 v údolí potoka Prostá (příloha B1). Na některé z těchto deformací (č. 3 a 9) jsou vázány pseudokrasové jeskyně (Baroň 2004). V případě deformace č. 3 je odlučná stěna tvořená pískovci belovežského souvrství a je vysoká až 25 m. Místy se pod ní nacházejí osypy vzniklé sklaními říčeními a mrazovými procesy. U deformací č. 3 a 9 lze předpokládat tektonické ovlivnění vzniku odlučné stěny, v terénu však tyto předpoklady nebyly ověřeny. Vznik svahové deformace č. 16 (příloha B1) byl velmi silně ovlivněn strukturními poměry. Její severní omezení je tvořeno vrstevními plochami hrubě lavicovitých pískovců se směrem sklonu a sklonem vrstevních ploch $180^{\circ}/63^{\circ}$.

Strukturní a tektonické podmínění vzniku především dočasně uklidněných komplexních svahových deformací je pravděpodobně nejvýraznější v JV části mapovaného území (vymezené vrcholy Raťkov, Soláň a Jezerním potokem). Dokazují to jednak strukturní měření vrstevních ploch, prokázané nebo předpokládané zlomy (z nichž některé byly identifikovány přímo v rámci svahových deformací č. 1 a 8) a také lineární prvky reliéfu, které jsou v okolí svahové deformace č. 8 tvořeny až 12 m vysokými, litologicky podmíněnými stupni, které napříč přetínají některé hřbety. Lineární prvek ležící 710 m JV od vrchu Přední Kyčera je tvořen skalní stěnou vysokou 3 m tvořenou strmě ukloněnými (88° - 90°) vrstevami pískovců s průběhem 245° - 65° . Prakticky totožný průběh mají vrstevní plochy obnažené v odlučné stěně svahové deformace č. 1, kde však mají sklon pouze 40° . Také vznik některých svahových deformací z července 1997, nacházejících se v této části zmapované oblasti, byl výrazně ovlivněn místními strukturními podmínkami. Jedná se např. o sesuv na VSV svahu vrchu Kopencová (č. 7, příloha B1) a rozsáhlý zemní proud Malá Brodská (č. 2, příloha B1), který dosáhl délky 660 m. V obou případech byly terénním průzkumem zjištěny

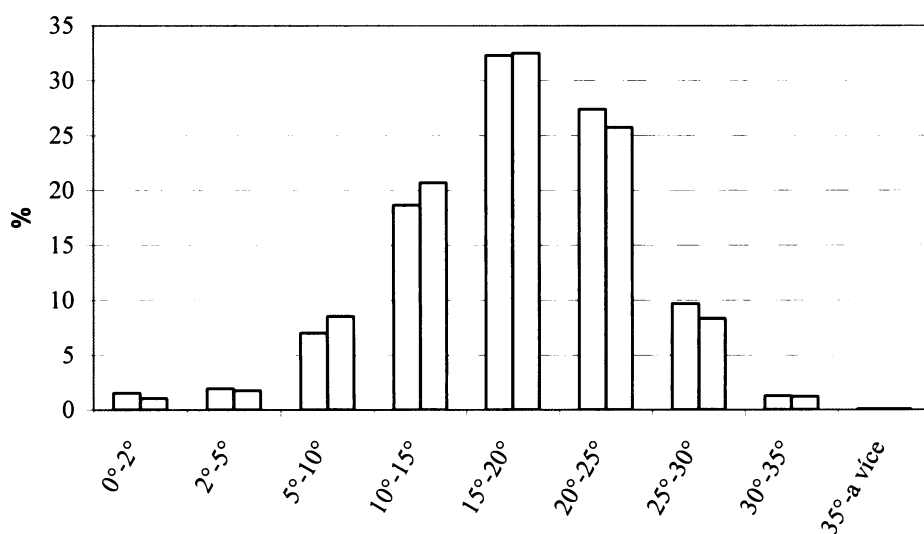
stopy starších svahových deformací a byly ověřeny zlomové plochy. Obě tyto deformace zcela změnila ráz reliéfu a způsobily naprosté zničení všech objektů nalézajících se v porušené oblasti. Jednalo se o lesní cesty a vzrostlý smrkový les.

Diskuse ke kapitole 6.1.3.

Nerovnoměrné rozmístění svahových deformací (a to především aktivních sesuvů a zemních proudů) zachycené podrobným mapováním nelze vysvětlit odlišnou metodikou mapování ani odlišným rozložením srážkových úhrnů v červenci 1997 (obr. 7). Byly proto zjištěny podrobné morfometrické charakteristiky částí studované oblasti, které leží na sever a na jih od hřbetu Soláň - Vysoká. Nejdříve byly posouzeny průměrné sklony svahů a převýšení ve čtverci 100x100 m, které jsou pro obě části zmapovaného území prakticky totožné (17° a 21 m). Maximální vypočítaný sklon svahů na území spadajícím do jižní části zmapovaného území je o 9° vyšší než v severní části, kde činí 41°. Tento fakt však nehraje významnou roli, vzhledem k velmi malému plošnému zastoupení svahů se sklony nad 33°, které se nacházejí pouze na 0,2 % plochy Vsetínských vrchů. Ani porovnání plošného zastoupení jednotlivých intervalů sklonů svahů v částech zmapovaného území s nižším a vyšším výskytem svahových deformací (obr. 8) neukázalo žádné podstatné rozdíly.

Částečné vysvětlení přináší hodnocení vztahu svahových deformací a agregovaných půdních typů (kap. 6.2.4.). Na horninách ráztockých vrstev mají významné zastoupení hnědé půdy skeletovité, které vykazují ze všech agregovaných půdních typů, nejnižší náchylnost ke vzniku svahových deformací z července 1997.

Obr. 8 Plošné zastoupení jednotlivých intervalů sklonů svahů v části zmapovaného území s nižším (zeleně) a vyšším (oranžově) výskytem svahových deformací.



Analýza strukturních poměrů ukazuje menší zastoupení shodných (kataklinálních) a ortoklinálních svahů v rámci severní části zmapovaného území (67% jeho plochy) oproti části jižní (77% její plochy). Vzhledem k větší zjištěné náchylnosti (kap. 6.3.3.) kataklinálních a ortoklinálních svahů k sesouvání, je možné tento fakt považovat za další vysvětlení výrazně nižšího zastoupení svahových deformací v severní části podrobně zmapovaného území.

Rozdíly v litologii geologických jednotek budujících severní (vsetínské vrstvy zlínského souvrství) a jižní část (ráztocké vrstvy solánského souvrství) podrobně zmapované oblasti nebyly zjištěny (Bíl 2002). Tomu také odpovídají vypočítané hodnoty FR, které jsou pro obě litostratigrafické jednotky velmi podobné (obr. 11).

6.2. Vliv vybraných podmínek prostředí na prostorové rozmístění svahových deformací ve Vsetínských vrších

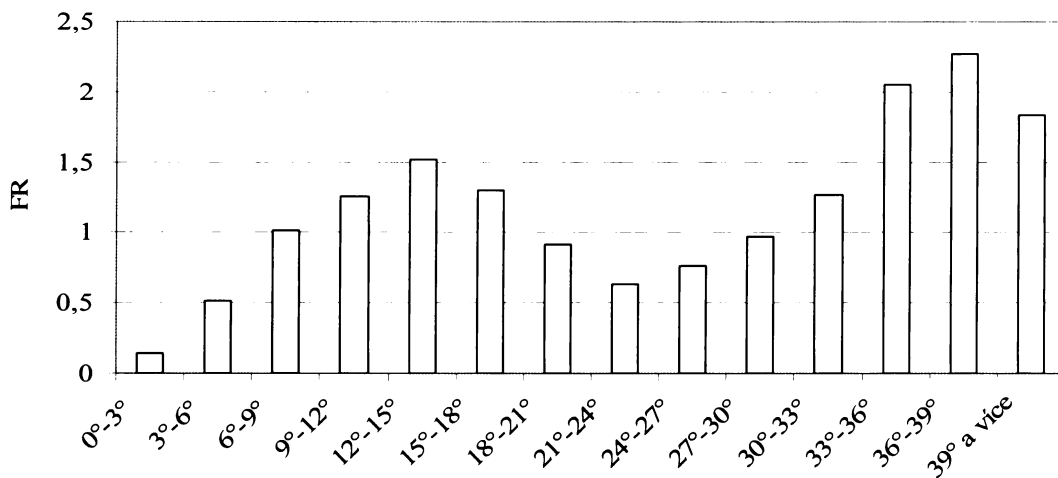
6.2.1. Sklony svahů

Mapa sklonů svahů je spolu s inventarizační mapou svahových deformací nejdůležitější vstupní informací pro tvorbu map náchylnosti území k sesouvání. Řada studií dokazuje zcela zásadní význam informace o sklonech svahů pro tvorbu modelů náchylnosti (Glade, Crozier 2005a). V některých případech se dokonce ukázalo, že samotná mapa sklonů lépe vystihovala rozmístění studovaných svahových deformací než výsledky zpracovaných modelů (Klimeš 2003).

Z těchto důvodů byla mapa sklonů svahů Vsetínských vrchů posuzována také jako samostatný druh modelu náchylnosti, který vychází z jednoduchého principu, že se vzrůstajícím sklonem svahů roste smykové napětí i pravděpodobnost vzniku svahových deformací. Neznamená to však, že svahy s největším sklonem v daném území budou vázat vznik největšího množství svahových deformací. Jedním z důvodů je špatná infiltrace vody na velmi strmých svazích (kap. 6.3.2.). Dále někteří autoři (např. Crozier 1989) uvádí existenci horních a dolních limitujících hodnot sklonu svahů pro vznik svahových deformací. Pod dolním limitem sklonu svahů je nedostatečné smykové napětí, které by vedlo k jejich vzniku, naopak sklony nad horním limitem sklonu svahů zase neumožňují vznik dostatečně mocné pokrývky svahových sedimentů, která by umožnila rozvoj svahových deformací. Konkrétní hodnota horního a dolního limitu sklonu svahů je ovšem vždy vázána na konkrétní mechanismus vzniku svahových deformací a geomorfologické podmínky. Výsledky studia rozmístění svahových deformací z července 1997 tyto teoretické předpoklady do značné míry potvrdily.

Hodnoty „failure rate“ (obr. 9) ukazují, že dolním limitujícím sklonem svahů pro výskyt svahových deformací ve Vsetínských vrších je 9°. Teoretický předpoklad o existenci horního

Obr. 9 Hodnoty FR pro jednotlivé intervaly sklonů svahů na území Vsetínských vrchů (výpočet FR založen na inventarizační mapě svahových deformací vzniklých v červenci 1997).



limitujícího sklonu svahu, tak jak byl popsán v předešlém odstavci, se nepotvrdil. Ukázalo se totiž, že nejvyšší sklony svahů ve studované oblasti (nad 33°) jsou zároveň nejvíce náchylné ke vzniku svahových deformací. Tento fakt ukazuje, že i na nejvíce strmých svazích došlo k vytvoření a také udržení dostatečně mocného pokryvu zvětralin. Pokryv svahových sedimentů spolu s vysokým smykovým napětím vytváří vhodné podmínky pro vznik svahových deformací. Svahy se sklony nad 33° se nachází zejména v okolí vodní nádrže Bystřička, v povodí Solaneckého potoka a dále jsou vázány na svahy tvořené vsetínskými vrstvami. Celkově však svahy se sklony nad 33° zaujímají pouze 0,4% z celkové rozlohy Vsetínských vrchů. Pro vytvoření modelu náchylnosti tedy prakticky nemají význam. Lze tedy říci, že z pohledu náchylnosti území ke vzniku svahových deformací je horním limitem sklonu svahů 18°.

Tab. 12 Výsledky sklonové mapy jako modelu náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy

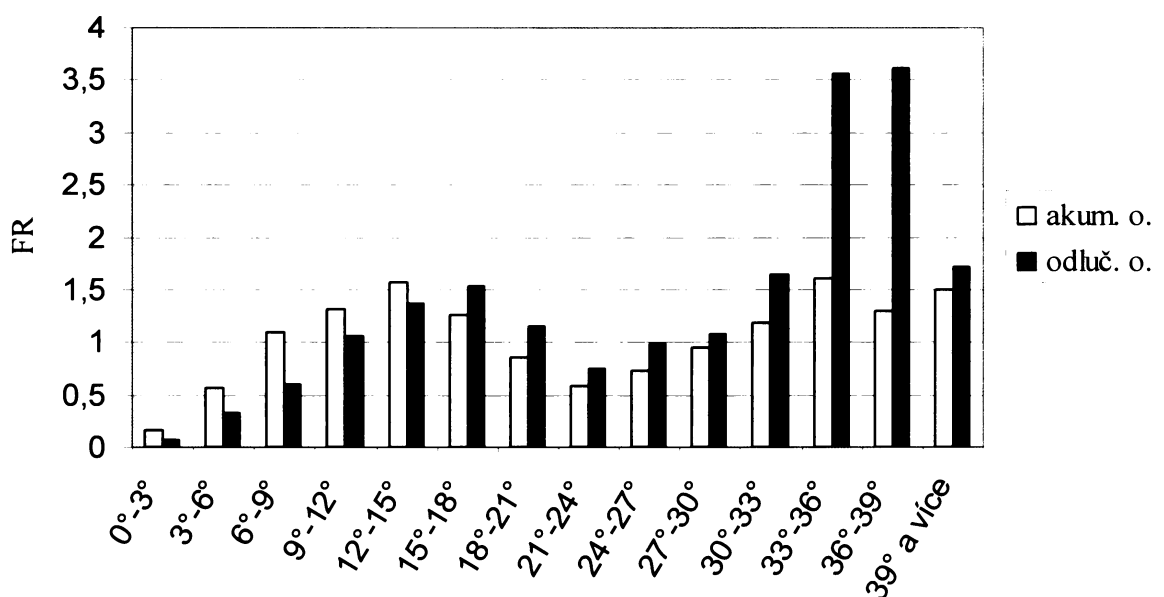
kategorie náchylnosti území k sesouvání	% plochy kategorie náchylnosti z celkové rozlohy studované oblasti	% plochy z celkové rozlohy sesuvů studované oblasti pro jednotlivé třídy náchylnosti
stabilní (0°-6°)	11	25
podmínečně stabilní (6,1°-9°, 21,1° - 27°)	29	31
nestabilní (9°-21°, 27,1° a více)	60	44

Na základě získaných hodnot FR pro jednotlivé intervaly sklonů, byly definovány třídy náchylnosti uvedené v tab. 12. Nestabilní třída zaujímá 60% studované oblasti a vystihuje 76% plochy všech svahových deformací z roku 1997. Stabilní třída dosahuje velmi malé chyby, vyjádřené 4% plochy svahových deformací, které jsou do ní zahrnuty. Bohužel, ale

zaujímá pouze velmi malou část studované oblasti (14%). Takovýto výsledek modelu náchylnosti je možné považovat za jeden z nejhorších ze všech použitých modelů (kap. 7.1.).

Porovnání „failure rate“ akumulčních a odlučných oblastí svahových deformací z července 1997 (obr. 10) ukazuje, pouze relativně malé rozdíly mezi jejich sklonovými poměry. Nejvýraznějším rozdílem je to, že svahy do 15° jsou více náchylné (mají vyšší hodnoty FR) na výskyt akumulčních než odlučných oblastí. Naopak svahy nad 15° mají hodnoty FR vyšší pro odlučné oblasti. Rozdíly v hodnotách FR jsou však velmi malé. Největších rozdílů dosahuje FR v intervalu 33°-39°, který je mnohem více náchylný pro vznik odlučných oblastí. Ke vzniku akumulčních oblastí nejsou náchylné svahy se sklonem do 6°, u odlučných oblastí se jedná o svahy do 9°. Hodnoty FR pro vyšší sklony postupně vzrůstají až k maximu pro akumulční oblasti v intervalu 12°-15° a pro odlučné oblasti v intervalu 15°-18°.

Obr. 10 Hodnoty FR pro jednotlivé intervaly sklonů svahů na území Vsetínských vrchů vypočítané pro akumulční (akum. o.) a odlučné oblasti (odluč. o.) svahových deformací vzniklých v červenci 1997.



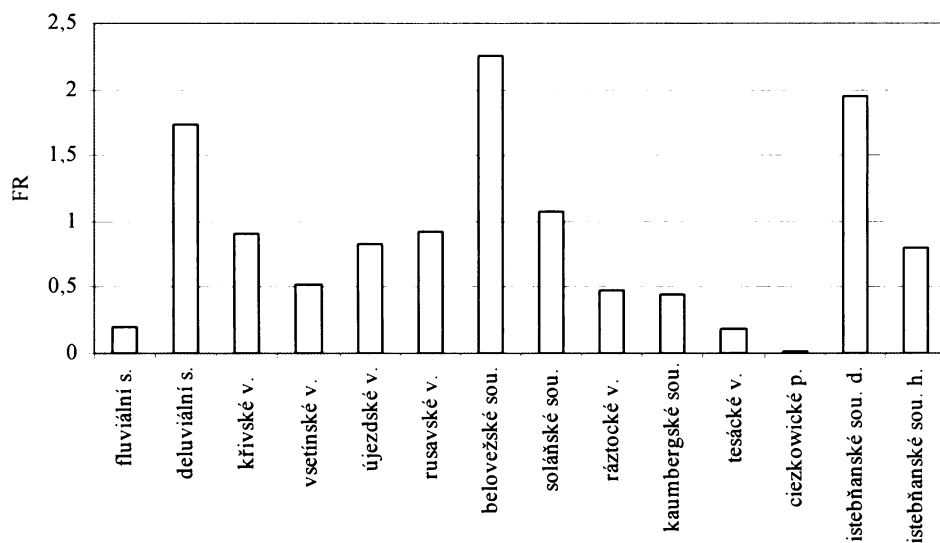
Mírně odlišné sklonitostní podmínky akumulčních a odlučných oblastí studovaných svahových deformací, jsou způsobeny hlavně charakterem reliéfu studované oblasti, kde dochází k náhlým (ve smyslu vzdálenosti) a výrazným změnám sklonů svahů spíše jen zřídka. To je hlavním důvodem, proč sklonitostní mapa použitá jako mapa náchylnosti dosáhla mnohem horších výsledků než tomu bylo např. v případě studovaného území Aquasparta, Itálie (Klimeš 2003). Na území Aquasparta převládá pahorkatinný reliéf s mírnými svahy (průměrný sklon je 9°), z nichž výrazně vystupují strukturně erozní a

strukturní svahy se sklony okolo 25°. Tyto svahy jsou podmíněny litologicky odlišným typem hornin, na který je vázán vznik velké části studovaných svahových deformací. Dalším důvodem pro relativní podobnost sklonitostních podmínek odlučných a akumulčních oblastí svahových deformací vzniklých v červenci 1997 ve Vsetínských vrších, jsou jejich relativně malé rozměry (průměrná délka deformací s jedním rozměrem přesahujícím 50 m činí 120 m). Tím je vysvětlen fakt, že pouze velmi malá část plochy svahových deformací (4%) leží v blízkosti den údolí, tedy na svazích se sklonem do 6°.

6.2.2. Geologické poměry

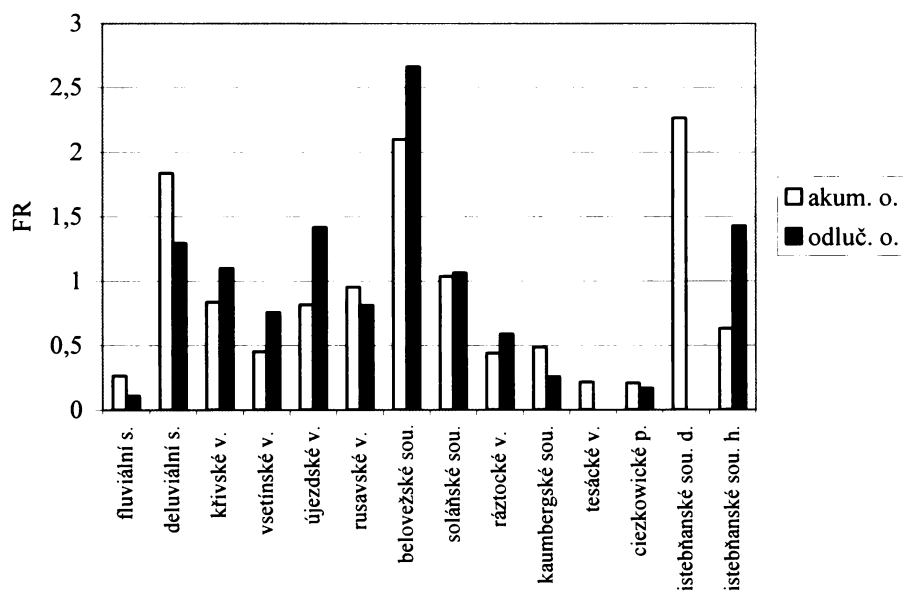
Výsledky výpočtu „failure rate“ (obr. 11) ukázaly, že nejvhodnější podmínky pro vznik svahových deformací vzniklých v červenci 1997 jsou na belovežském souvrství, istebňanském souvrství a svahových sedimentech. Istebňanské souvrství je typické přítomností velmi odolných pískovcovo-slepencových poloh, které tvoří ve Vigantické pahorkatině výrazné suky, na které jsou vázány nejvíce strmé svahy. Belovežské souvrství je typické přítomností poloh masivních pískovců, které také vytváří vhodné podmínky pro vznik komplexních svahových deformací (Klimeš, Vilímek 2004, Krejčí 2004). V případě ráztockých a vsetínských vrstev, které pokrývají převážnou část podrobně zmapované oblasti (obr. 5) se jedná o litologicky velmi podobné jednotky středně až hrubě rytmického flyše s proměnlivým podílem pískovců a jílovců. Čemuž také odpovídá jejich velmi podobná náchylnost. Vysoká náchylnost svahových sedimentů odráží také příznivé podmínky pro hromadění podzemní vody díky jejich výskytu v údolích a sníženinách na svazích.

Obr. 11 Hodnoty FR pro jednotlivé litostratigrafické jednotky na území Vsetínských vrchů (s. – sedimenty, v. – vrstvy, sou. – souvrství, p. – pískovce, d. – drobně rytmický flyš, h. – hrubě rytmický flyš).



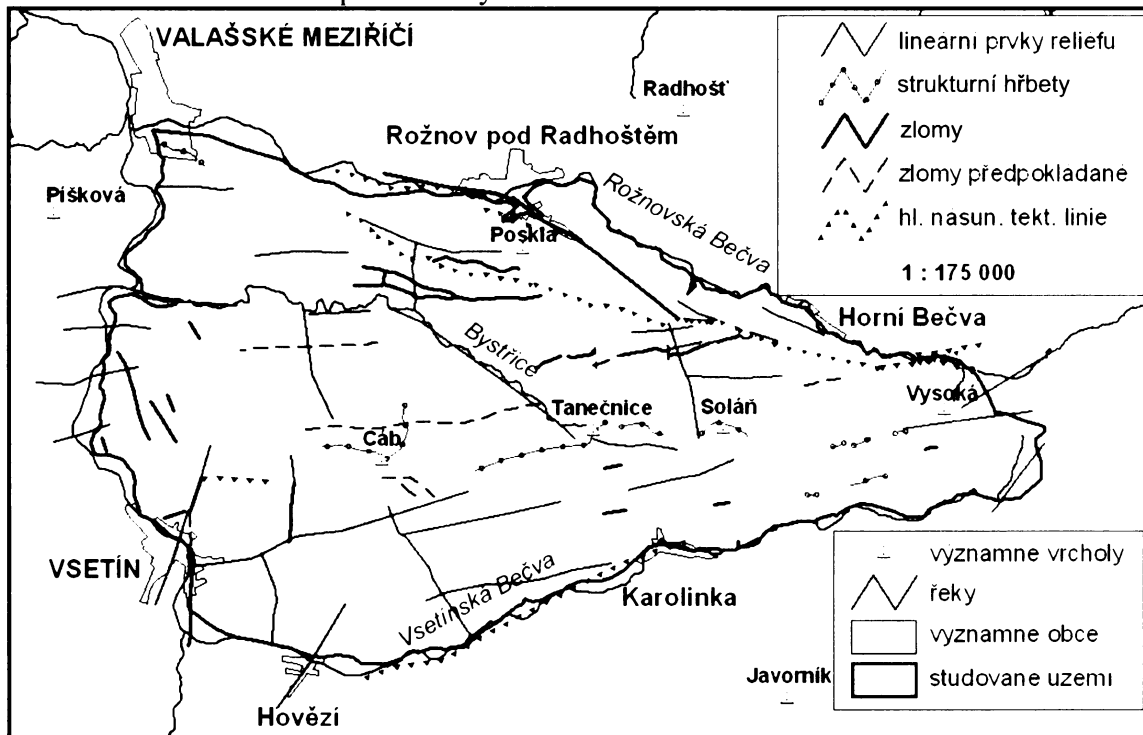
Porovnání náchylnosti jednotlivých litologických tříd pro akumulární a odlučné oblasti ukazuje obr. 12. Z něj je patrná existence poměrně výrazných rozdílů. Mezi ty nejvýraznější patří úplná absence odlučných oblastí v rámci drobně rytmického flyše istebňanského souvrství (stejně také u tesáckých vrstev) což ukazuje, že žádná ze studovaných svahových deformací v této litostratigrafické jednotce nevznikla. Tento fakt je o to závažnější, že tato jednotka má druhou největší hodnotu FR pro všechny svahové deformace vzniklé v červenci 1997. Podobná situace je i u svahových a fluviaálních sedimentů. V obou případech to znamená, že vliv těchto jednotek na samotný vznik deformací je menší než by odpovídalo celkové hodnotě FR uvedené na obr. 11.

Obr. 12 Hodnoty FR pro jednotlivé geologické jednotky na území Vsetínských vrchů vypočítané pro akumulární (akum. o.) a odlučné oblasti (odluč. o.) svahových deformací vzniklých v červenci 1997 (s. – sedimenty, v. – vrstvy, sou. – souvrství, p. – pískovce, d. – drobně rytmický flyš, h. – hrubě rytmický flyš).



Dalším rozdílem mezi odlučnými a akumulárními oblastmi je výrazná převaha náchylnosti ke vzniku odlučných oblastí v hrubě rytmickém flyši istebňanského souvrství, újezdských vrstev a belovežského souvrství. Tyto výsledky ukazují, že výše uvedené litostratigrafické jednotky (mezi které také patří křivské, vsetínské a ráztocké vrstvy) jsou nositelem vlastností důležitých pro vznik studovaných svahových deformací.

Obr. 13 Morfostrukturní mapa Vsetínských vrchů.



6.2.3. Strukturní poměry

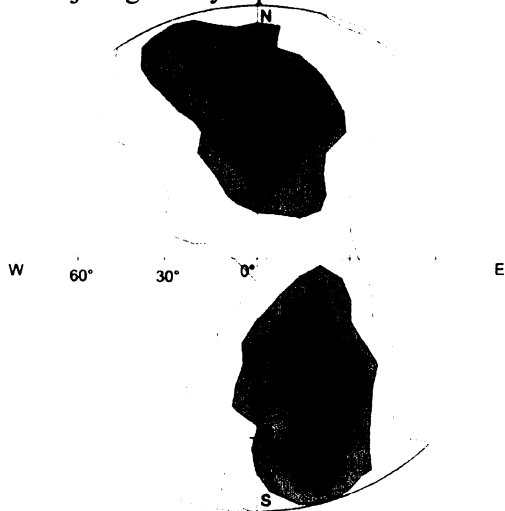
Základem hodnocení vlivu strukturních poměrů na prostorové rozložení svahových deformací bylo vyhodnocení morfostrukturní mapy (obr. 13) a mapy strukturních měření (obr. 16). Vliv tektonického vývoje území na lokalizaci některých svahových deformací ve Vsetínských vrších zdůrazňuje např. práce Krejčí (2004), jejíž závěry byly provedeným výzkumem potvrzeny a doplněny. Význam strukturních poměrů pro vývoj reliéfu Vsetínských vrchů ukazuje také Bíl (2002), který dokládá závislost mezi strukturou podloží a říční sítí, která je orientována převážně do dvou směrů (SSZ-JJV a S-J; ZJZ-VSV).

Morfostrukturní mapa (obr. 13) zachycuje, kromě jiného i zlomy identifikované přímo v odlučných stěnách některých svahových deformací, které bezprostředně ovlivnily jejich vznik. Tyto linie jsou převážně kolmé ke směru nasunutí SSZ – JJV a mají nejčastěji průběh ZJZ-VSV. Zároveň byly identifikovány zlomy přibližně SSV-JJZ směru, které odpovídají převažujícímu směru puklin ve Vsetínských vrších (Bíl 2002). Tyto strukturní poměry prokazatelně ovlivnily vznik několika hluboce (20 m a více) založených komplexních svahových deformací a u dalších je možné toto ovlivnění předpokládat na základě směru průběhu jejich odlučných stěn.

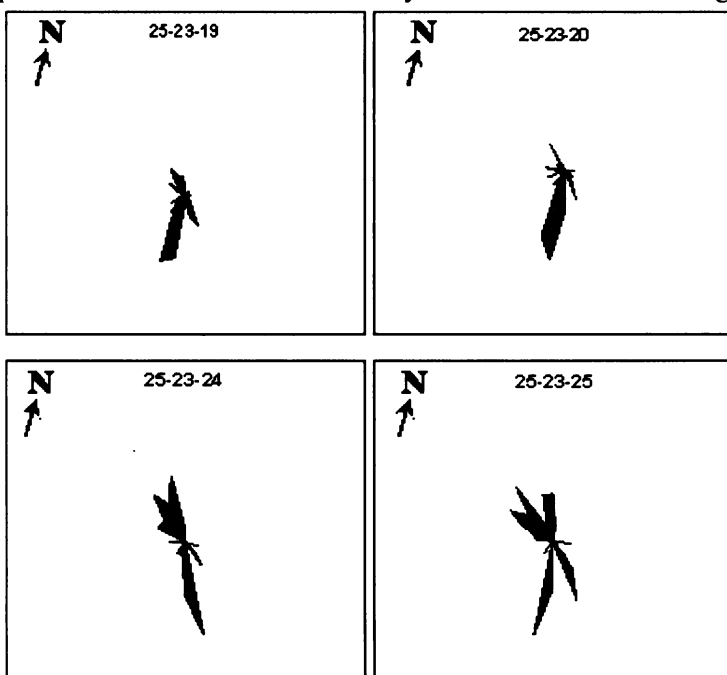
Analýza „failure rate“ pro obalové zóny tektonických linií zachycených v morfostrukturní mapě (zlomy a přesmyky) neukázala zřetelnou závislost mezi vzdáleností od tektonických linií a výskytem studovaných svahových deformací. Je to způsobeno

především nedostatečnými informacemi o průběhu zlomů, kterých je pravděpodobně více, ale nebyly identifikovány v terénu a nejsou tedy uvedeny v mapě.

Obr. 14 Graf (plochojevné zobrazení) znázorňující Gaussovu interpolaci hodnot směrů sklonů vrstevních ploch a jejich sklonu (vzdálenost od středu grafu) pro východní část Vsetínských vrchů. Pro sestrojení grafu bylo použito 400 strukturálních měření vrstevních ploch.

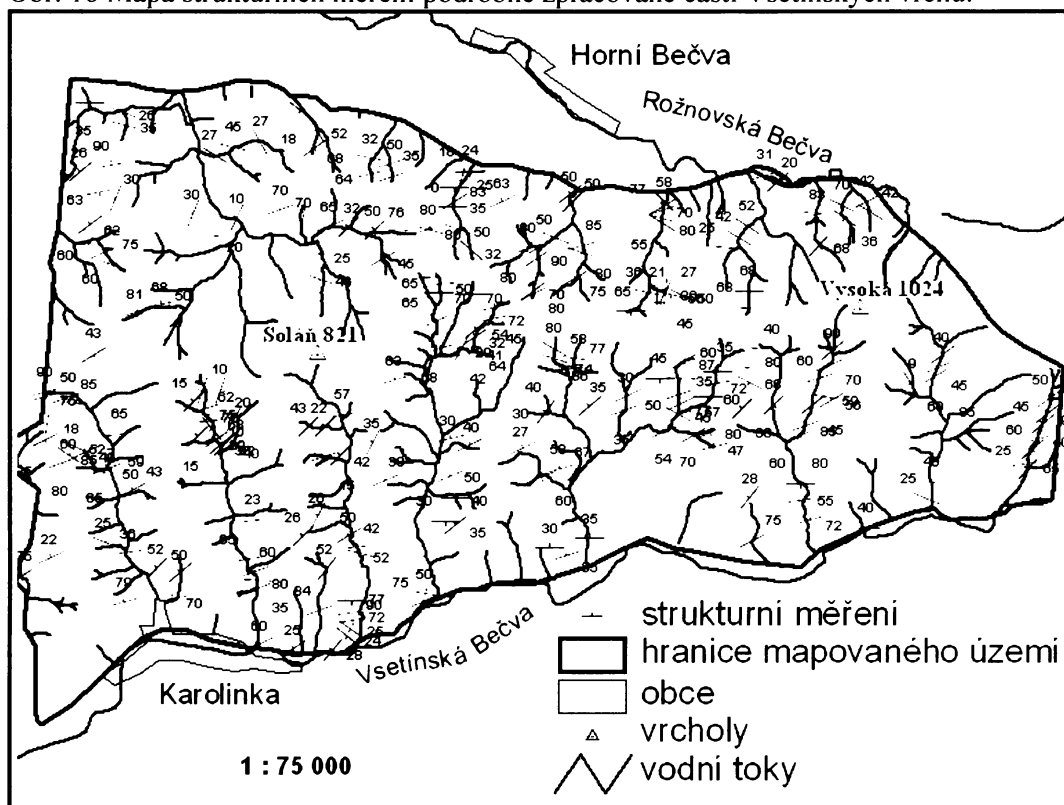


Obr. 15 Růžicové diagramy směrů sklonů vrstevních ploch pro vybrané listy ZM 1:10 000. Průběh vrstevních ploch je kolmý na směry sklonů vrstevních ploch. Přerušovaná čára naznačuje přibližný průběh hlavního hřebene Vsetínských vrchů. Rozmístění diagramů odpovídá listokladu ZM 1:10 000.



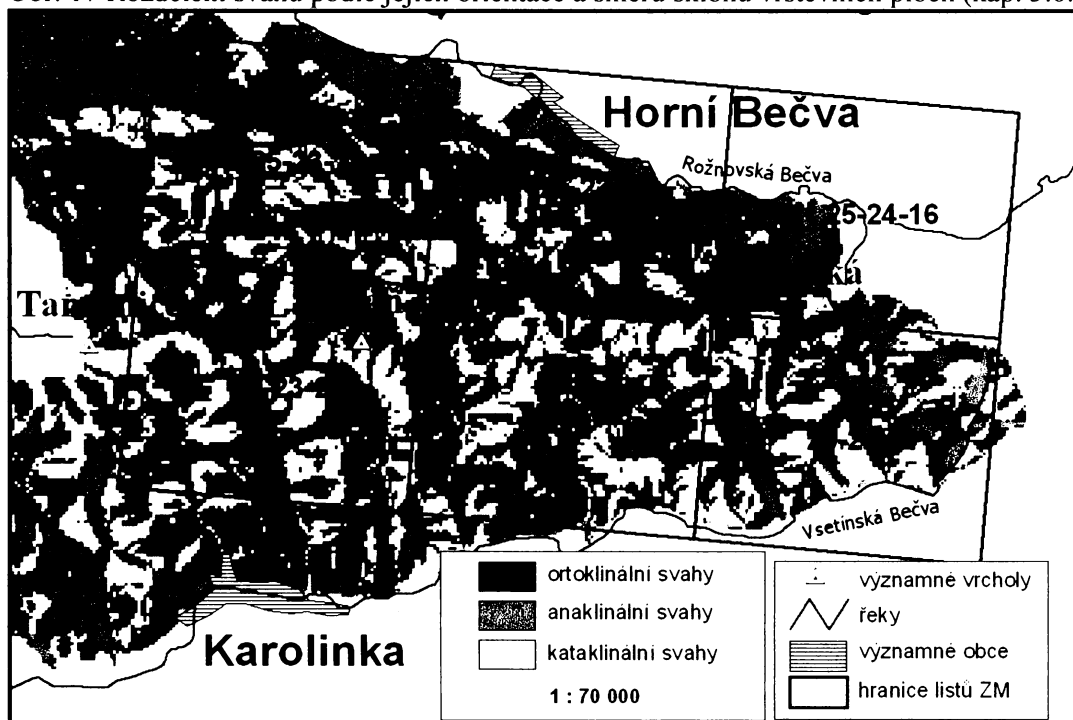
Souhrnný graf strukturálních měření (obr. 14) ukazuje, že převažující směry sklonů vrstevních ploch pro východní část Vsetínských vrchů jsou SSZ a JJV. Zajímavé je porovnání výsledků strukturálních měření zpracovaných do růžicových diagramů pro čtyři sousední listy ZM 1:10 000 (obr. 15). Z dat vyplývá, že variabilita směrů sklonů vrstevních ploch je nižší na listech ležících na severních svazích Vsetínských vrchů, kde výrazně převažují směry sklonů

Obr. 16 Mapa strukturních měření podrobně zpracované části Vsetínských vrchů.



vrstevních ploch orientovaných do jižního kvadrantu (listy ZM 25-23-19 a 25-23-20). Znamená to tedy, že vrstevní plochy mají v těchto částech studovaného území tendenci zapadat do svahu což vede ke vzniku anaklinálních (protiklonné) nebo ortoklinálních svahů,

Obr. 17 Rozdělení svahů podle jejich orientace a směru sklonů vrstevních ploch (kap. 3.6.)



kteře na území mapových listů 25-23-19, 25-23-20 a 25-24-16 zaujímají 82% plochy, kdežto na listech 25-23-24, 25-23-25 a 25-24-21 pouze 74% jejich plochy. Anaklinální a ortoklinální svahy jsou považovány za méně náchylné ke vzniku svahových deformací (obr. 17). Výsledek analýzy vzájemného poměru orientace svahů a směrů sklonů vrstevních ploch, ukázal, že anaklinální svahy (zaujímají 31% plochy podrobně zmapované části studovaného území) jsou výrazně méně náchylné k sesouvání než svahy kataklinální (shodné nebo souklonné, zaujímají 21% plochy podrobně zmapované části studovaného území) a ortoklinální (zaujímají 48% plochy podrobně zmapované části studovaného území; obr. 18). Tento závěr odpovídá teoretickým předpokladům i terénnímu pozorování.

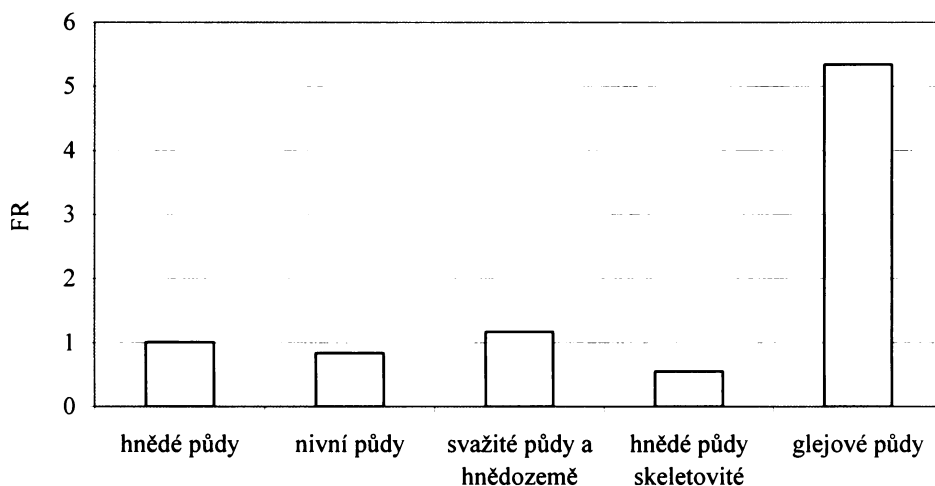
Obr. 18 Podíl plochy odlučných (odluč. o.) a akumulčních oblastí (akum. o.) svahových deformací vzniklých v červenci 1997 na jednotlivých typech svahů rozdělených podle jejich orientace a směrů sklonů v rámci podrobně zmapované části studované oblasti.



6.2.4. Půdní poměry

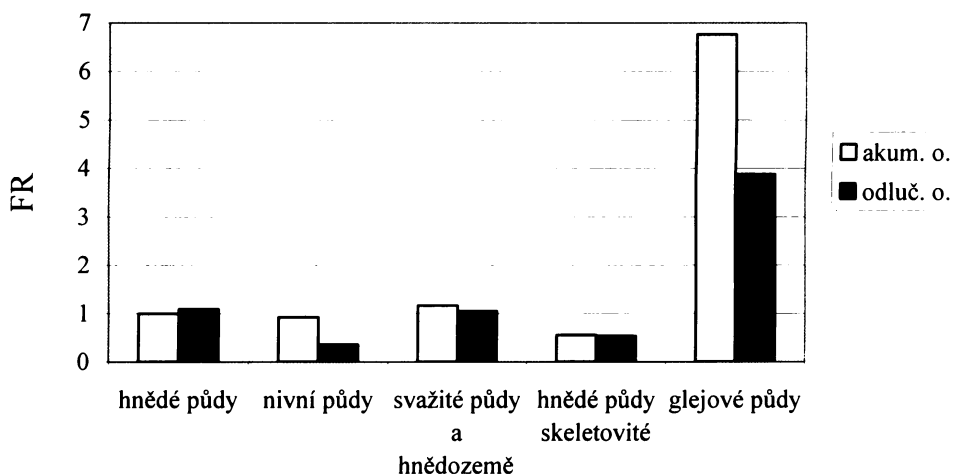
Nejnižší náchylnost ke vzniku svahových deformací byla zjištěna u hnědých půd skeletovitých a nivních půd (obr. 19). Nízká náchylnost nivních půd je důsledkem jejich výskytu v údolích vodních toků, kam však zasáhly akumulace některých deformací). U hnědých půd skeletovitých je možné nízkou náchylnost vysvětlit jejich lepšími hydrologickými vlastnostmi. Naopak glejové půdy mají díky výraznému zamokření a svému výskytu v blízkosti vodních toků, nejlepší podmínky pro vznik svahových deformací, což dokazuje také výrazně nejvyšší hodnota FR pro tento půdní typ. Svažité půdy a hnědozemě jsou druhou nejvíce náchylnou kategorií.

Obr. 19 Hodnoty FR pro jednotlivé agregované půdní typy.



Porovnání náchylnosti odlučných a akumulčních částí svahových deformací z července 1997 ukazuje, že za náchylnosti nivních a glejových půd jsou z větší části zodpovědné akumulční oblasti (obr. 20). Vyplyvá to z polohy těchto půdních typů v blízkosti vodních toků. U dalších půdních typů nejsou výrazné rozdíly mezi akumulčními a odlučnými oblastmi.

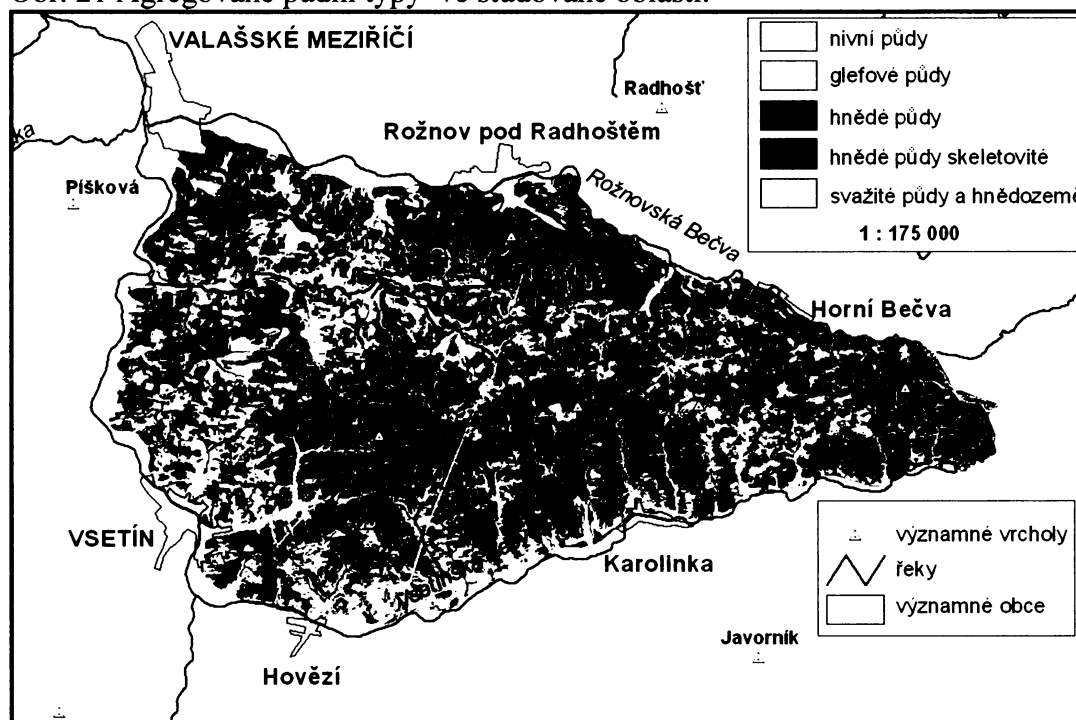
Obr. 20 Hodnoty FR pro agregované půdní typy na území Vsetínských vrchů vypočítané pro akumulční (akum. o.) a odlučné oblasti (odluč. o.) svahových deformací vzniklých v červenci 1997.



Výsledky ukazují, že některé půdní typy mohou být dobrými indikátory hydrologických poměrů a mohou tak vhodně doplňovat informace o litologických vlastnostech jednotlivých litostratigrafických jednotek z geologických map. Z tohoto pohledu je velmi zajímavý výrazný

rozdíl v náchylnosti hnědých půd skeletovitých (FR = 0,5) a glejových půd (FR = 5,3). Mapa agregovaných půdních typů pro Vsetínské vrchy je na obr. 21.

Obr. 21 Agregované půdní typy ve studované oblasti.

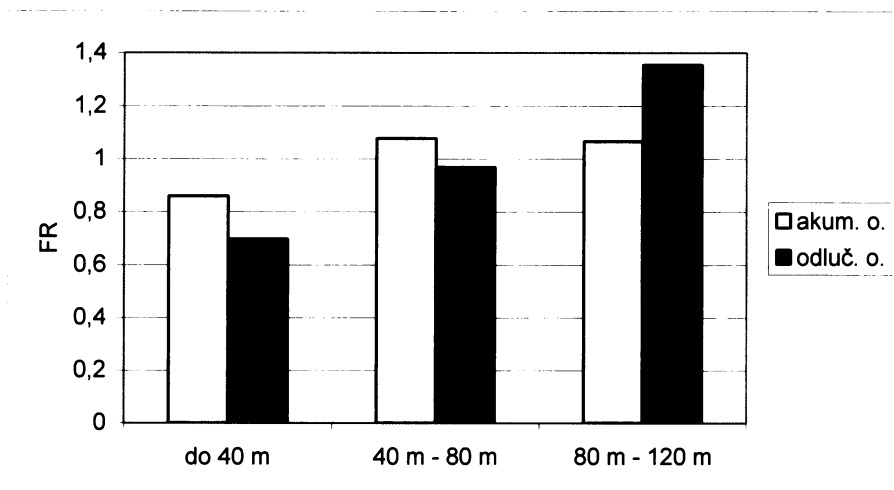


6.2.5. Vzdálenost od vodních toků

K posouzení výskytu svahových deformací ve vztahu ke vzdálenosti od vodních toků vedly výsledky terénního mapování, které ukazovaly koncentraci svahových deformací na erozních nebo erozně denudačních svazích údolní sítě. Výpočty FR nicméně ukázaly, že náchylnost jednotlivých obalových zón (šířka 40 m, kap. 3.6.) směrem od vodních toků stoupá. Stejně výsledky byly získány i pro odlučné oblasti svahových deformací (obr. 22), kdežto náchylnosti akumulací se od vzdálenosti 40 m od vodních toků výrazně nemění. Nepotvrdila se tedy domněnka, že v blízkosti vodních toků se vyskytují svahy s vhodnějšími podmínkami pro vznik svahových deformací než na svazích dále od vodotečí.

Naopak velmi výrazně se projevila závislost mezi vzdáleností od vodních toků a výskytem svahových deformací s rozměry menšími než 50 m. Do vzdálenosti 40 m od vodních toků vzniklo 47% ze všech svahových deformací menších než 50 m. Ve vzdálenosti 40 m – 80 m od vodních toků to bylo jen 11% a v intervalu 80 m – 120 m už jen 7%.

Obr. 22 Hodnoty FR pro intervaly vzdálenosti od vodních toků vypočítané pro akumulční (akum. o.) a odlučné oblasti (odluč. o.) svahových deformací vzniklých v červenci 1997.



6.2.6. Porovnání podmínek prostředí ovlivňujících vznik svahových deformací z července 1997 a deformací zachycených v historické inventarizační mapě

Porovnání podmínek vzniku svahových deformací z července 1997 a deformací v historické inventarizační mapě je možné považovat za porovnání podmínek vzniku mezi sesuvy a zemními proudy a komplexními svahovými deformacemi, které představují 66% plochy historické inventarizační mapy. Jedná se o dvě velmi odlišné skupiny svahových deformací, u kterých se na základě terénního výzkumu předpokládají odlišné podmínky vzniku.

Nejvíce náchylné na vznik svahových deformací z července 1997 jsou belovežské souvrství, istebňanské souvrství a svahové sedimenty. U svahových deformací historické databáze se jedná o souvrství menilitové, krosněnské a rovněž svahové sedimenty a belovežské souvrství. Existující rozdíly v náchylnosti jednotlivých litostratigrafických jednotek nejsou pro vytvářené statistické modely zásadní, neboť plošných rozsah odlišných jednotek (souvrství istebňanské, menilitové a krosněnské) není ve studovaném území příliš velký. Náchylnosti dalších litostratigrafických jednotek se od sebe příliš neliší.

Sklonitostní podmínky vzniku svahových deformací zachycených v historické inventarizační mapě a vzniklých pro roce 1997 jsou téměř totožné. V obou případech platí, že nejvíce náchylné jsou svahy se sklony 9° - 21° . Nicméně v případě historické inventarizační mapy, náchylnost jednotlivých tříd sklonů klesá od intervalu 18° - 21° . Neobjevil se u ní výrazný nárůst náchylnosti pro svahy se sklony nad 30° tak jak tomu bylo u svahových deformací vzniklých v roce 1997.

Nejvýraznějším rozdílem v náchylnosti agregovaných půdních typů je, že nejméně náchylnou třídou pro deformace v historické inventarizační mapě jsou nivní půdy. Náchylnost hnědých půd skeletovitých je srovnatelná s ostatními třídami, kromě glejových půd, které

jsou rovněž výrazně nejvíce náchylné. Tento rozdíl je možné vysvětlit tím, že historická inventarizační mapa je z větší části tvořena komplexními svahovými deformacemi, jejichž akumulace mohly být již částečně setřeny erozí. Vymapovaný rozsah těchto deformací proto nemusí zcela odpovídat jejich původnímu rozsahu, který pravděpodobně zasahoval blíže k vodním tokům.

6.3. Výsledky modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy

6.3.1. Inventarizační mapy svahových deformací

Základní statistické charakteristiky svahových deformací zachycených v inventarizační mapě svahových deformací vzniklých v červenci 1997 a inventarizační mapě komplexních svahových deformací jsou uvedeny v tab. 13. Celková plocha, kterou tyto mapy pokrývají je 403 km² a bylo na ní zaznamenáno **celkem 1486 svahových deformací** vzniklých v červenci 1997. Celková známá plocha svahových deformací z července 1997 a jejich počet byly použity pro výpočet magnitudy sesuvné události podle Malamud a kol. (2004a). V případě plochy svahových deformací byl použit vzorec:

$$1) m_L = \log A_{LT} + 2,51$$

kde A_{LT} je celková plocha svahových deformací vzniklých během jedné sesuvné události. Magnitudo sesuvné události může být použito pro porovnání velikostí různých událostí. Jeho zjištěná hodnota pro Vsetínské vrchy byla 2,9, což je podstatně méně než byly hodnoty zjištěné pro tři sesuvné události uváděné v práci Malamud a kol. (2004a), které se pohybovali mezi 3,6 a 4. Vzhledem k tomu, že plocha je v případě použité inventarizační mapy známa jen u velmi malé části svahových deformací, byl pro výpočet magnitudy sesuvné události použit také následující vzorec:

$$2) m_L = \log N_{LT}$$

kde N_{LT} je celkový počet svahových deformací. V tomto případě magnitudo události z července 1997 dosáhlo hodnoty 3,2 a více se blíží událostem popisovaným v práci Malamud a kol. (2004a), jejichž magnitudo bylo opět v rozpětí 3,6 až 4.

Jak bylo uvedeno v kap. 3.1. někteří autoři považují inventarizační mapy za nejjednodušší formu map náchylnosti a to i přesto, že nepodávají informace o náchylnostech území, kde doposud nebyly zaznamenány žádné svahové deformace. Hodnocení

Tab. 13 Základní statistické charakteristiky svahových deformací ve Vsetínských vrších (pro výpočet byly použity pouze deformace jejichž jeden rozměr přesahoval 50 m).

	Počet	Celková plocha (km ²)	Podíl plochy z rozlohy studované oblasti (%)	Průměrná plocha (km ²)	Max. plocha (km ²)
Aktivní sesuvy a zemní proudy	296	2,7	0,7	0,009	0,2
Dočasně uklidněné sesuvy a zemní proudy	374	4,8	1,2	0,013	0,4
Komplexní svahové deformace	42	4,3	1,1	0,102	0,5

inventarizačních map jako map náchylnosti bylo provedeno na základě hodnot prostorové stálosti výskytu svahových deformací. Prostorovou stálostí se rozumí to, že část nových svahových deformací vznikne v místě již dříve porušených svahovými pohyby. Podíl takto vzniklých svahových deformací může sloužit jako míra úspěšnosti prostorové predikce historických inventarizačních map, které jsou nevhodnějším typem inventarizačních map pro odvození mapy náchylnosti.

Hodnoty prostorové stálosti výskytu svahových deformací ve Vsetínských vrších a v oblasti Aquasparta, Umbrie, Itálie (Klimeš a kol. 2002d) jsou uvedeny v tab. 14 (sloupec A). Z ní je patrné, že i když historická data pokrývají pouze velmi malé části studovaných oblastí (20% pro území Aquasparta a 5,7% Vsetínských vrchů), zachytila relativně velkou část z nově vzniklých deformací. V případě území Aquasparta se jedná o 55% plochy a 86% počtu nově vzniklých deformací. Pro Vsetínské vrchy jsou tyto hodnoty o něco nižší: 26% plochy a 42% počtu nově vzniklých deformací. Vzhledem k různému původu a měřítku pramenů použitých pro tvorbu historické inventarizační mapy Vsetínských vrchů (kap. 4.2.1.) byla kolem jednotlivých polygonů znázorňujících svahové deformace vytvořena obalová zóna široká 75 m což odpovídá 3 mm na mapě měřítka 1:25 000, ve kterém vznikaly původní inventarizační mapy Geofondu a které jsou ze všech použitých podkladů nejméně podrobné. Hodnota 3 mm byla zvolena na základě pozorované prostorové chyby zákresu během sestavování historické inventarizační mapy. Obalová zóna reprezentující 3 mm, tedy 60 m v původním měřítku použitých leteckých snímků, byla vytvořena také pro data z území Aquasparta (Cardinali a kol. 1999). Upravená historická inventarizační mapa Vsetínských

Tab. 14 Porovnání výsledků hodnocení prostorové stálosti nově vzniklých svahových deformací ve Vsetínských vrších a studovaném území Aquasparta, Umbrie, Itálie (Cardinali a kol. 1999, s. d. – svahová deformace).

	území Aquasparta, Umbrie, Itálie (plocha 33km ² , 9,4 nově vzniklé s. d. na 1km ²)		Vsetínské vrchy (plocha 407 km ² , 4 nově vzniklé s. d. na 1km ²)	
	% podíl plochy území pokrytého historickou inventarizací	A % podíl (plocha/počet) nových s. d. zachycených na s. d. historické inventarizace	% podíl plochy území pokrytého historickou inventarizací	A % podíl (plocha/počet) nových s. d. zachycených na s. d. historické inventarizace
porovnání zákresu	20	55 / 86	5,7	26 / 42 (z toho 29 plošných a 13 bodových)
porovnání zákresu s obalovou zónou (viz. text)	66	95 / 93	14	70 / 76 (z toho 50 plošných a 26 bodových)

vrchů pokrývá 14% studovaného území a podchytila 70% plochy nově vzniklých sesuvů a zemních proudů v červenci 1997. V případě historické inventarizace území Aquasparta upravená mapa zabírá plných 66% studované oblasti a zachytila 95% plochy svahových deformací vzniklých v lednu 1997.

Diskuse ke kapitole 6.3.1.

Vyjádření prostorové stálosti historické inventarizační mapy Vsetínských vrchů prostřednictvím podílu počtu nově vzniklých deformací (sloupec A, tab. 14) v případě přímého porovnání historické inventarizační mapy s výskytem svahových deformací vzniklých v červenci 1997, potvrdilo výsledky publikované v práci Krejčího a kol. (2002). Autoři uvádějí, že 40% všech nově aktivních svahových deformací z roku 1997 vzniklo v místech dřívějšího výskytu deformací. Tato data dokazují, že dříve publikovaný podíl 75% (Klimeš 2002a) pravděpodobně neodpovídá skutečnosti. Důvodem tohoto nadhodnocení podílu aktivních svahových deformací vzniklých v místech dříve postižených sesouváním byla velmi omezená databáze na niž byl původní odhad založen. Tato databáze byla vytvořena během velmi krátké doby, jako předběžná inventarizace svahových deformací vzniklých v červenci 1997 na území okresu Vsetín (Kirchner, Krejčí 1997, 1998). Z pochopitelných kapacitních a časových důvodů zachycuje pouze část (195 převážně plošně rozsáhlých) z celkového počtu 1486 nově vzniklých svahových deformací⁶. Tato databáze byla zaměřena především na identifikaci svahových deformací ohrožujících nebo poškozujících budovy a komunikace jejichž zabezpečení bylo nejvíce naléhavé. Je také

⁶ Kompletní inventarizace svahových deformací z července 1997 byla dokončena v roce 2004.

možné, že detailní slovní popis jednotlivých dokumentovaných jevů obsahoval podrobnější a přesnější informace týkající se předešlého výskytu svahových deformací, než jaké je možné získat z digitální historické inventarizační mapy použité pro současné hodnocení. Je tedy otázkou, jak by se odhad prostorové stálosti změnil v případě dostupnosti podrobných geofyzikálních dat, které jako jediné, v některých případech, odhalily dřívější postižení svahů sesouváním (Klimeš 2000). I přes tuto nejistotu spojenou s množstvím dostupných informací je zřejmé, že 90% hodnota prostorové stálosti uvedená v Rybář (1999a) nebyla existujícími daty v podmínkách Vsetínských vrchů potvrzena. Její platnost v odlišných podmínkách a pro jiné typy svahových deformací není možné, na základě získaných informací, vyvrátit.

Při porovnání prostorové stálosti vyjádřené podílem počtu nových svahových deformací vzniklých v místech již dříve postižených sesouváním ve Vsetínských vrších (sloupec A, tab. 14) je zřejmé, že výskyt plošně rozsáhlejších svahových deformací (29% jejich počtu) je více vázán na starší svahové deformace než menší sesuvy a zemní proudy (definované v použité databázi rozměry menšími než 50 m, 13% jejich počtu). Opět se tak potvrdil závěr uvedený v Krejčí a kol. (2002). Tento výsledek je možné vysvětlit vhodnějšími podmínkami pro rozvoj svahových deformací v místech již dříve porušených sesouváním, což vede následně ke vzniku plošně rozsáhlejších deformací. Mezi podmínky prostředí pozměněné v důsledku dřívější sesuvné aktivity patří vznik oslabených smykových ploch a narušení původního charakteru a struktury zvětralinového pláště i podložních hornin, což vede ke snížení jejich pevnostních charakteristik a usnadnění proudění a akumulace podzemní a srážkové vody.

Mapa náchylnosti založená pouze na inventarizaci svahových deformací je schopná identifikovat jako nestabilní pouze části území, kde byla zaznamenán sesuvná aktivita v minulosti a jako „stabilní“ oblasti, kde v minulosti žádná svahová deformace nebyla zaznamenána. „Stabilní“ oblasti jsou dostatečně odolné části reliéfu, kde žádná ze sesuvných událostí zaznamenaných v inventarizační mapě nedokázala narušit jejich stabilitu. Obecně to ovšem neznamena, že by na těchto „stabilních“ částech území nemohly být podmínky pro vznik svahových deformací shodné jako tam, kde k sesouvání již došlo. Z tohoto důvodu je mapa náchylnosti vytvořená pouze na základě inventarizační mapy svahových deformací, v porovnání s jinými metodami „optimistická“ neboť podíl studovaného území považovaný za nestabilní bude téměř vždy menší než u výsledných map připravených např. statistickými nebo deterministickými metodami.

6.3.2. Fyzikální model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací

Hlavními výsledky zpracování modelu SINMAP jsou:

- 1) Charakterizování studovaného souboru sesuvů a zemních proudů (dále jen sesuvů) na základě sklonu svahů, na kterých vznikly a jejich ploch specifických infiltračních oblastí. Obě veličiny byly odvozeny programem z DMR.
- 2) Rekonstrukce podmínek a prostorového rozložení stabilních poměrů během srážkové události v červenci 1997 a predikce nejvíce náchylných částí studované oblasti v budoucnosti - mapa náchylnosti území ke vzniku svahových deformací.

ad 1) Jednotlivé sesuvy použité pro zpracování modelu SINMAP byly vyneseny do grafu znázorňujícího sklon svahů (osa x) a specifické infiltrační oblasti vyjádřené v podobě délky přímého svahu (osa y, obr. 23). Výsledky byly porovnány s charakteristikami souboru sesuvů použitých pro zpracování modelu SINMAP pro oblast Aquasparta, Umbrie, Itálie (Klimeš 2002c). Popisná statistika obou souborů sesuvů je uvedena v tab. 15. Vyšší variabilita sklonů svahů, na kterých vznikly sesuvy ve Vsetínských vrších je dána vyšší variabilitou rozložení četností sklonů svahů ve studované oblasti bez výrazné převahy jednoho z intervalů (nezřetelné maximum rozložení četností je v intervalu 15°- 20°). Rozložení četností sklonů svahů je v porovnání s normálním rozložením širší a méně špičaté.

Tab. 15 Základní statistické charakteristiky sklonů svahů a specifických infiltračních oblastí pro sesuvy ve Vsetínských vrších a modelové oblasti Aquasparta, Itálie.

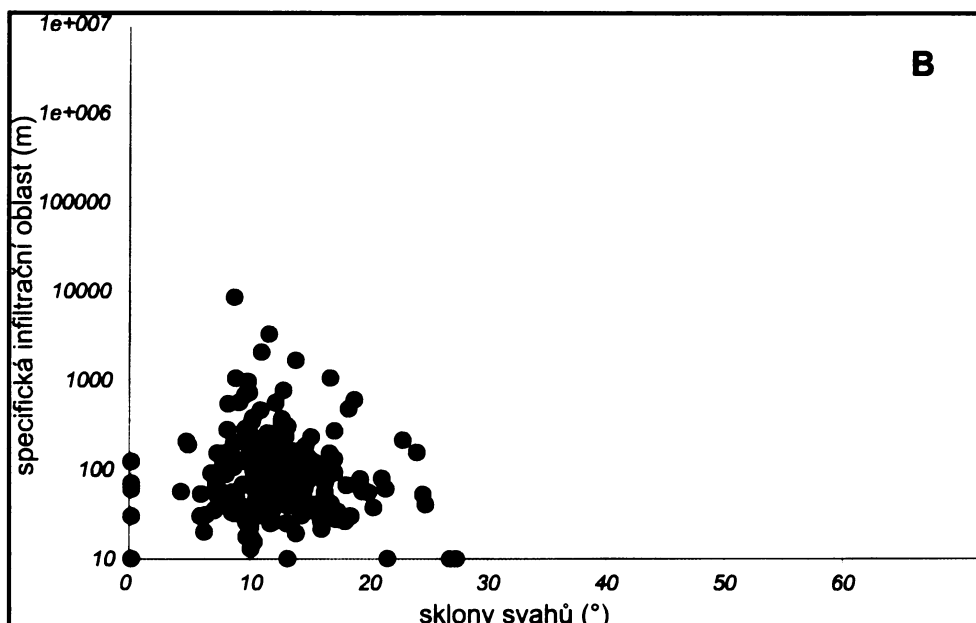
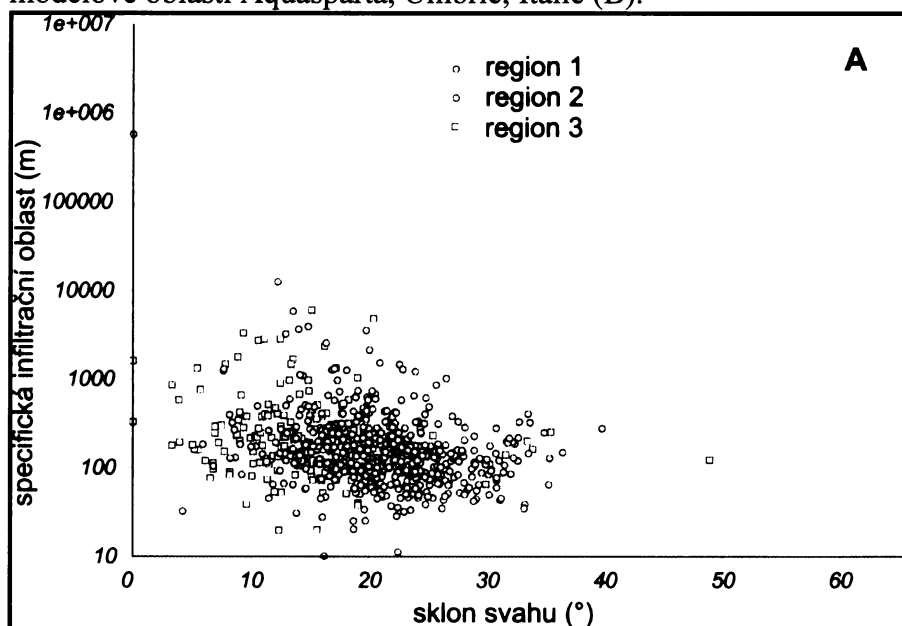
	sklony svahů sesuvů (°)		specifické infiltrační oblasti sesuvů (m)	
	<i>Vsetínské vrchy</i>	Aquasparta, Itálie	<i>Vsetínské vrchy</i>	Aquasparta, Itálie
průměr	19,8	12,6	295,4	223,2
medián	19,8	11,9	144,1	86,9
směr. odchylka	6,2	4,1	701,9	702,6
rozptyl výběru	38,7	16,7	492646,8	493602,6
špičatost	0,5	1,6	137,7	109,6
minimum	3,3	4,2	10,0	10,0
maximum	48,9	27,3	12426,2	8540,0
počet	735	185	735	185

V případě oblasti Aquasparta je zastoupení jednotlivých tříd sklonů svahů zúženo do intervalu 2° - 15° s výrazným vrcholem v intervalu 5° - 10° (kam spadá 48% plochy všech svahů studované oblasti) a celkově je výrazně užší a špičatější než normální rozložení četností (koeficient strmosti je větší než 3).

Zastoupení sesuvů v jednotlivých třídách sklonů svahů v případě území Aquasparty, nekopíruje podíl jednotlivých sklonitostních tříd na celkové ploše studované oblasti. Více než polovina všech sesuvů (52%) vznikla na svazích se sklonem 10° - 15°, který představuje

pouze 19% plochy všech svahů studované oblasti. Jinak je tomu v oblasti Vsetínských vrchů, kde zastoupení sesuvů v jednotlivých třídách sklonů do značné míry odpovídá jejich podílu na celkové ploše studované oblasti. Rozložení četností výskytu sesuvů na třídách sklonů je více rovnoměrné s maximem v intervalu 15° - 25°, ve kterém se také nachází (15°- 20°) nezřetelné maximum rozložení četností sklonů svahů ve Vsetínských vrších.

Obr. 23 Graf sklonů svahů a specifické infiltrační oblasti sesuvů ve Vsetínských vrších (A) a modelové oblasti Aquasparta, Umbrie, Itálie (B).



Specifické infiltrační oblasti vykazují téměř shodnou variabilitu u souboru sesuvů ze Vsetínských vrchů a území Aquasparty. Podobná variabilita (rozptyl výběru v tab. 15) ukazuje, že v obou případech byla dodržena základní podmínka modelu SINMAP pro výběr

svahových deformací – oba soubory sesuvů vznikly v důsledku akumulace vody ve zvětralinovém plášti a nebyly výrazněji ovlivněny např. strukturálními poměry způsobujícími anomálie v dotaci zvětralin podzemní vodou. V případě zařazení většího množství sesuvů, které neodpovídají této definici, by bylo možné u takového souboru očekávat zvýšenou variabilitu velikostí specifických infiltračních oblastí.

Statistický rozbor hodnot sklonů svahů a velikostí specifických infiltračních oblastí ukázal, že v rámci obou souborů sesuvů klesá velikost specifických infiltračních oblastí s narůstajícím sklonem svahů, na kterých sesuvy vznikly. Tento fakt je možné vysvětlit zvyšujícím se smykovým napětím na strmějších svazích, kde tak mohou vzniknout sesuvy i za relativně sušších podmínek reprezentovaných menší specifickou infiltrační oblastí.

Ve Vsetínských vrších je průměrný sklon sesuvů o 7° vyšší a zároveň i hodnota průměrné specifických infiltračních oblastí je o 25% vyšší než v oblasti Aquasparta. Tento rozdíl lze vysvětlit nižšími pevnostními parametry zemin v oblasti Aquasparta (Klimeš 2002c). Dále se na větších průměrných infiltračních oblastech ve Vsetínských vrších pravděpodobně odrážejí horší hydrologické vlastnosti půd a zvětralin, které mají uvažovaný rozsah koeficientu filtrace $10^{-7} - 10^{-9}$ m/s, kdežto v oblasti Aquasparta je rozsah $10^{-5} - 10^{-9}$ m/s. Dalším faktorem ovlivňujícím rozdílné průměrné velikosti infiltračních oblastí nutných ke vzniku mělkých sesuvů je celkově menší vertikální členitost studovaného území Aquasparta, kde neexistují dostatečně dlouhé svahy k vytvoření větších specifických infiltračních oblastí a odlišný původ a tedy i proces infiltrace vody, která byla spouštějícím faktorem obou sesuvných událostí. V případě Vsetínských vrchů se jednalo o dešťové srážky, kdežto v oblasti Aquasparta došlo ke vzniku studovaných sesuvů v důsledku náhlého tání sněhu (Cardinali a kol. 1999).

Graf sklonů svahů a specifické infiltrační oblasti jednotlivých sesuvů obr. 23 také odhalil nedostatky DMR v podobě sesuvů vzniklých na svazích s nulovým sklonem nebo s velmi malými hodnotami specifických infiltračních oblastí, které jsou u sesuvů jejichž odlučná oblast (reprezentovaná v modelu SINMAP bodem) byla v důsledku nedokonalého DMR lokalizována na plochem údolním dně.

ad 2) V případě použití „trénovacího“ a „kontrolního“ souboru sesuvů byly jednotlivé modely SINAMP vytvářeny na základě interaktivních změn volitelných parametrů. Nejlepších výsledků dosáhl model, který zařadil 22% studovaného území a 51% ze všech studovaných sesuvů do nestabilní třídy. Do podmíněčně stabilní třídy zařadil 25% studovaného území a 27% sesuvů. Do stabilní kategorie zařadil 53% území a 22% studovaných sesuvů (tab. 16).

Tab. 16 Vybrané výsledky modelu SINMAP pro „trénovací“ a „kontrolní“ soubor sesuvů, Vsetínské vrchy.

Parametry modelu	$\varphi = 25^{\circ}\text{-}30^{\circ}$, $c = 0$, $T/R = 1200\text{-}1800$, $\rho_s = 2732 \text{ kg/m}^3$			
Třída náchylnosti území k sesouvání	„trénovací“ soubor sesuvů		„kontrolní“ soubor sesuvů	
	% počtu sesuvů	% podíl plochy území	% počtu sesuvů	% podíl plochy území
stabilní	22	53	18	47
podmínečně stabilní	27	25	24	22
nestabilní	51	22	58	31

V případě použití kalibračních regionů byly volitelné parametry modelu SINMAP nastaveny tak, aby co nejlépe, na základě dostupných informací, vystihovaly předpokládané podmínky, během kterých vznikly sesuvy v červenci 1997. Konkrétní hodnoty a získané výsledky (podíl sesuvů zařazených do jednotlivých tříd náchylnosti) jsou uvedeny v tab. 17. Obr. 24 ukazuje mapu náchylnosti území k sesouvání vytvořenou modelem SINMAP v měřítku 1: 175 000. Tuto mapu je díky použitým topografickým datům (ZABAGED 1:10 000) možné používat až do měřítka 1: 10 000.

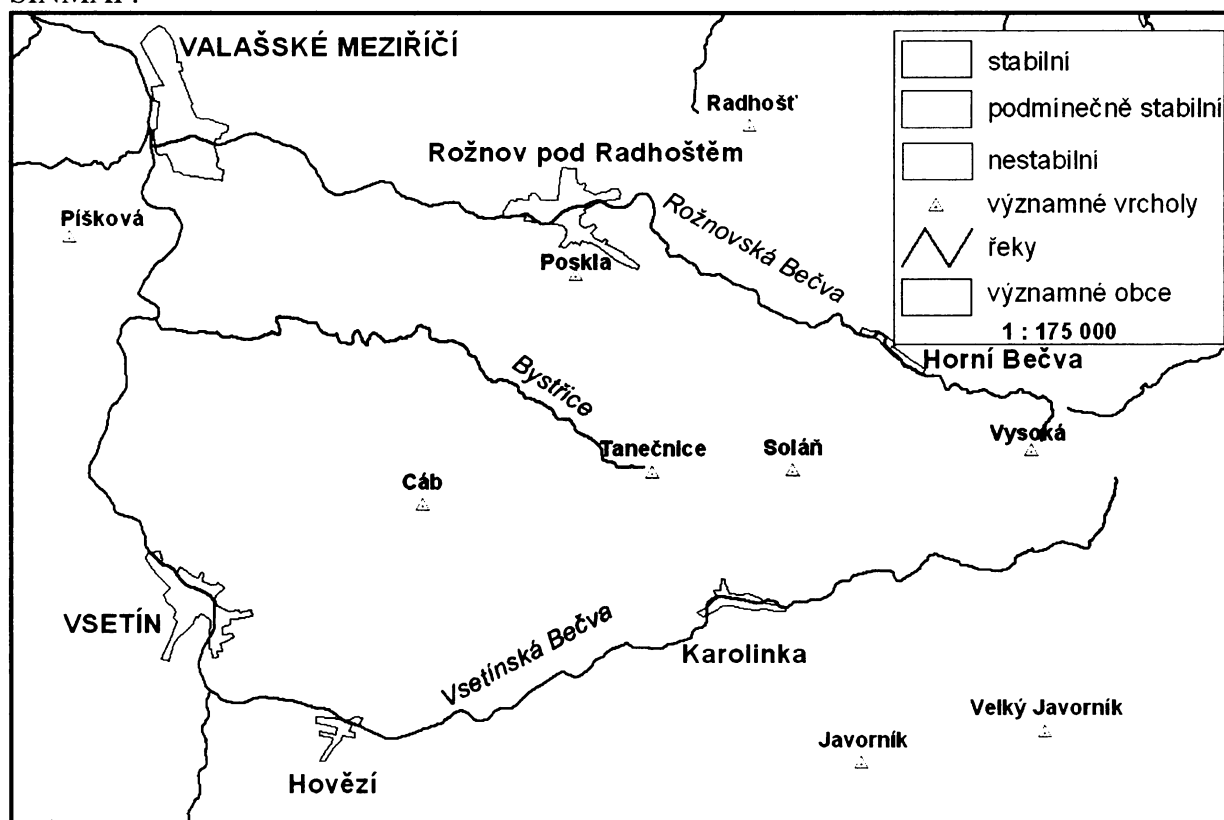
Tab. 17 Vybrané výsledky modelu SINMAP pro kalibrační regiony, Vsetínské vrchy.

třída náchylnosti území k sesouvání	region 1		region 2		region 3	
	$\varphi = 27^{\circ}\text{-}29^{\circ}$, $c = 0.09\text{-}0.9$, $T/R = 0$, $\rho_s = 2732 \text{ kg/m}^3$		$\varphi = 9^{\circ}\text{-}13^{\circ}$, $c = 0.09\text{-}0.9$, $T/R = 0$, $\rho_s = 2732 \text{ kg/m}^3$		$\varphi = 17^{\circ}\text{-}19^{\circ}$, $c = 0.09\text{-}0.9$, $T/R = 0$, $\rho_s = 2732 \text{ kg/m}^3$	
	% počtu sesuvů	% podíl plochy území	% počtu sesuvů	% podíl plochy území	% počtu sesuvů	% podíl plochy území
stabilní	25	52	24	64	23	51
podmínečně stabilní	35	36	11	14	24	25
nestabilní	40	22	65	22	53	24

Na základě znalostí vlastností zvětralinového pláště a srážkových úhrnů byly parametr T/R a soudržnost považovány za konstantní a jejich nastavení odpovídalo nasycení celého modelovaného profilu (mocnost 3m) vodou. Jedinou proměnou byl úhel vnitřního tření. Nejlepší výsledky byly získány u regionu 2, kde 65% sesuvů bylo zařazeno do nestabilní třídy, která zaujímala pouze 22% z celkové plochy studované oblasti. Uspokojivého výsledku bylo dosaženo také pro region 3. Výsledky modelu získané pro region 1 však za uspokojivé považovat nelze.

Dále byla vytvořena celá řada modelů kalibračních regionů na základě interaktivní změny všech parametrů. Nejlepších výsledků bylo opět dosaženo pro kalibrační **region 2**, kdy na pouhých 13% plochy modelem považované za nejvíce náchylné bylo zařazeno 53% všech sesuvů a na 75% stabilního území se nacházelo 26%. Parametry modelu byly nastaveny následovně: $T/R = 0 - 1500$ m, $c = 0$ a $\varphi = 16^\circ - 18^\circ$.

Obr. 24 Mapa náchylnosti studovaného území k sesouvání vytvořená pomocí modelu SINMAP.



Diskuse ke kapitole 6.3.2.

Je zjevné, že model SINMAP dosahuje v predikci náchylnosti území k sesouvání nejlepších výsledků v oblastech, kde jsou sesuvy vázány na horniny litologicky odlišné (odolnější) od svého okolí, které vytváří velmi strmé svahy zaujímající pouze malou část z celkové rozlohy studované oblasti (např. kalibrační **region 2**). Naopak v oblastech morfologicky i litologicky homogenních (např. kalibrační **region 1**) jsou výsledky modelu mnohem horší a naznačují náhodný (z pohledu modelu) výskyt jednotlivých sesuvů. Z hlediska mechanismu vzniku těchto sesuvů se nejedná o náhodný proces, ale rozhodující faktory a podmínky nejsou buď v rámci modelu známy nebo jsou v daném měřítku modelem nepostihnutelné.

Uspokojivé výsledky dosažené pro **regiony 2 a 3** byly získány díky nízkým hodnotám úhlu vnitřního tření, které na základě výsledků laboratorních zkoušek zemin, nelze považovat

za reálné nebo se nacházejí při spodní hranici naměřených hodnot. Dá se tedy předpokládat, že hodnota soudržnosti v době vzniku sesuvů byla 0, což umožnilo vznik sesuvů v zeminách s vyšším úhlem vnitřního tření, než který byl použit v modelu.

Výsledky zařazení části sesuvů do tříd náchylnosti naznačují vliv faktorů, které nejsou zahrnuty do modelu SINMAP a chyb modelu. Jedná se především o rozdíly mezi DMR a skutečným reliéfem, místními geologickými a hydrologickými podmínkami a odlišnými geotechnickými parametry. Tyto rozdíly mohou vznikat např. v důsledku toho, že mechanické vlastnosti zemin v místě smykové plochy jsou odlišné od těch, které byly zjištěny laboratorními zkouškami. Program ignoruje prostorovou heterogenitu proudění vody v půdním prostředí vyvolanou dominantním podílem preferenčních cest při tvorbě odtoku z půdního profilu (Šanda 1998).

Nedokonalou reprezentaci skutečného reliéfu v digitální podobě a nejistotu spojenou s reprezentací plošného jevu (sesuvu) pouhým bodem je možné částečně odstranit vytvořením obalové zóny („buffer“) u každého sesuvu. Použitý poloměr obalové zóny byl 20 m. Pokud do obalové zóny s plochou 1256 m² zasahoval alespoň jeden pixel o ploše 100 m² z více náchylné třídy, než do které byl sesuv původně zařazen bylo jeho zatřídění změněno ve prospěch více náchylné třídy. Takovýmto způsobem byl podíl „špatně“ zařazených sesuvů (sesuvy ve stabilní třídě) u „trénovací“ oblasti snížen o více než polovinu. Je tedy zřejmé, že hlavním omezením použití modelu SINMAP jsou nedostatky DMR a nedokonalá reprezentace sesuvu v podobě jednoho bodu.

6.3.3. Dvourozměrný statistický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací

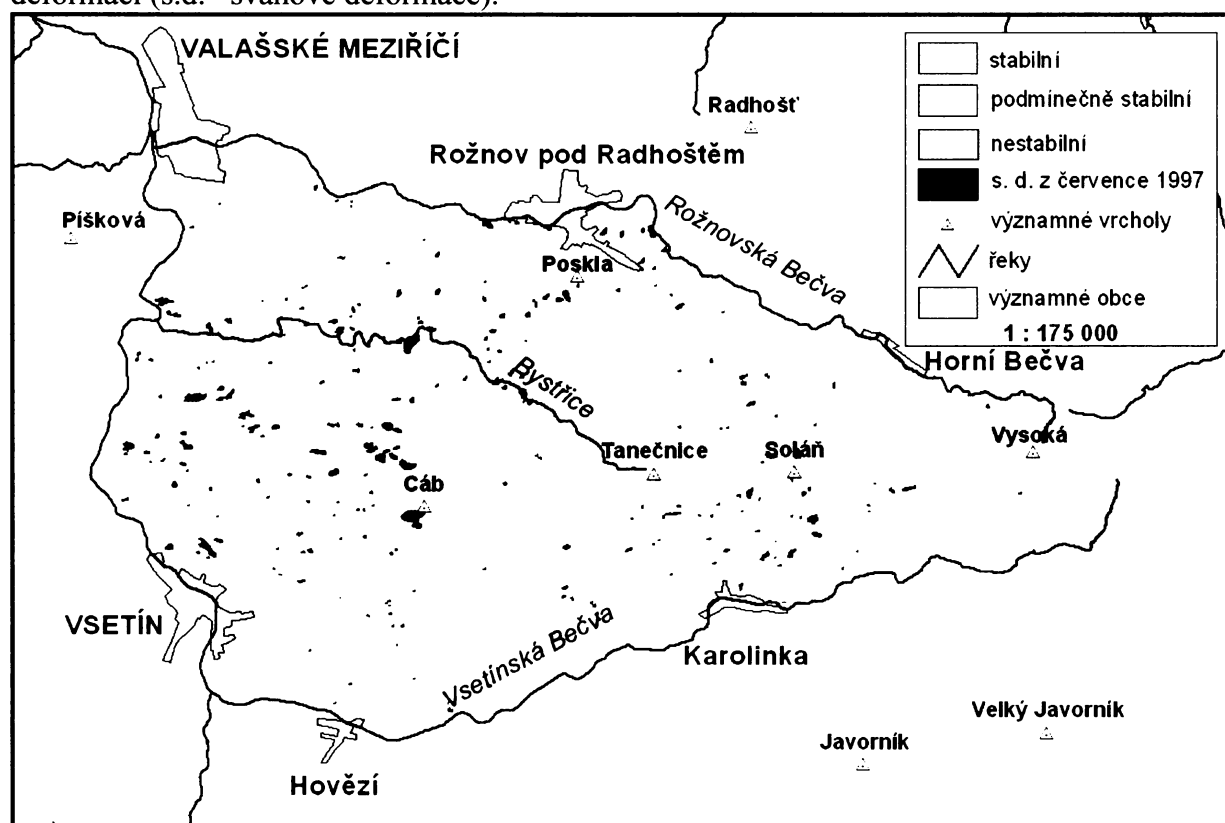
Statistický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací vytvořený na základě historické inventarizační mapy svahových deformací (obr. 25) dokázal správně předpovědět prostorové rozmístění 63% plochy svahových deformací vzniklých v červenci 1997. Chyba modelu, která představuje podíl svahových deformací zařazených do stabilní třídy náchylnosti, byla 25% (tab. 18). Nestabilní území jsou vázána především na deluviální uloženiny a belovežské, krosněnské a menilitové souvrství. Jedná se zároveň o místa s nejvíce náchylnými sklony svahů mezi 9° - 21°.

Jednotlivé třídy náchylnosti jsou výrazně ovlivněny litostratigrafickými jednotkami použité digitální geologické mapy. Zajímavá je rozdílná náchylnost mezi vsetínskými vrstvami zlínského souvrství (jižní svahy Vsetínských vrchů) a ráztockými vrstvami soláňského souvrství nacházející se na sever od kulminačního hřbetu Cáb – Tanečnice - Soláň. Větší část vsetínských vrstev spadá do podmínečně stabilní třídy, kdežto větší část ráztockých vrstev do stabilní třídy.

Výrazná litologická podmíněnost náchylnosti území ke vzniku svahových deformací se projevuje významným zastoupením nestabilní třídy v Rožnovské brázdě vázané na svahové sedimenty.

Použití digitální geologické mapy v měřítku 1: 50 000 jako vstupní vrstvy modelu nedovoluje použít výslednou mapu náchylnosti území ke vzniku svahových deformací v menších měřítcích.

Obr. 25 Mapa náchylnosti studovaného území k sesouvání vytvořená pomocí dvourozměrného statistického modelu na základě historické inventarizační mapy svahových deformací (s.d. –svahové deformace).



Tab. 18 Výsledky dvourozměrného statistického modelu náchylnosti území k sesouvání pro Vsetínské vrchy. Model byl vytvořen na základě historické inventarizační mapy svahových deformací a jeho výsledky byly porovnány se souborem svahových deformací vzniklých v červenci 1997.

kategorie náchylnosti území k sesouvání	% plochy kategorie náchylnosti z celkové rozlohy studované oblasti	% plochy z celkové rozlohy sesuvů studované oblasti pro jednotlivé třídy náchylnosti
<i>vstupní vrstva svahových deformací – historická inventarizace</i>		
stabilní	41	25
podmínečně stabilní	22	12
nestabilní	37	63

Diskuse ke kapitole 6.3.3.

Velké prostorové rozšíření nestabilní třídy v Rožnovské brázdě i na mírných sklonech svahů je způsobeno výskytem svahových sedimentů, které jsou však litologicky (příměs písku) i svou morfologickou pozicí odlišné od svahových sedimentů ve Vsetínských vrších. Tam se svahové sedimenty vyskytují převážně v údolích vodních toků prvního řádu na svazích s průměrným sklonem 15°. Svahové sedimenty v Rožnovské brázdě se nacházejí na svazích s průměrným sklonem 10,5°. Z těchto důvodů by bylo lepší hodnotit náchylnost svahových sedimentů v rožnovské brázdě jako samostatnou třídu v rámci použité digitální geologické mapy.

Významné rozdíly v náchylnosti ke vzniku modelovaných svahových deformací mezi ráztockými a vsetínskými vrstvami mohou být způsobeny odlišnými morfometrickými charakteristikami reliéfu vázaného na tyto litostratigrafické jednotky (Bíl 2002). Sklony mezi 18°- 30° zaujímají v rámci vsetínských vrstev 48% plochy, kdežto v rámci ráztockých vrstev pouze 38,9%. Žádné výrazné litologické odlišnosti mezi oběma jednotkami nebyly zjištěny.

Relativně velké zastoupení svahových deformací ve stabilní třídě je způsobeno odlišnými podmínkami vzniku svahových deformací obsažených v historické inventarizační mapě a deformací vzniklých v červenci 1997. Největší rozdíly mezi oběma soubory byly zjištěny v jejich zastoupení na litostratigrafických jednotkách (kap. 6.2.6.). I přes tyto rozdíly dokázal model správně předpovědět 63% plochy všech svahových deformací vzniklých v červenci 1997.

Velký vliv litostratigrafických jednotek na definici výsledných tříd náchylnosti mohl být dán vysokou hodnotou použitého indexu V (představujícího míru významu jednotlivých faktorů prostředí pro vznik svahových deformací). Byl proto vytvořen další model, kde litostratigrafické jednotky a třídy sklonu svahů měly shodné indexy V. Výsledky tohoto

Tab. 19 Výsledky dvourozměrného statistického modelu náchylnosti území k sesouvání pro Vsetínské vrchy. Modely byly vytvořeny na základě dvou souborů svahových deformací – svahových deformací z července 1997 a komplexních svahových deformací. Jejich výsledky byly porovnány se soubory svahových deformací použitých pro jejich tvorbu.

kategorie náchylnosti území k sesouvání	% plochy kategorie náchylnosti z celkové rozlohy studované oblasti	% plochy z celkové rozlohy sesuvů studované oblasti pro jednotlivé třídy náchylnosti
<i>vstupní vrstva svahových deformací – sesuvy a zemní proudy</i>		
stabilní	50	24
podmínečně stabilní	19	26
nestabilní	31	51
<i>vstupní vrstva svahových deformací – komplexní svahové deformace</i>		
stabilní	66	21
podmínečně stabilní	13	11
nestabilní	21	68

modelu se však výrazně nelišily od původních výsledků uvedených v tab. 18. Výrazná prostorová závislost náchylnosti území ke vzniku svahových deformací na litostratigrafických jednotkách není způsobena umělým zásahem do modelu, ale odráží reálné podmínky vzniku studovaných deformací.

Rozdíly mezi podmínkami prostředí ovlivňujícími vznik svahových deformací obsažených v historické inventarizační mapě a vzniklých v červenci 1997 je možné vysvětlit přítomností komplexních svahových deformací v historické inventarizační mapě a jejich úplnou absencí v souboru svahových deformací z července 1997. Jedná se o typ svahových deformací, který se výrazně odlišuje od ostatních studovaných typů svou morfologií, hloubkou smykové plochy a stářím. Vliv komplexních svahových deformací na výsledný model náchylnosti je výrazný díky jejich velkému plošnému zastoupení (v historické inventarizaci tvoří 66% z celkové plochy svahových deformací).

Výsledky modelu uvedené v tab. 18 jsou ovlivněné také tím, že použitá vstupní data dostatečně podrobně nevystihují rozhodující podmínky vzniku sesuvů a zemních proudů, které tvoří převážnou část svahových deformací vzniklých v červenci 1997. Výsledky dvourozměrných statistických modelů vytvořených zvláště na základě inventarizační mapy komplexních svahových deformací a sesuvů a zemních proudů z července 1997 (tab. 19) ukazují, že použitá vstupní data lépe vystihují podmínky rozmístění komplexních svahových deformací. Model založený pouze na komplexních svahových deformacích (tab. 19) vystihl 68% plochy všech svahových deformací, kdežto model vytvořený pro sesuvy a zemní proudy z července 1997 uspěl v predikci 51% plochy svahových deformací. Navíc plocha nestabilní třídy byla v případě druhého modelu o 10% větší. Oba modely byly hodnoceny na základě svahových deformací použitých pro jejich tvorbu. Rozmístění komplexních svahových deformací vystihují dobře a s dostatečnou prostorovou podrobností litostratigrafické jednotky použité geologické mapy. To neplatí pro sesuvy a zemní proudy. Je to důsledek použití geologické mapy v měřítku 1:50 000 a reklasifikace a generalizace některých použitých dat (např. mapa BPEJ a lesních typů). Důsledkem malého prostorového rozlišení vstupních dat byl vznik relativně plošně rozsáhlých a vzhledem k náchylnosti sesuvů a zemních proudů homogenních polygonů, které nedokáží dostatečně podrobně zachytit prostorovou variabilitu podmínek jejich vzniku a zlepšit tak výsledky modelu náchylnosti.

6.4. Návrh optimální metodiky tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy

Na základě provedených prací je možné stanovit zásady optimální metodiky tvorby map náchylnosti území Vsetínských vrchů k sesouvání.

Prvním krokem je vytvoření **účelové klasifikace svahových deformací** použitých pro tvorbu i hodnocení modelů náchylnosti území k sesouvání. Příkladem účelové klasifikace svahových deformací může být databáze připravená prostřednictvím interpretace leteckých snímků s cílem identifikovat a klasifikovat svahové deformace použitelné pro tvorbu modelu SINMAP v zájmovém území Aquasparta, Umbrie, Itálie (Klimeš a kol. 2002d, příloha A3). U statistických metod tvorby modelu náchylnosti by podrobnější klasifikace svahových deformací s rozlišenou odlučnou a akumulací částí, přispěla k přesnější predikci jejich prostorového rozmístění a lepší interpretaci výsledků modelu.

Navržená účelová klasifikace pro svahové deformace ve Vsetínských vrších používá pro zařazení do jednotlivých tříd typ svahové deformace, zjištěné příčiny jejího vzniku, aktivita (aktivita v době mapování a opakování vzniku deformace) a velikosti. Účelem klasifikace je co nejlépe rozřadit odlišné skupiny svahových deformací (definované na základě jejich typu a příčin vzniku) podle míry rizika, které představují pro lidské aktivity ve studovaném území. Riziko je definováno na základě pravděpodobnosti vzniku potenciálně škodlivé události (vzniku svahové deformace) během následujících 50 let a očekávané míry škodlivosti jednotlivých událostí.

Podrobný návrh klasifikačních kritérií je uveden v příloze A4 a příklad jejich použití pro mapový list ZM 25-24-21 je v příloze A5. Barva v posledním sloupci přílohy A5 ukazuje míru rizika jednotlivých tříd svahových deformací. Pravděpodobnost vzniku jednotlivých tříd svahových deformací byla odhadnuta na základě historické inventarizační mapy. Hodnocení rizika vycházelo z následujících kritérií.

Drobné sesuvy (s rozměry menšími než 50 m) v zářezech cest a erozních roklicích potoků, lze očekávat velmi často, většinou však nezpůsobí výraznější škody díky svým malým rozměrům. Navíc jejich lokalizace, tedy i predikce míst s možným budoucím poškozením technických objektů je relativně snadná a je proto možné přijmout opatření minimalizující jejich dopad na infrastrukturu. Větší míra rizika je spojená se sesuvy podmíněnými vodní erozí s rozměry většími než 50 m, protože ty mohou výrazněji poškodit i vzdálenější objekty od vodního toku. Největší míra rizika je u sesuvů přesahujících 50 m s opakující se aktivitou, které vznikly v důsledku srážek a nasycení vodou na svahu, kde je jejich predikce obtížná a vzhledem k jejich velikosti mohou být i očekávané škody velké. Jejich opakující se aktivita v minulosti zvyšuje pravděpodobnost jejich možného oživení také v budoucnosti a to i přesto, že jejich pravděpodobnost vzniku je nižší než u předešlých dvou tříd svahových deformací. Tato třída svahových deformací je relativně málo zastoupena na hodnoceném území (příloha A5).

V případě dočasně uklidněných sesuvů a zemních proudů je s větší mírou rizika nutné počítat u těch případů, kde byla jednoznačně zaznamenána opakující se aktivita nebo v případech, že se jedná o plošně rozsáhlá území. Podobné pravidlo bylo použito pro

stanovení míry rizika i u komplexních svahových deformací jejichž pravděpodobnost vzniku je ze všech tříd svahových deformací nejmenší.

Je nutné si uvědomit, že předkládané hodnocení rizika je subjektivní, orientační a silně ovlivněné výskytem potenciálně ohrožených objektů. Také stanovení pravděpodobnosti vzniku jednotlivých tříd svahových deformací bylo vytvořeno pouze na základě jedné sesuvné události. Podle mého názoru, může však i takovýto jednoduchý přehled sloužit k rychlému porovnání míry ohrožení různých prostorových jednotek (např. katastrálních území, okresů, atd.) pro účely územního plánování nebo stavebního řízení.

Druhým krokem hodnocení náchylnosti území k sesouvání je definice nejvíce náchylných částí území, které odpovídají kategorii nestabilní v mapách náchylnosti území. Tento rajón by měl být definován jednak na základě historické inventarizační mapy svahových deformací a zároveň také na základě vybraného fyzikálního nebo vícerozměrného statistického modelu náchylnosti území k sesouvání. Použití historické inventarizační mapy svahových deformací je doporučeno proto, že z posuzovaných modelů nejlépe vystihla prostorové rozmístění svahových deformací vzniklých v červenci 1997 (kap. 7.1.). Některý ze statistických nebo fyzikálních modelů náchylnosti území k sesouvání je nutný pro doplnění identifikace nestabilních částí území v místech, kde nebyl doposud zaznamenán výskyt svahových deformací. Jako fyzikální model se jeví vhodné použít některý z komplexnějších modelů, např. model TRIGRS, jehož hydrologická část popisuje proces infiltrace vody do zvětralinového pláště jako dynamický děj (kap. 3.1.). Vhodným statistickým modelem je postup využívající vícerozměrné statistiky nebo metody neuronových sítí, který zároveň používá jiné terénní jednotky než pixelu (kap. 3.1.). Důvodem k tomuto kroku je nedostatečné prostorové rozlišení vstupních vrstev podmínek prostředí a relativně velké průměrné plochy terénních jednotek (tedy svahových deformací) u historické inventarizační mapy. Pixel o rozměrech 10 m x 10 m neodpovídá svou podrobností úrovni tematických vstupních dat. Jako nejvhodnější se jeví „svahová“ terénní jednotka definována Carrara a kol. (1995). Statistický model založený např. na diskriminační analýze takto definovaných svahových jednotek na zájmovém území Aquasparta, Umbrie, Itálie vedl ke správnému zařazení do nestabilní třídy 70% ze všech studovaných svahových jednotek. Výsledná mapa náchylnosti, kde jsou jednou barvou označeny celé části svahů také pravděpodobně lépe vystihuje existující nejistoty týkající se inventarizace a budoucího výskytu svahových deformací. Na druhou stranu je možné, že takováto mapa náchylnosti by mohla působit potíže jejím koncových uživatelů. Při použití dvourozměrného statistického modelu se jeví vhodné rozdělit studované území na základě reliéfu a geologických podmínek na dvě části. Jedna je vymezena kalibračním regionem 2 a druhá zahrnuje zbývající část studované území. Takovéto rozdělení by pomohlo lépe zhodnotit náchylnost jednotlivých

sklonitostních tříd a také celkový význam sklonů svahů pro vznik svahových deformací, který je v kalibračním regionu 2 vyšší než v ostatních částech Vsetínských vrchů.

Ukázka mapy náchylnosti sestavené navrhovaným způsobem je na obr. 26. Přibyl v ní jeden odstín červené barvy v místech svahových deformací uvedených v historické inventarizační mapě. Tato třída náchylnosti vyjadřuje minimální rozsah nestabilních částí reliéfu, kdežto méně výrazný odstín červené představuje maximální předpoklad možného prostorového rozšíření budoucích svahových deformací založeného na fyzikálním modelu náchylnosti. Definice tříd náchylnosti jsou uvedeny níže:

stabilní – vznik svahových deformací je téměř vyloučen; možný výskyt akumulčních oblastí nejvíce mobilních typů svahových deformací

podmínečně stabilní – vznik nových svahových deformací nelze vyloučit

podmínečně nestabilní – území s nejhodnějšími podmínkami pro rozvoj svahových deformací, kde v minulosti nebyly zaznamenány žádné svahové deformace; vznik svahových deformací je podmíněn výskytem vhodných podmínek prostředí

nestabilní – území, kde v minulosti byl zaznamenán výskyt svahových deformací

Zkušenosti z praxe ovšem ukazují, že i v rámci souboru deformací v historické inventarizační mapě existují rozdíly v náchylnosti jednotlivých deformací. Ke zhodnocení míry náchylnosti jednotlivých svahových deformací je potřeba nejen velmi detailně posoudit jejich současnou aktivitu (viz. historická inventarizační mapa svahových deformací), ale také stádium jejich vývoje. To by pomohlo odlišit např. dvě deformace klasifikované jako aktivní (definované na základě čerstvosti jejich tvarů), z nichž jedna dosáhla trvale stabilního stádia (senilní deformace) a druhá se naopak nachází ve stádiu juvenilním, které znamená velký potenciál pro její další aktivitu. Takovéto posouzení je velmi subjektivní a vyžaduje podrobnou terénní znalost jednotlivých deformací. Takovéto informace bohužel pro Vsetínské vrchy chybí. Je tedy velmi obtížné určit míru náchylnosti jednotlivých svahových deformací k jejich reaktivizaci pro celé studované území. Z těchto důvodů byla k podrobnější klasifikaci náchylnosti svahových deformací vybrána pouze podrobně zmapovaná část studované oblasti, pro kterou byly definice tříd náchylnosti upraveny následujícím způsobem:

stabilní – viz. výše

podmínečně stabilní – území s výskytem stabilizovaných svahových deformací a území, kde nelze vyloučit vznik nových svahových deformací

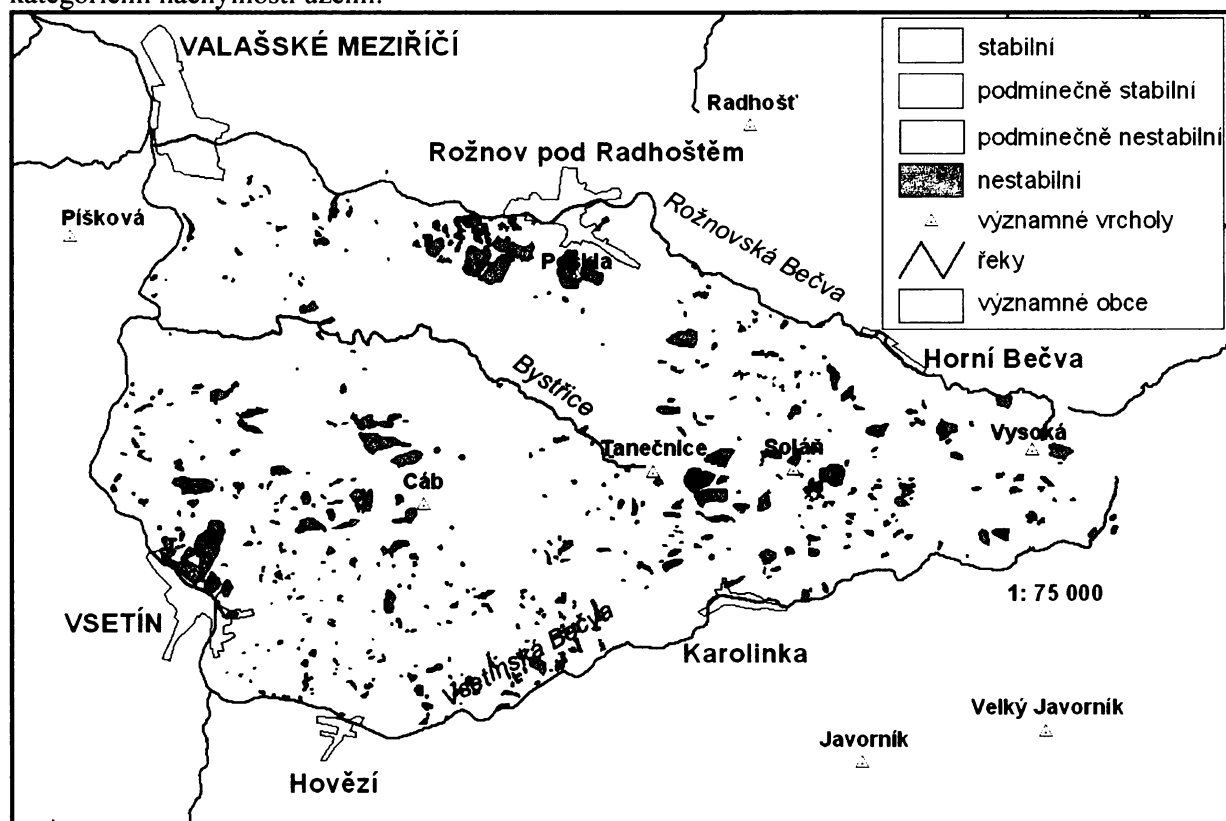
podmínečně nestabilní – území s nejhodnějšími podmínkami pro rozvoj svahových deformací

nestabilní – území, kde v minulosti byl zaznamenán výskyt aktivních a dočasně uklidněných svahových deformací, u kterých lze usuzovat, že se nacházejí v iniciálním nebo rozvinutém stádiu svého vývoje. Do této skupiny svahových deformací byly zařazeny pouze některé

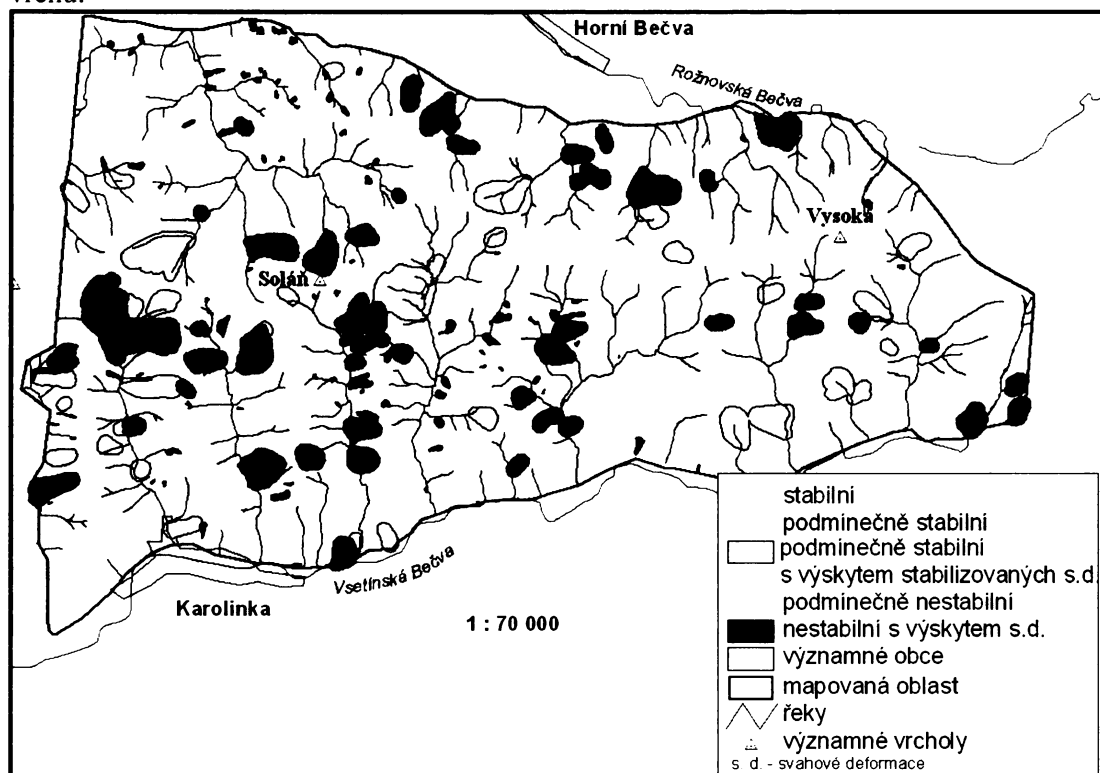
aktivní a dočasně uklidněné svahové deformace, ke kterým byly navíc vytvořeny obalové zóny široké 75 m (kap. 7.1.).

Stabilizované svahové deformace, přesto že pravděpodobně již ukončili svůj vývoj, nelze zcela ignorovat a posuzovat je stejně jako území, kde žádné důkazy vzniku deformací v minulosti nebyly zjištěny. Důvodem je nejen zhoršení pevnostních charakteristik hornin a zemin, které tyto deformace tvoří ("Rybář 1999a), ale také specifické geomorfologické podmínky vytvořené v rámci těchto deformací, které umožnili jejich identifikaci (např. č. 9 v příloze B1). Stabilizované svahové deformace byly proto zahrnuty do podmíněčně stabilní třídy náchylnosti. Ukázka mapy náchylnosti ke vzniku svahových deformací s třídami náchylnosti definovanými výše uvedeným způsobem je na obr. 27.

Obr. 26 Mapa náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy se čtyřmi kategoriemi náchylnosti území.



Obr. 27 Mapa náchylnosti území ke vzniku svahových deformací pro vybranou část Vsetínských vrchů.



6.5. Vliv svahových deformací na erozi a denudaci Vsetínských vrchů

Odnos zvětralinového pláště z určité části reliéfu Vsetínských vrchů se odehrává buď formou náhlého uvolnění a přísunu materiálu do říčního systému během extrémních srážkových událostí („catastrophic supply“, Hovius a kol. 2000) a nebo postupnou dlouhodobou erozí („continuous supply“, Hovius a kol. 2000). Svahové deformace mohou přispívat k oběma formám odnosu. Na náhlém přísunu sedimentů do říčního systému se podílí svahové deformace materiálem svých akumulací, z nichž část dosáhne říčního koryta a je bezprostředně transportována z povodí nebo jeho části. Zároveň svahové deformace přispívají k okamžitému zvýšení plošného splachu během extrémních srážkových událostí a v krátkém období i po ní. Ke zvýšení plošného splachu a v některých případech i vzniku stružkové eroze na povrchu svahových deformací, dochází v důsledku porušeného vegetačního a půdního pokryvu.

K denudaci studovaného území přispívají svahové deformace prostřednictvím odnosu materiálu akumulací uložených v korytech vodních toků nebo jejich blízkosti a některými procesy vznikajícími v důsledku specifických geomorfologických poměrů v rámci svahových deformací. Ve studovaném území se jedná o sufozi, vznik erozních rýh, které jsou v některých případech (svahová deformace v údolí Račkova, č. 5 v příloze B1) hluboké až 8 m a dochází v nich k aktivní erozi i pravděpodobně několik set let po vzniku samotné deformace. Dále sem patří zvýšení sklonů svahů (např. odlučné stěny, čela akumulací)

v některých částech deformace, které ovlivňuje intenzitu plošného splachu a v některých případech i stružkové eroze.

Vliv svahových deformací na odnos zvětralinového pláště a modelaci reliéfu se během různých období kvartéru lišil. Identifikování fází zvýšené sesuvné aktivity během holocénu pro různé oblasti (např. Karpaty, Alpy) umožnily četné práce zabývající se datováním vzniku svahových deformací (např. Starkel 1985, Borgatti, Soldati 2002, Margielewski 2002, Dapples, Oswald 2002, Hradecký 2003, Baroň a kol. 2004). Tyto práce ukazují, že k výraznému rozvoji sesuvání během holocénu docházelo především při silných změnách klimatu směrem k vlhčím a chladnějším podmínkám, často spojovaných s postupem alpských ledovců a zvýšením intenzity svahových procesů a říční eroze (Starkel 1985, 1986, 2002).

Závěry o sesuvné aktivitě formulované na základě datovaných svahových deformací z kvartéru je však nutné brát s určitou opatrností a s vědomím, že sesuvné fáze identifikované např. v podmínkách Vnějších Západních Karpat (Margielewski 2002) nemusí odpovídat sesuvným fázím z Alp (Borgatti, Soldati 2002, Dapples, Oswald 2002). Jedním z důvodů je to, že vznik svahových deformací často závisí na lokálních podmínkách. Navíc vhodné klimatické podmínky pro jejich vznik se na základě vlastností horninového prostředí mohou výrazně lišit (Rybář 1999a). Kromě toho, je celá řada svahových deformací, které nevznikly působením klimatických poměrů, ale jako důsledek zemětřesení. Přesto se však datované sesuvné fáze v Margielewski (2002) poměrně velmi dobře shodují s výkyvy vlhkosti na našem území jak je uvádí Ložek (1999). Např. dvě sesuvné fáze, které byly identifikovány na základě datování celkem 12 sesuvů odpovídají vlhkostnímu maximu na konci boreálu a začátku atlantiku. Obdobně dobře korelují další dvě sesuvné fáze s vlhkými výkyvy během epiatlantiku. Zajímavá je identifikace jedné sesuvné fáze, která spadá do období minima vlhkosti, které bylo však charakteristické výraznou destabilizací klimatu (Ložek 1999), takže za nárůst sesuvné aktivity v tomto období mohou být zodpovědné extrémní klimatické jevy (např. bouřky, přivalové deště).

Problematické je také korelování jednotlivých sesuvných fází s dalšími paleogeografickými událostmi, protože získaná data „vzniku“ svahových deformací se většinou vztahují k nejmladší fázi jejich výrazné aktivity, během které vznikly sedimentační prostory, ve kterých se uchoval datovaný materiál. Samotný vznik deformace se tady od tohoto data může výrazně lišit. Příkladem mohou být např. svahové deformace vzniklé během interstadiálů pozdního viselského glaciálu (alleröd, bölling), které mohly být výrazně reaktivovány v holocénu, kdy se klimatické a další podmínky přiblížily těm z doby jejich vzniku. Možnost recentní reaktivace svahových deformací vzniklých v holocénu dokládají současné výzkumy ve Vsetínských vrších (Baroň a kol. 2004).

Kvantifikace vlivu výše popsaných sesuvných fází na odnos materiálu z určitého území, je vzhledem k neúplnosti informací o výskytu (počet, plocha, objem) svahových deformací v holocénu velmi obtížná. Teorii umožňující alespoň matematické řešení tohoto problému formuloval Malamud a kol. (2004a). Vychází z pozorování řady autorů, že četnosti výskytu ploch sesuvů, v jednotlivých sesuvných událostech je možné vystihnout pomocí mocninového rozložení četností (Malamud a kol. 2004a, Guzzetti a kol. 2002, Turcotte a Malamud a kol. 2004a, Hovious a kol. 1997, 2000). Obecně toto rozložení četností předpokládá malou frekvenci výskytu pro velké události (např. velké sesuvy v rámci sesuvné události nebo rozsáhlé požáry na určitém území) a naopak velkou frekvenci pro malé události. Navrhované mocninové rozložení četností bylo použito pro kvantifikaci odnosu materiálu ze studované oblasti. Jeho použití je podmíněno platností následujících předpokladů:

a) Rozložení četnosti výskytu ploch svahových deformací vzniklých během různých sesuvných událostí je možné vystihnout pomocí funkce se všeobecnou platností pro všechny sesuvné události vyvolané různými spouštěcími faktory, v různých podmínkách a to i v geologické minulosti (minimálně holocén).

b) Materiál svahových deformací ohraničený smykovou plochou a jejich povrchem je v rámci uvažovaného časového úseku odnesen ze studované oblasti (např. povodí) a tvoří tak součást bilance dlouhodobé denudace území.

Na základě tří kompletních inventarizačních map různých sesuvných událostí, formuloval Malamud a kol. (2004a) funkci hustoty pravděpodobnostního rozdělení popisující závislost četnosti výskytu ploch sesuvů vzniklých v rámci určité sesuvné události na ploše sesuvu. Tuto funkci vyjádřil následujícím vzorcem:

3)

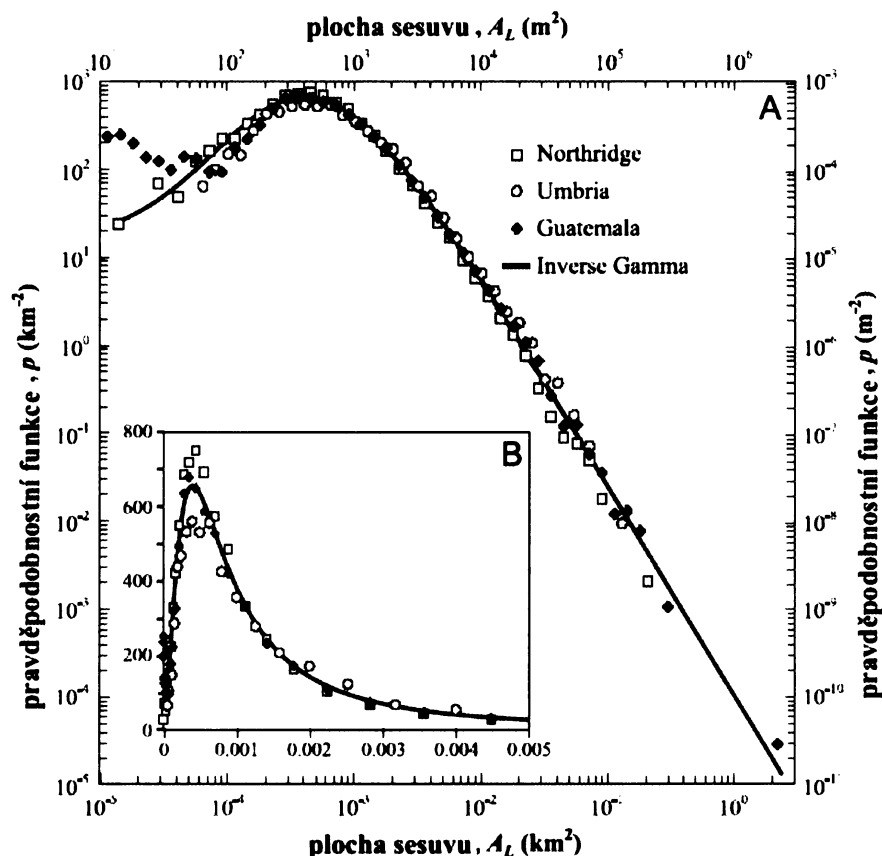
$$p(A_L; \rho, a, s) = \frac{1}{a\Gamma(\rho)} \left[\frac{a}{A_L - s} \right]^{\rho+1} \exp \left[- \frac{a}{A_L - s} \right]$$

kde A_L je plocha sesuvu, ρ , a , s jsou parametry funkce, Γ je gam funkce vyjádřená vzorcem uvedeným v příloze A6. Pro tuto funkci předpokládají autoři obecnou platnost, která znamená, že hustota pravděpodobnostního rozdělení sesuvů pro jednotlivé sesuvné události má vždy stejný průběh (obr. 28) a liší se pouze počtem sesuvů určité velikosti (plochy).

Díky navržené funkci je tedy teoreticky možné, na základě znalosti četnosti výskytu ploch pouze části vzniklých sesuvů, odhadnout celkový počet, plochu a objem sesuvů, které vznikly během jedné nebo celé řady sesuvných událostí. Je ale vždy nutné znát všechny sesuvy s plochou větší než určitý limit. Potom je možné, na základě porovnání známých

četností výskytu ploch sesuvů s křivkou hustoty pravděpodobnostního rozdělení, odhadnout celkový počet a plochu i u zbývající části sesuvů, které nejsou známy.

Obr. 28 Křivka hustoty pravděpodobnostního rozdělení ploch sesuvů A_L (A – logaritmické, B – lineární měřítko) pro tři inventarizace sesuvů uvedené v Malamud a kol. (2004a). Northridge – soubor sesuvů vzniklých v roce 1994 během zemětřesení v Kalifornii obsahuje 11 111 sesuvů; Umbria – sesuvy vzniklé náhlým táním sněhu v lednu 1997 v regionu Umbrie, Itálie zahrnuje 4233 sesuvů; Guatemala – soubor sesuvů vzniklých v roce 1998 v důsledku hurikánu Mitch na území Guatemaly obsahuje 9594 sesuvů.



Další používané metody odhadu denudace způsobené svahovými deformacemi jsou mnohem přesnější než výše popsaná, ale vycházejí pouze ze známých svahových deformací a jsou zaměřeny na posouzení především okamžitého odnosu. Jednou z takovýchto metod je měření objemu materiálu, který byl sesuvy transportován na dno údolí a následně odnesen říčním systémem pomocí porovnání časové série podrobných ortofoto map studovaného území (Catani a kol. 2005). Tento přístup je ovšem možný jen v oblastech pokrytých dostatečně podrobnými leteckými snímky a je možné jej aplikovat maximálně pouze na několik posledních desetiletí. Další možností je odhad objemu materiálu odneseného z odlučné oblasti sesuvu definované její šířkou a výškou odlučné stěny (Hovious a kol. 2000). I v tomto případě se jedná o matematicky formulovaný odhad na základě omezeného množství terénních měření a navíc je zřejmé, že ne veškerý objem odlučné části sesuvu byl transportován do říčního systému a odnesen ze studované oblasti

během uvažovaného období. Teoretický popis dalších metod (bez jejich praktické aplikace) navrhuje Cendrero, Dramis (1996). Aplikovatelnost výše popsaných metod na území Vsetínských vrchů je vzhledem k nedostatku terénních dat velmi obtížná, přesto lze na základě analogie výsledků publikovaných v literatuře a terénních pozorování provést kvalitativní posouzení okamžitého odnosu materiálu během srážkové události v červenci 1997.

6.5.1. Posouzení vlivu svahových deformací vzniklých v červenci 1997 na erozi Vsetínských vrchů

Na zásadní význam červencové události pro bilanci odnosu materiálu lze usuzovat na základě literatury popisující vliv extrémních průtoků na říční systém postižené části Moravy (Hrádek 2000) a zaznamenaného extrémního odtoku plavenin (Hladký ed. 1998), který byl na horních povodích Bečvy, Dřevnice a na Odře v Bohumíně až 60 násobně vyšší než za srovnávací období 1986 – 95. Nejvíce extrémní hodnota se vyskytla na Ostravici ve Starých Hamrech, kde dosáhla 173 násobku průměrného měsíčního odtoku plavenin daným profilem (Hladký ed. 1998). Extremitu události dokazuje fakt, že hodnoty odtoku plavenin naměřené 7. 7. 1997 na tomto profilu dosáhly 29% celkového odnosu za rok 1997 (Hrádek 2000) a množství plavenin naměřených za období 6.-10. července představovalo dokonce 90% z celkového odnosu za rok (Buzek 2005). Nejvyšší hodnoty odtoku plavenin na horních tocích a v horském reliéfu okolí Starých Hamrů dokazují jeho závislost na unášecí schopnosti řek.

Význam extrémních událostí na transport sedimentů dokládají i další studie, které ukazují, že převážná část transportovaného materiálu za delší časový úsek, může být přemístěna během jedné, relativně krátké události. Např. v důsledku extrémních srážek bylo během 2 hodin akumulováno 90% z celkového objemu akumulací úpatní haldy uložených za období 2 let (Krautblatter, Moser 2005). Také regionálně zaměřené práce (např. Eaton a kol. 2003), ukazují, že i více než polovina (47 – 65%) dlouhodobého odnosu plavenin z určité oblasti se může odehrát během jedné události trvající pouze několik hodin.

Podíl svahových deformací na zvýšení koncentrace plavenin během srážkové události v červenci 1997 lze posuzovat pouze nepřímou, na základě celkové evidované plochy postižené sesouváním, kvalitativního odhadu přísunu akumulací svahových deformací do říčního systému a schopnosti vodních toků tento materiál transportovat.

Na základě podílu plochy svahových deformací na celkové rozloze studovaného území (i jednotlivých dílčích povodí) je zřejmé, že vliv svahových deformací na přísunu materiálu během července 1997 byl velmi malý. Celková plocha sesuvů a zemních proudů

vzniklých v červenci 1997 zaujímá maximálně 0,74%⁷ z plochy studované oblasti. Nejvíce zasaženými povodími jsou povodí Raťkovského a Bzového potoka, v prvním případě je podíl plochy svahových deformací na ploše povodí 0,8%, v druhém 0,6%. Vliv svahových deformací na zvýšení plošného splachu během a po srážkové události z července 1997 byl tedy pravděpodobně velmi malý.

Dalším zdrojem materiálu unášeného říčním systémem během červencové události byly akumulace svahových deformací, které byly uloženy přímo v korytech vodních toků nebo jejich bezprostřední blízkosti, kde mohly být ihned erodovány v důsledku zvýšených vodních stavů. Jedním z faktorů, který ovlivňuje, to zda akumulace určité svahové deformace dosáhne do říčního koryta je její délka a vzdálenost odlučné stěny od dna údolí. Průměrná délka plošně zmapovaných svahových deformací (s alespoň jedním rozměrem přesahujícím 50 m) vzniklých v červenci 1997 činila 129 m. Pro plošně menší deformace (s rozměry menšími než 50 m) to bylo 22 m. Na základě provedené analýzy DMR a digitální mapy inventarizace svahových deformací bylo zjištěno, že 25% plošně zmapovaných a 36% menších svahových deformací mohlo zasáhnout svou akumulací do bezprostřední blízkosti vodního toku a mohlo tak přispět k celkové bilanci odnosu. To jaká část akumulace svahové deformace uložené v blízkosti vodního toku bude odnesen záleží na unášecí schopnosti vodního toku. Ta je ovlivněna geometrií řečiště (Hovious a kol. 2000), spádem vodního toku (ovlivňující rychlost proudění) a průtokem v daném místě, který je úměrný odvodňované ploše. Lze tedy říci, že pro přísun materiálu do vodních toků jsou na území Vsetínských vrchů nejučinnější sesuvy a zemní proudy vzniklé přímo v erozních zářezech vodních toků nebo vznikající na erozních svazích přímo spadajících do koryta vodního toku. Efektivita transportu sedimentů do říčního systému je největší u první skupiny svahových deformací jejichž akumulace jsou uloženy většinou přímo v korytě odkud byly z větší části odneseny v důsledku extrémních průtoků již během července 1997. Tyto svahové deformace mívají většinou velmi malý objem, který se pohybuje v řádech desítek m³ a je průměrně 6krát menší než objem ostatních svahových deformací.

Na základě zastoupení ploch odlučných a akumulačních částí svahových deformací v jednotlivých třídách sklonů svahu lze říci, že transport materiálu deformací se odehrává především na svazích se sklony nad 15°, kde leží 58% plochy všech odlučných oblastí, kdežto materiál je ukládán především na svazích do 15°, kde leží 54% plochy všech akumulací svahových deformací vzniklých v červenci 1997.

⁷ Je výsledkem součtu ploch sesuvů získaných terénním mapováním a ploch dopočítaných na základě délky a šířky sesuvů následujícím vzorcem: plocha = 0.832 * (šířka * délka)^{0.984}.

Diskuse ke kapitole 6.5.1.

Kvantitativní odhad objemu materiálu vstupujícího do říčního systému prostřednictvím akumulací svahových deformací uskutečnil na základě detailního studia podrobných ortofotomap Catani a kol. (2005). Tato práce, uskutečněná v údolí Armea, provincie Imperia, SZ Itálie ukazuje, že za období let 1992-2000 pouze 5% sedimentů unášených říčním systémem pocházelo ze svahových deformací. Tento nízký podíl přičítají autoři na vrub malým délkám studovaných svahových deformací. Vzhledem k tomu, že celkový podíl svahových deformací na ploše studovaného území v Itálii byl více než 4krát větší než v případě Vsetínských vrchů je možné předpokládat, že podíl svahových deformací na přísunu sedimentu do říčního systému byl v případě extrémních srážek z července 1997 pravděpodobně výrazně menší než v případě studovaného povodí v práci Catani a kol. (2005).

Terénní pozorování ukazují, že říční systém nebyl ani během extrémní srážkové události z července 1997 schopen transportovat veškerý objem akumulací svahových deformací nově uložených v korytech vodních toků. To se týkalo jak relativně malých sesuvů (foto 6 v příloze A9), tak i těch největších, které byly zodpovědné za přísun rozhodujícího objemu materiálu do říčního systému.

Zvýšení plošného splachu v důsledku vzniku svahových deformací, které lze očekávat na základě analogie např. s prací Buzek (1981), se pravděpodobně rychle (během jedné nebo dvou vegetačních sezón) snížilo v důsledku jejich zarůstání vegetací (foto 7 v příloze A9). Nicméně z povodí Ratkovského potoka je znám případ (foto 8 v příloze A9), kdy narušený povrch sesuvu přetrvává i celá desetiletí (Havránek 1991). Je tedy pravděpodobné, že k možnému zvýšení dlouhodobého odnosu ze studované oblasti přispívají svahové deformace vzniklé v červenci 1997 hlavně materiálem svých akumulací uloženým přímo v korytech vodních toků nebo jejich bezprostřední blízkosti, kde jsou postupně erodovány.

6.5.2. Hodnocení vlivu svahových deformací na dlouhodobou denudaci reliéfu pomocí funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení výskytu ploch svahových deformací ve Vsetínských vrších

Funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení (Malamud a kol. 2004a) vystihující četnost výskytu ploch sesuvů vzniklých v rámci jednotlivých sesuvných události (vzorec 3) byla nejdříve aplikována na plochy sesuvů vzniklých během července 1997. I vzhledem přes určitou nehomogenitu vstupních dat (kap. 4.2.1.), je podle mého názoru použitý soubor svahových deformací možné považovat za dostatečně kompletní pro aplikaci výše uvedené hypotézy.

Funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení byla aplikována tak, že na základě znalosti součtu ploch svahových deformací větších než stanovená mez (tedy pouze části z celého souboru ploch svahových deformací) byla odhadnuta celková plocha všech sesuvů a zemních proudů na základě teorie uvedené v Malamud a kol. (2004a). Srovnání výsledků získaných pro soubor svahových deformací ze Vsetínských vrchů a z Umbrie, Itálie použitým autory je uveden v tab. 20. Výsledky ukazují, že navržená funkce vystihuje data ze Vsetínských vrchů pouze v případě znalosti 73% a více z celkové plochy všech svahových deformací. Při porovnání se souborem svahových deformací z Umbrie nelze považovat získané výsledky za ověření všeobecné platnosti navržené funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení.

Tab. 20 Výsledky odhadu plochy (A'_{LC}) pro neúplný soubor sesuvů ze Vsetínských vrchů a Umbrie, Itálie (Malamud a kol. 2004a).

A_L (m ²)	odhadnutá plocha všech sesuvů na základě součtu ploch A'_{LC} pro sesuvy $\geq A_L$ (km ²), Vsetínské vrchy	% vyjádření odhadnuté plochy (A'_{LC}) vůči celkové ploše sesuvů pro oblast Vsetínských vrchů	% vyjádření odhadnuté plochy (A'_{LC}) vůči celkové ploše sesuvů pro oblast Umbrie, Itálie (Malamud a kol. 2004a)
100000	1,93	73	18
63100	2,34	88	28
39800	3,06	116	47
25100	3,56	134	61
15800	4,08	159	79
10000	4,01	151	86
6310	3,77	142	90
3980	3,46	130	95
2510	3,21	121	99
1580	3,00	114	101
1000	2,85	108	100
631	2,74	103	100
398	2,67	101	100
158	2,65	100	100

Pro vlastní hodnocení vlivu svahových deformací na dlouhodobou denudaci reliéfu ve Vsetínských vrších bylo použito souboru historických svahových deformací vzniklých během neznámého počtu sesuvných událostí s nejstarší zjištěnou aktivitou před 9 000 ¹⁴C BP (Baroň a kol. 2004). Porovnáním četností známých ploch svahových deformací v uvedeném souboru s navrženou funkcí (vzorec 3) bylo možné odhadnout, že celkový počet svahových deformací vzniklých na území Vsetínských vrchů během posledních 9 000 ¹⁴C byl 63 000 ± 15 000. Jelikož použitý soubor historických svahových deformací obsahuje pouze 654 deformací, znamenalo by to, že plných 98,9% všech svahových deformací vzniklých za

9 000 let bylo zahlazeno v důsledku denudace a antropogenní činnosti. K podobným výsledkům dospěl i Malamud a kol. (2004a), který uvádí, že důkazy až o 99,6% svahových deformací byly zcela zastřeny denudací za posledních 10 000 let. Aplikace funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení dále umožňuje odhadnout celkový objem (příloha A7) a plochu (příloha A8) svahových deformací vzniklých v uvažovaném období, které činí pro Vsetínské vrchy $1,8 \text{ km}^3$ a 194 km^2 , což představuje plných 48% z celkové plochy studované oblasti. Tento odhad ukazuje, že vznik svahových deformací je důležitým procesem vývoje reliéfu studované oblasti.

Celkový odhadnutý objem svahových deformací vzniklých ve Vsetínských vrších během posledních 9 000 ^{14}C let, je možné přepočítat na rychlost denudace studovaného území, která by v tomto případě činila 0,44 mm/rok. Pokud by pro maximální stáří svahových deformací na území Vsetínských vrchů bylo zvoleno období 13 000 let BP, jak naznačují práce z Polských Beskyd (Margielewski, Urban 2002), byla by teoreticky vypočítaná výsledná denudace způsobená pouze svahovými deformacemi 0,3 mm/rok.

7. Diskuse

7.1. Porovnání a zhodnocení výsledků modelů prostorové predikce vzniku svahových deformací pro Vsetínské vrchy

Vzájemné porovnání jednotlivých vypracovaných modelů náchylnosti území Vsetínských vrchů ke vzniku svahových deformací je v důsledku zcela odlišných postupů jejich tvorby i definice výsledných tříd náchylnosti velmi obtížné. Jedinou možností jejich porovnání je relativní srovnání výsledných map náchylnosti. Ale i v tomto případě je nutné si uvědomit, že existují zásadní rozdíly mezi některými heuristickými modely na jedné straně a statistickými nebo deterministickými modely na straně druhé, které jejich vzájemné srovnání značně komplikují.

Z pohledu uživatele nejvíce optimistickými (pouze malá část studovaného území je označena jako nestabilní) modely náchylnosti území k sesouvání je inventarizační mapa svahových deformací a některé, na ní přímo založené heuristické modely (např. Rybář a kol. 1999c). Tyto modely totiž považují za nestabilní pouze ty části území, kde byla zjištěna sesuvná aktivita v minulosti. Vzhledem k většinou nedostatečným historickým informacím o sesuvné aktivitě v geologické, ale i relativně nedávné minulosti (např. 50 let a více) a postupnému zanikání morfologických důkazů existence starších svahových deformací v důsledku eroze, nebo antropogenní činnosti, zaujímají inventarizační mapy většinou pouze malou část zájmových oblastí. To je zvláště výrazné ve Vsetínských vrších, kde historická inventarizační mapa svahových deformací pokrývá pouze 5,7% jejich plochy. Inventarizační mapa neposkytuje informace o míře náchylnosti těch částí území, kde doposud nebyl zaznamenán výskyt svahových deformací.

Mapy náchylnosti území ke vzniku svahových deformací vytvořené pomocí statistických a deterministických metod, jsou z pohledu uživatele spíše pesimistické. Do nestabilní třídy totiž zahrnují i ty části studovaného území, kde v minulosti nebyl zjištěn vznik svahových deformací, ale kde se vyskytují shodné podmínky s místy, kde k sesouvání došlo již dříve, nebo kde model předpoví dostatečně málo stabilní podmínky (jak je tomu v případě deterministických modelů díky výpočtu IS). Nestabilní třída tak u těchto modelů zaujímá větší část zájmových oblastí. Uživatele výsledná mapa náchylnosti upozorní i na potenciálně nebezpečná místa bez známek dřívějšího porušení svahovými deformacemi.

Jednou z metod umožňující vzájemné porovnání všech výsledných map náchylností (tab. 8) je určení predikční schopnosti jednotlivých tříd náchylnosti, tedy efektivity predikce výskytu svahových deformací. Nízké hodnoty (pod 6) koeficientu predikční schopnosti ukazují, že daná třída náchylnosti byla definována náhodně. Všechny třídy náchylnosti

použitých modelů přesáhly tuto hodnotu, i když v případě stabilní třídy náchylnosti u mapy sklonů pouze o jednu desetinu (tab. 21).

Nejlepších výsledků dosáhla mapa náchylnosti území ke vzniku svahových deformací představovaná historickou inventarizační mapou svahových deformací s obalovou zónou 75 m (kap. 4.2.1.) následována modelem SINMAP pro kalibrační region č. 2. Nejhorších výsledků dosáhla pro území Vsetínských vrchů mapa náchylnosti vycházející z mapy sklonů svahů. Znamená to tedy, že pouhé sklony svahů neposkytují vhodnou predikci vzniku svahových deformací ve Vsetínských vrších. Zároveň se ukázalo, že i když model SINMAP (kap. 3.2.) velmi silně závisí na DMR, přinesl v porovnání se sklonovou mapou výrazné vylepšení predikce vzniku svahových deformací (tab. 21), což však nelze považovat za obecně platný závěr. Např. v případě modelového území Aquasparta, Itálie (Klimeš a kol. 2002d) se ukázalo, že model SINMAP (koeficient predikční schopnosti nestabilní třídy 22,5) nezlepšil výrazně prostorovou predikci vzniku sesuvů oproti sklonové mapě (koeficient predikční schopnosti nestabilní třídy 20,8).

Tab. 21 Hodnocení výsledných map náchylnosti území k sesouvání. (s.d. – svahové deformace, podmín. stabilní – podmíněčně stabilní, 1 – výsledná mapa náchylnosti byla porovnána se souborem svahových deformací použitých pro její tvorbu, 2 - výsledná mapa náchylnosti byla porovnána se souborem svahových deformací, který nebyl použitý pro její tvorbu).

Model/třída náchylnosti	Index predikční schopnosti			¹ Hodnocení úspěšnosti a chyby pro soubor "známých" s.d. (podíl s.d. %/podíl stud. území%)			² Hodnocení úspěšnosti a chyby pro soubor "neznámých" s.d. (podíl s.d. %/podíl stud. území%)		
	stabilní	podmín. stabilní	nestabilní	stabilní	podmín. stabilní	nestabilní	stabilní	podmín. stabilní	nestabilní
mapa sklonů	6	16	25	nehodnoceno			4,5/14	20/26	75/60
inventarizační mapa s.d.	16	?	95	nehodnoceno			74/94,5	?	26/5,5
inventarizační mapa s.d. s obalovou zónou 75m	7	?	100	nehodnoceno			30/84	?	70/14
statistický model	10	20	34	18/38	23/26	59/36	25/41	12/22	63/37
SINMAP - region 1	10	19	36	25/52	35/36	40/22	nehodnoceno		
SINMAP - region 2	8	16	59	24/64	11/14	65/22	nehodnoceno		
SINMAP - region 3	9	19	44	23/51	24/25	53/24	nehodnoceno		

Dále bylo možné srovnat všechny vytvořené modely podle hodnocení jejich úspěšnosti a chyby (kap. 3.5.). Nejúspěšnějším modelem byla opět historická inventarizační mapa svahových deformací s obalovou zónou 75 m, která na 14% studovaného území zahrnula do

nestabilní třídy 70% nově vzniklých svahových deformací a chybně lokalizovala pouze 30% plochy svahových deformací z července 1997 na 84% studovaného území definovaného jako stabilní. Druhým neúspěšnějším modelem byl opět model SINMAP pro kalibrační region č. 2, a to i vzhledem k relativně vysoké chybě, kdy na 64% stabilní třídy bylo lokalizováno 24% plochy svahových deformací. Nejmenší chyby dosáhla sklonová mapa v důsledku velmi malého podílu stabilní třídy na studovaném území.

Pouze u statistického modelu náchylnosti bylo možné hodnotit jeho schopnost vystihnout rozmístění jak „známých“ svahových deformací (použitých pro jeho tvorbu) tak i „neznámých“ a to díky časovému rozdělení souboru svahových deformací. Model dosáhl lepších výsledků v případě porovnání s „neznámým“ souborem svahových deformací.

Tab. 22 Hustota výskytu svahových deformací v rámci jednotlivých tříd náchylnosti území k sesouvání (s.d. – svahová deformace, * hodnoceno pro soubor „neznámých“ svahových deformací, které nebyly použity pro vytvoření daného modelu).

Model/třída náchylnosti	Hustota svahových deformací na jednotlivých třídách náchylnosti vypočtená poměrem podílu plochy s.d. (%) a podílu plochy třídy náchylnosti na studovaném území (%)		
	stabilní	podmín. stabilní	nestabilní
mapa sklonů	0,3	0,8	1,3
inventarizační mapa s.d.	0,8	nehodnoceno	4,7
inventarizační mapa s.d. s obalovou zónou 75m	0,4	nehodnoceno	5
statistický model	0,6*	0,5*	1,7*
SINMAP - region 1	0,5	1	1,8
SINMAP - region 2	0,4	0,8	3
SINMAP - region 3	0,5	1	2,2

Na základě výše uvedeného hodnocení je neúspěšnějším modelem náchylnosti území k sesouvání pro Vsetínské vrchy historická inventarizační mapa svahových deformací následovaná modelem SINMAP, který dosáhl lepších výsledků než dvourozměrný statistický model. Nejhorších výsledků dosáhla mapa sklonů, statistický model a model SINMAP pro region 2. Tyto výsledky přehledně shrnuje tab. 22.

7.2. Zhodnocení vlivu svahových deformací na denudaci Vsetínských vrchů

Důvody proč funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení ploch svahových deformací navržená Malamud a kol. (2004a) nevystihuje zcela uspokojivě soubor svahových deformací z července 1997 (kap. 6.5.2.) mohou být následující:

- Funkce je obecně platná pouze pro svahové deformace s největšími plochami a četnost výskytu středně velkých a malých deformací silně závisí na místních podmínkách a nelze ji obecně předpovědět. Toto vysvětlení naznačuje např. Pelletier a kol. (1997), který uvádí podobnost mocninového rozložení četností ploch různých souborů svahových deformací hlavně pro velké plochy.
- Parametry „s, a, ρ “ použité pro výpočet funkce mají jen omezenou obecnou platnost a pro každý soubor svahových deformací je nutné je vždy odhadnout znovu na základě známé distribuce jejich ploch.
- Soubor svahových deformací pro Vsetínské vrchy neobsahuje všechny plochy velmi malých sesuvů jejichž rozměry se pohybují od 50 do 10 m, které jsou naopak zahrnuty v použitých inventarizacích v práci Malamud a kol. (2004a). V této práci použité inventarizační mapy jsou kompletní pro sesuvy s rozměrem větším než 5 respektive 15 m. Minimální velikost svahových deformací zahrnutých v inventarizačních mapách je velmi důležitým předpokladem pro ověření platnosti hypotéz formulovaných ve výše citované práci.

Získané výsledky jednoznačně nepotvrzují obecnou platnost funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení ploch svahových deformací jak ji navrhli Malamud a kol. (2004a). Nicméně k jejímu jednoznačnému odmítnutí je potřeba dalších výzkumů.

Určený celkový počet sesuvů vzniklých na území Vsetínských vrchů během posledních 9 000 ¹⁴C ukazuje na značný význam sesouvání pro odnos materiálu a modelaci reliéfu studované oblasti. Zároveň dokazuje intenzitu erozních procesů, které byly schopné zahladit stopy po tak velkém množství svahových deformací.

Vypočítaný odhad denudace území Vsetínských vrchů v důsledku vzniku svahových deformací odpovídá hodnotám uváděným v práci Malamud a kol. (2004b), kde tyto hodnoty dosáhly 0,4 a 2,2 mm/rok. Odhad rychlosti denudace Vsetínských vrchů je pravděpodobně výrazně nadhodnocen neboť uvažovaný objem svahových deformací nebyl ve skutečnosti ze zájmového území zcela odnesen. To platí hlavně u hlubokých komplexních svahových deformací (s hloubkou smykové plochy 15 m a více), u kterých lze na základě jejich současné morfologie a informací o době jejich vzniku (Baroň a kol. 2004) předpokládat, že odstranění celého deformacemi porušeného objemu hornin bude trvat desítky nebo stovky tisíc let. Jedním z důvodů je i to, že v současné době (a pravděpodobně i po větší část holocénu) nebyly vodní toky schopné transportovat jimi přemístěný materiál z povodí. Přínos hlubokých komplexních svahových deformací pro dlouhodobou denudaci území je tedy

omezen unášecí schopností vodních toků. Naopak u mělkých svahových deformací, lze na základě zkušeností s mapováním dočasně uklidněných sesuvů předpokládat, že větší část jimi přemístěného materiálu bude v relativně krátkém časovém horizontu (desítky let a méně) odnesena ze studované oblasti.

Dalším důvodem k nadhodnocení odhadnuté rychlosti denudace je fakt, že uvažovaný věk svahových deformací se může výrazně lišit od skutečné doby jejich vzniku. Což by znamenalo, že k odnosu docházelo během mnohem delšího časového úseku. Problémem je také samotný matematický odhad objemu sesuvů, který je nutné považovat pouze za orientační.

Posouzení zda uvedený odhad rychlosti denudace je reálný nebo ne, na základě výsledků z literatury, je velmi obtížné, protože se jedná o lokálně platný odhad, který se může místně, v závislosti na výskytu svahových deformací, vlastnostech reliéfu a podmínkách jeho vývoje, výrazně lišit. Dalším problémem je, že krátkodobé rychlosti denudace mohou být odlišné od údajů za delší časová období (např. kvartér), během kterých se odnos sedimentů odehrával ve formě nepravidelně se vyskytujících extrémních událostí („pulzů“, Burbank, Anderson 2001). Tato klimaticky kontrolovaná období zvýšeného odnosu sedimentů mohla odpovídat navrženým fázím zvýšené sesuvné aktivity (kap. 6.5.).

Korelace získaných výsledků pro Vsetínské vrchy s údaji o úbytku půdního profilu v horském reliéfu Beskyd (Buzek 1981, 2005) je z důvodu relativně krátkého časového období sběru dat (monitorování probíhá od roku 1976) a odlišných geomorfologických podmínek obou oblastí nemožná. Krátkodobá rychlost denudace horských částí Beskyd uvedená v Buzek 2005 činí v závislosti na litologii 0,5 – 4 mm/rok. Podobně problematické je srovnání odhadu denudace Vsetínských vrchů v důsledku vzniku svahových deformací s dlouhodobou (od sarmatu po současnost) denudací bělokarpatské jednotky zjištěnou na základě AMS (anisotropy of magnetic susceptibility) a K/Ar datování (Bíl a kol. 2004). Důvodem je odlišný časový horizont a metodika zjištění rychlosti denudace v obou územích. Denudace zjištěná Bílem a kol. (2004) za období 14 – 11,5 Ma činila 1400 m, tedy přibližně 0,1 mm/rok.

8. Závěr

Porovnání velikosti (magnituda podle Malamud a kol. 2004a) sesuvné události z července 1997 na území Vsetínských vrchů s případy hromadného vzniku svahových deformací z různých částí světa ukázalo, že se nejednalo o výrazně extrémní událost. Její výjimečnost z regionálního pohledu je ovšem jednoznačná. Metodika pro hodnocení velikosti sesuvných událostí navržená Malamudem a kol. (2004a) je vhodná pro srovnání více událostí pouze tehdy, pokud při tvorbě inventarizačních map byla v porovnávaných případech stanovena stejná hranice nejmenšího rozměru (plochy nebo délky či šířky) svahových deformací zahrnutých do inventarizace. V praxi je tato podmínka jen obtížně splnitelná. Z tohoto důvodu je také porovnání sesuvné události z července 1997 s událostmi uváděnými v práci Malamud a kol. (2004a) jen orientační. Význam nejmenšího rozměru svahových deformací zahrnutých do inventarizační mapy se ukázal v případě události z července 1997 odlišnými hodnotami výsledného magnituda vypočteného na základě plochy zmapovaných svahových deformací a jejich počtu. Plocha je v případě této inventarizace známa pouze u 20% z celkového počtu 1486 zjištěných deformací na území Vsetínských vrchů. Hodnoty magnituda vypočteného na základě plochy (2,9) a počtu (3,2) svahových deformací se sice liší, ale jejich rozdíl není příliš výrazný. Znamená to, že neznámá plocha svahových deformací vzniklých v červenci 1997 není velká.

Celková plocha a průměrná délka svahových deformací vzniklých v červenci 1997 byla, spolu s výsledky ze srovnatelných oblastí (Catani a kol. 2005), použita pro kvalitativní posouzení jejich vlivu na přísun sedimentů do říčního systému během a těsně po srážkové události z července 1997. Podíl plochy vzniklých svahových deformací na studovaném území byl velmi malý (nejvyšších hodnot - 0,8%, bylo dosaženo v povodí Raťkovského potoka), porovnání průměrné délky deformací a vzdálenosti jejich odlučných oblastí od vodních toků ukázala, že pouze 25% plošně zmapovaných svahových deformací mohlo zasáhnout svými akumulacemi do vodních toků. Zároveň terénní pozorování ukázala, že v mnoha případech vodní toky nebyly během srážkové události a ani několik let po ní schopné odnést veškerý materiál akumulací svahových deformací ze svých koryt. Vliv akumulací svahových deformací na přísun materiálu do říčních koryt i vliv obnažené plochy jejich povrchu na zvýšení plošného splachu tedy neměly na zjištěné extrémní hodnoty koncentrace plavenin během srážkové události v roce 1997 (Hladký ed. 1998, Hrádek 2000) velký vliv.

Obecná platnost funkce hustoty pravděpodobnostního rozdělení výskytu ploch svahových deformací vzniklých v rámci určité sesuvné události, uvedené v Malamud a kol. (2004a), nebyla na základě existujících dat pro Vsetínské vrchy jednoznačně potvrzena.

Jedním z možných vysvětlení je neznalost ploch velmi malých sesuvů pro oblast Vsetínských vrchů. Naopak jako obecná vlastnost prostorového rozmístění nově vzniklých svahových deformací se jeví jejich vysoká prostorová stálost. Ta vyjadřuje fakt, že většina nových svahových deformací vznikne buď přímo v místech výskytu starších deformací nebo v jejich bezprostřední blízkosti. Pro svahové deformace z července 1997 bylo například zjištěno, že 70% jejich plochy se nachází na, nebo do vzdálenosti 75 m od starších svahových deformací, obsažených v historické inventarizační mapě svahových deformací.

Definovat nejvíce náchylné části studované oblasti pro vznik svahových deformací bez přihlídnutí k jednotlivým typům deformací, které se vyskytují ve Vsetínských vrších, by nebylo správné. Jednotlivé typy svahových deformací se mohou lišit podmínkami vzniku. Na základě dostupných data byly definovány dva odlišné typy svahových deformací. Jedním jsou mělké sesuvy zpracované modelem SINMAP (kap. 3.2.) a do další skupiny patří sesuvy a zemní proudy z července 1997 s alespoň jedním rozměrem větším než 50 m (dále svahové deformace z července 1997). Správnost takového rozdělení ukázaly výsledky jednotlivých modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací.

Dílčí hodnocení náchylnosti jednotlivých podmínek prostředí pro sesuvy a zemní proudy z července 1997 ukázalo, že nejvíce náchylná třída sklonu svahů je 33° - 39° . Celkově však svahy se sklony nad 33° zauímají pouze 0,4% z celkové rozlohy Vsetínských vrchů, proto je pro tvorbu map náchylnosti důležitější druhý nejvíce náchylný interval sklonů svahů 12° - 15° . Náchylnost svahů se sklony nad 33° je možné vysvětlit vysokým smykovým napětím a přítomností vhodného materiálu pro vznik svahových deformací. Vysokou náchylnost svahů se sklony 12° - 15° je možné dát do souvislosti s dostatečnou infiltrací srážkové vody při dostatečně vysokém smykovém napětí způsobeném sklonem svahů. Dále bylo zjištěno, že nejvíce náchylné na vznik svahových deformací z července 1997 jsou následující litostratigrafické jednotky: belovežské souvrství, drobně rytmický flyš ístebňanského souvrství a svahové sedimenty. Svahové sedimenty jsou náchylné díky svým hydrologickým vlastnostem a rozšíření hlavně v konkávních částech reliéfu, což umožňuje zvýšenou koncentraci podzemní vody. Vyšší náchylnost ke vzniku svahových deformací také vykazují svahy, kde směry sklonů vrstevních ploch odpovídají jejich orientacím. Spolehlivá identifikace těchto svahů v regionálním měřítku je však v důsledku omezené dostupnosti spolehlivých výchozů horninového podloží a vysoké proměnlivosti strukturních podmínek Vsetínských vrchů problematická. Vysoká náchylnost ke vzniku svahových deformací z července 1997 byla dále zjištěna u glejových půd, za které je zodpovědné jejich zamokření a výskyt v blízkosti vodních toků. Ke vzniku drobných (s rozměry do 50 m) sesuvů a zemních proudů jsou velmi náchylné břehy vodních toků a erozní svahy v jejich blízkosti (do 40 m od vodních toků).

Výsledky porovnání hodnot FR („failure rate“, Wiczeorek 1994) pro jednotlivé třídy podmínek prostředí pro odlučné a akumulární části svahových deformací ukázaly největší rozdíly pro sklony svahů a litostratigrafické jednotky. V některých případech se ukázalo, že náchylnost litostratigrafických jednotek byla způsobena pouze výskytem akumulací svahových deformací. U těchto litostratigrafických jednotek (např. drobně rytmický flyš istebňanského souvrství, tesácké vrstvy) tedy lze předpokládat, že nerepresentují podmínky důležité pro vznik svahových deformací. V jiných případech byla náchylnost litostratigrafických jednotek definovaná na základě odlučných oblastí výrazně vyšší než při hodnocení celých ploch svahových deformací (např. újezdské vrstvy a hrubě rytmický flyš istebňanského souvrství). Vzhledem k tomu, že se ukázalo, že vytvořený statistický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací (kap. 6.3.3.) je silně závislý právě na litostratigrafických jednotkách, mohly výše zmiňované rozdíly v náchylnosti mezi odlučnými a akumulárními oblastmi být spoluzodpovědné za jeho relativně špatné výsledky. Použití pouze odlučných oblastí pro tvorbu statistického modelu náchylnosti by z výše uvedených důvodů bylo vhodnější. Výsledky statistického modelu také ukázaly, že proměnlivé litologické a strukturní poměry hornin ve Vsetínských vrších lze jen velmi obtížně zachytit v regionálním měřítku a dostupné geologické podklady jsou z tohoto pohledu nedostatečné. Zároveň relativně monotónní (velmi pravidelné zastoupení jednotlivých intervalů sklonů svahů, nízké zastoupení strmých svahů nad 30° a malé rozšíření výrazných lomů spádu svahů) sklonitostní poměry studované oblasti působí, že podmínky vzniku studovaných svahových deformací jsou homogenní na relativně velkých plochách a vymezení areálů s nevhodnějšími podmínkami pro jejich vznik je velmi obtížné.

Přehlednou a srozumitelnou formou prezentace nejvíce náchylných oblastí v rámci studovaného území jsou mapy náchylnosti území ke vzniku svahových deformací vytvořené zvláště pro mělké sesuvy (model SINMAP, kap. 3.2.) a svahové deformace z července 1997 (kap. 3.3.1.). Nicméně nejlepších výsledků při predikci výskytu svahových deformací dosáhla upravená historická inventarizační mapa svahových deformací (kap. 7.1.), která do 14% nestabilní třídy náchylnosti zahrnuje (tedy správně předpověděla) výskyt 70% plochy nově vzniklých (červenec 1997) svahových deformací. Oblasti studovaného území definované jako stabilní jsou dostatečně odolné části reliéfu, kde žádná ze sesuvných událostí zaznamenaných v inventarizační mapě nedokázala narušit jejich stabilitu. Obecně to ovšem neznamena, že by na těchto „stabilních“ částech území nemohly být podmínky pro vznik svahových deformací shodné jako tam, kde k sesouvání již došlo. Důvodů proč plochy s podobně vhodnými podmínkami pro vznik svahových deformací jako ty, kde již deformace byly zaznamenány nejsou porušeny sesouváním je pravděpodobně více. Jedním z vysvětlení je, že za současného stavu prozkoumanosti daného území nebo současné úrovně znalosti procesů vzniku svahových deformací, není možné odlišné podmínky identifikovat.

Pozorovateli se tak zdá, že podmínky na porušené a neporušené části svahu jsou stejné, i když se ve skutečnosti liší. Za „těžko identifikovatelné“ podmínky vzniku svahových deformací lze považovat proudění (zvláště pak preferenční proudění, Šanda 1998) a výšku hladiny podzemní vody nebo místní litologické a strukturní podmínky. Dalším vysvětlením může být tzv. „supply“ nebo „weathering-limited“ teorie vývoje svahů (Summerfield 1991, Hovious a kol. 2000), z které vyplývá, že vývoj svahů je omezen rychlostí zvětrávání, tedy tvorby materiálu vhodného pro transport. Materiálem vhodným pro transport se rozumí nejen určitá mocnost svahovin, ale také jejich určité vlastnosti (např. zrnitost, propustnost, ulehlost, obsah jílových minerálů, soudržnost), které se mohou výrazně měnit i na relativně malých vzdálenostech. Dalším vysvětlením proč sesouváním v rámci jedné sesuvné události bývá postižena pouze část území se shodnými podmínkami pro vznik svahových deformací, je prostorová stálost („spatial persistency“) vzniku nových svahových deformací (např. Cardinali a kol. 1999, Rybář 1999a, Malamud a kol. 2004a). Prostorová stálost v sobě zahrnuje změnu podmínek v důsledku dříve vzniklých svahových deformací zahrnující vznik predisponovaných ploch nespojitosti s výrazně sníženými pevnostními charakteristikami (např. smyková pevnost může odpovídat reziduálním hodnotám), změnu hydrologických poměrů a změnu textury, struktury a úložných poměrů hornin i sedimentů přemístěných svahovými pohyby. Tato změna podmínek, se v důsledku dlouhého časového úseku, který mohl uplynout od předchozí sesuvné události, nemusí na povrchu morfologicky projevat a nemusí být při terénním mapování rozpoznána. Použití historické inventarizační mapy svahových deformací pro oblast Vsetínských vrchů ukázalo důležitost znalosti výskytu svahových deformací v minulosti pro identifikaci míst s opakovanou aktivitou, které je možné považovat za velmi náchylné i ke vzniku svahových deformací v budoucnu. Potvrdila se tak důležitost vytváření, uchovávání a doplňování regionálních databází svahových deformací v průběhu dlouhého časového období. Bylo prokázáno, že terénní mapování nebo interpretace leteckých snímků jsou vhodnými nástroji pro sestavování těchto databází. Získané hodnoty prostorové stálosti nově vzniklých svahových deformací dokazují, že předešlé svahové deformace vytvářejí velmi důležité podmínky pro vznik nových deformací a že tyto podmínky hrají zásadní roli v náchylnosti Vsetínských vrchů ke vzniku svahových deformací.

Odlíšné přístupy tvorby modelu SINMAP (interaktivní volba parametrů nebo volba parametrů popisujících předpokládané podmínky vzniku studovaných sesuvů) vedly k výsledkům, potvrzujícím, že se jedná o vhodný nástroj pro tvorbu map náchylnosti území ke vzniku „mělkých“ sesuvů a zemních proudů a také studia podmínek jejich vzniku. Výsledky modelu SINMAP byly nejvíce ovlivněny reliéfem použitých kalibračních regionů, které se navzájem lišily průměrným sklonem a převýšením ve čtverci 100x100 m (kap. 3.2.2). Nejlepších výsledků dosáhl model v území (kalibrační region 2) s nejnižším

průměrným sklonem a převýšením ,a to díky výskytu strukturně podmíněných suků a hřbetů, na které je vázán vznik svahů s výrazně vyššími sklony než jaké se vyskytují na většině plochy tohoto kalibračního regionu. Podstatně horších výsledků bylo dosaženo v kalibračních regionech s vyššími průměrnými hodnotami sklonů svahů a převýšení, ale s mnohem menšími kontrasty sklonů svahů. Při porovnání výsledků modelu SINMAP s mapou náchylnosti vytvořenou pouze na základě sklonu svahů se ukázalo, že přestože je model SINMAP silně závislý na DMR (a tedy i sklonech svahů) dosáhl mnohem lepších výsledků než mapa náchylnosti vytvořená pouze na základě sklonů svahů. Model SINMAP dosáhl lepších výsledků hlavně díky výpočtu specifických infiltračních oblastí a jejich využití při výpočtu stability svahů. Výsledky modelu jsou výrazně ovlivňuje umístění bodů reprezentujících odlučné oblasti svahových deformací. V této souvislosti se ukázal graf sklonů svahů a specifických infiltračních oblastí jednotlivých sesuvů (obr. 23) jako velmi dobrý nástroj pro rychlé a snadné odhalení nedostatku použitého DMR. Právě vysoká závislost výsledků modelu SINMAP na kvalitě použitého DMR nedovlíla podrobnější hodnocení vztahu výsledků modelu a reálných geotechnických parametrů zemin.

Nejhorších výsledků dosáhl dvourozměrný statistický model, což bylo pravděpodobně způsobeno nedostatečným prostorovým rozlišením tříd jednotlivých vstupních map podmínek prostředí a omezenou platností principu „environmental similarity“, který je základním předpokladem pro tvorbu statistických modelů. Omezení platnosti tohoto principu je způsobeno výskytem svahových deformací různých typů v rámci historické inventarizační mapy, která byla použita pro tvorbu statistického modelu. Pro zlepšení predikce budoucího výskytu svahových deformací by bylo nutné vytvořit zvlášť modely pro různé typy svahových deformací což je vzhledem k nejednotnosti použitých zdrojů pro vytvoření historické inventarizační mapy složité. Tento fakt by měl být brán v úvahu při sestavování inventarizací svahových deformací v budoucnu. V opodstatněných případech lze spojit několik digitálních map podmínek prostředí do jedné vrstvy, čímž lze částečně odstranit nevýhodu, která je společná pro všechny dvourozměrné statistické modely náchylnosti území k sesouvání. Touto nevýhodou je postupné porovnávání vždy pouze jedné nezávisle proměnné (mapa podmínek prostředí) se závisle proměnou (inventarizační mapou svahových deformací). V případě studované oblasti by bylo vhodné spojit litostratigrafické jednotky s agregovanými půdními typy, které v některých případech mohou doplnit informace o vlastnostech povrchové části zvětralinového pláště, která je velmi důležitá pro rozvoj mělce založených (do 4 - 5 m) svahových deformací.

Přestože pro hodnocení výsledků jednotlivých modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací byly použity nejrůznější metody (tab. 21 a 22) ukázalo se, že se jedná

pouze o různé způsoby výpočtu relativního zastoupení⁸ (ve smyslu plochy) svahových deformací ve studovaném území. Výjimkou je metoda hodnocení úspěchu a chyby jednotlivých modelů, která je ovšem do značné míry subjektivní. Vzájemné porovnání výsledků jednotlivých modelů náchylnosti je vzhledem k odlišným východiskům metod jejich tvorby (kap. 3.1.) velmi složité. Některé metody rozdělují studované území pouze na dvě třídy náchylnosti – nestabilní a stabilní (historická inventarizační mapa svahových deformací), jiné se naopak snaží rozdělit studované území podle míry náchylnosti do několika rajónů.

Nejlepším způsobem posouzení náchylnosti území ke vzniku svahových deformací je pravděpodobně terénní šetření zkušeného pracovníka. Tento přístup je však velmi nákladný a časově náročný. Je proto praktické vytvářet metody umožňující hodnocení náchylnosti území v regionálním měřítku s minimální časovou i finanční náročností. Hlavní výhodou těchto modelů je jejich opakovatelnost díky zcela jednoznačným kritériím tvorby, které jsou v prostředí GIS aplikovány stejně vždy na celé studované území. Digitálně zpracované modely náchylnosti umožňují velmi snadnou změnu kritérií jejich tvorby např. v důsledku změny podmínek prostředí nebo znalostí o studovaném území či jevu. Jejich další výhodou je možnost získání celé řady informací o studované oblasti, které je možné terénním šetřením doplnit a případně opravit a které je možné využít při tvorbě modelu náchylnosti. Největším omezením modelů náchylnosti území k sesouvání na regionální úrovni je kvalita a stupeň generalizace (tedy měřítko) vstupních dat, které mimo jiné určují měřítko výsledných map náchylnosti, které nesmí být podrobnější než nejméně podrobná mapa vstupních data.

Zásadním omezením využitelnosti modelů náchylnosti území k sesouvání je to, že žádný z nich se neobejde bez co možná nejvíce spolehlivé a podrobné inventarizace svahových deformací. Vznik takovéto inventarizace je v podmínkách Vsetínských vrchů (a velké části České republiky) možný prakticky pouze detailním terénním šetřením. Použití metod dálkového průzkumu Země je velmi silně limitováno lesními porosty a intenzivním zemědělstvím.

Inventarizační mapa svahových deformací pro vytvoření modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací by měla zobrazovat jejich akumulaci a odlučné části, typ, příčiny vzniku, opakování jevu, relativní stáří nebo dobu vzniku, aktivitu, stádium vývoje, plochu a v případě nemožnosti plošného zákresu i délku a šířku deformací. Jednotlivé třídy svahových deformací je potom možné definovat na základě kombinace výše uvedených kritérií.

Mapy náchylnosti území v regionálním měřítku nemohou nahradit mapy vznikající na základě podrobného terénního mapování, ale mohou výrazně přispět k efektivitě jejich tvorby

⁸ Jedná se o poměr hustoty výskytu svahových deformací v jednotlivých třídách map podmínek prostředí k hustotě jejich výskytu v rámci celého studovaného území.



a prevenci potenciálně vzniklých škod způsobených svahovými deformacemi. Za určitých podmínek je například možné vytvořit mapu náchylnosti pro rozsáhlou oblast na základě podrobnější znalosti pouze její části (tzv. trénovací oblasti). Dále je možné využít mapy náchylnosti např. spolu s územními plány k identifikaci potenciálně nejvíce ohrožených částí studované oblasti.

Resumé

The work is seeking the most accurate spatial prediction of landslide occurrence on regional scale through field mapping of present day as well as previous landslide activity and identifying the most susceptible parts of the study area by the means of GIS based landslide susceptibility models. Several types of models are used to evaluate susceptibility of the studied region. Their results are compared by different validation techniques and along with detailed knowledge of the local geomorphologic conditions are used to outline methodology for the best fitted susceptibility map of the area under study.

The importance of the landsliding for the recent landscape evolution was evaluated through describing the contribution of the landslides to the erosion rates of the study area under conditions of heavy rainfalls.

The study area lays in the Outer Western Carpathians and covers the geomorphic districts of the Vsetínské vrchy Highland and part of the Rožnovská brázda (Demek et al. 1987), which are spreading east and north east of the city of Vsetín situated close to the border with Slovak Republic. This area is formed by flysh rocks with highly variable composition of the competent, permeable sandstone layers and plastic, rather impermeable claystones and siltstones. This area was subject to the avalanche like occurrence of mostly shallow landslides during the floods provoked by heavy rains occurred between 4. – 8.7. and 17. – 21.7. 1997 (Rybář, Stemberk 2000).

Several data acquisition techniques were employed to acquire necessary data about landslides originated during the July 1997 rainfall event as well as evidences of previous landslide occurrences. The techniques included aerial photo interpretation and field mapping using mobile GIS technology (ArcPad 5.0.1 software by ESRI and palm top computer iPAQ Compaq) and conventional geomorphologic mapping. The aim of the field work was to gain detailed knowledge about existing landslides within the selected part of the study area and to map important preparatory factors influencing their occurrence. The original data were integrated with available landslide inventory maps to produce several new inventory maps used for the preparation of the landslide susceptibility models. The historical inventory map includes all available information about landslide occurrence prior the rainfall event in 1997. The map was compiled from the results of the field work, data from national landslide inventory database maintained by Geofond and results of detailed landslide inventory mapping managed by CGS (Czech Geologic Survey). Separately was stored information about landslides which occurred during the 1997 rainfall event, from which the specific inventory for the use of SINMAP project was prepared. This inventory had to satisfy requirements of the SINAMP model, therefore all landslides which occurrence was governed

by other causes than the accumulation of water due to shallow sub-surface water flow, had to be eliminated. The selection was done for the most of the study area without detailed knowledge about individual landslides, but the model results prove that the selection was successful.

The susceptibility of the study area was evaluated using different models ranging from the basic to the more sophisticated deterministic and statistical ones. The historical inventory map and slope map were used as basic susceptibility models. Later, the bi-variant statistical model proposed by Carrara et al. (1995) and deterministic SINMAP model (Pack et al. 1998) were employed. All the models were pixel-based with the 10 m x 10 m pixel dimensions. The most important model input data are landslide inventory represented by points and DEM (digital elevation model) for the SINMAP model and historical inventory map with geologic, soil, slope, aspect and distance to the tectonic lines preparatory factors maps for the bi-variant statistical model.

The final susceptibility of the studied area was represented for each of the susceptibility maps by occurrence of the landslides in the historical inventory map, slope classes of the slope map, value of factor of safety (FS) for the SINMAP model and value of calculated resulted weight (RW) for the results of the statistical model. The RW was calculated by following formula:

$$RW = W_{pf1} * FR_{cl1} + W_{pf2} * FR_{cl1} + W_{pf3} * FR_{cl1} + W_{pf4} * FR_{cl1} + \dots\dots$$

W_{pf1} is the weight of the first preparatory factor map (e.g. geologic or slope map) and the FR_{cl1} is the failure rate (Wieczorek 1994) of the first class of the first preparatory factor map (e.g. 0°- 5° for the slope map).

Apart from the susceptibility mapping, separate evaluation of each preparatory factors was made calculating the failure rate. This evaluation was used to compare susceptibility of each preparatory factor for the landslides included in the historical and July 1997 inventory maps. For the later one, separate evaluation of the susceptibility conditions among landslide scar and accumulation areas was performed.

Results of each model represented by landslide susceptibility map were evaluated calculating landslide densities for each susceptibility class and also their predictive power (Chung, Fabbri 2003). The time partitioning of the known landslides and evaluation of the successful prediction by comparing the portion of the study area defined as “unstable” necessary to capture majority of the predicted landslides, were also used. The latest approach allows to defined “mistake” of the model represented by the portion of the total

landslide area or number belonging to the stable class of the susceptibility map. The evaluation of each model is considered the crucial part of the model construction.

Definition of the susceptibility classes should not only classify the predictive values (e.g. FS or RW) calculated by the models, but also needs to explain meaning of each susceptibility class for the users. The classification of the FS values calculated by the SINMAP model, are shown in the table 1. The resulted values of RW index were classified individually for each model.

Tab. 1 Susceptibility class's definition for the SINMAP model is using calculated value of the factor of safety (FS).

value of factor of safety (FS)	susceptibility class
$FS > 1,25$	stable
$1,25 > FS > 1$	conditionally stable
$1 > FS > 0$	unstable

Explanation of the used susceptibility class, which were shown on the susceptibility maps with the traffic light colors are as follows:

- **Stable** – occurrence of landslides is almost excluded, in some cases, only the accumulation parts of the landslides may reach this zone.
- **Conditionally stable** – it is not possible excluded occurrence of the landslides in this zone.
- **Unstable** – parts of the study area with the most suitable conditions for occurrence of the landslides, the landslide occurrence is only the matter of time range of the prediction. The landslide susceptibility map based on the historical inventory map has only two susceptibility classes – stable for areas with now evidence of previous landsliding and unstable for the areas where landslides were identified.

Results

The extend (in terms of number as well as area) and claimed losses of the landslide event from the July 1997 can not be compared with another known event from the study area. Calculation of landslide event magnitude (Malamud et al. 2004a) was used to compare its extreme nature with other landslide events. The resulted magnitude based on area of identified landslides is 2,9 and the magnitude based on their number is 3,2. The magnitudes of landslide events presented in Malamud et al. (2004a) ranged between 3,6 and 4 for both ways of landslide event magnitude calculation.

Qualitative evaluation of the effects of the July 1997 landslide event on the sediment transport in the studied area was made indirectly, through the evaluation of portion of the studied area covered by the landslides from July 1997, their average run-out distance and observed stream's transport capability. The analogy with results from comparable areas was

also used for the evaluation. The highest occurrence of July 1997 landslides was found in the Račkov basin, where they covered 0.8 % of its area. Comparison of the average run-out distance of the mapped landslides (which is 129 m) and distance of their scarp areas from streams showed, that only 25% of the accumulations could reach the valley bottoms and may serve as direct input of the sediment to the river system. The field investigation also proved that the streams, in many cases, were not able to remove substantial part of the landslide accumulations from the river beds. This observation was made several years after the July 1997 rainfall event. Results from comparable areas (Catani et al. 2005) also strengthen the conclusions that the July 1997 landslides did not contributed substantially to the overall river sediment load which reached extreme values during the July 1997 rainfall event (Hrádek 2000, Hladký ed. 1998).

Tab. 2 Landslide densities for the susceptibility classes of used landslide susceptibility models (l. – landslides, * evaluated for the „unknown“ landslides, which were not used for the model preparation).

Model/susceptibility class	Landslide densities calculated for the areas of landslides and susceptibility classes		
	stable	conditionally stable	unstable
slope map	0,3	0,8	1,3
historical l. inventory map	0,8	not available	4,7
historical l. inventory map with buffer of 75 m	0,4	not available	5
statistical model	0,6*	0,5*	1,7*
SINMAP model - region 1	0,5	1	1,8
SINMAP model - region 2	0,4	0,8	3
SINMAP model - region 3	0,5	1	2,2

Comparison of the landslide susceptibility maps (tab. 2) shows that most successful map was constructed based on the historical inventory map. This map was able to capture 70% of the total landslide area within 14% of the studied region defined as unstable. This class was defined by the bodies of mapped landslides and 75 m wide buffers around them. The results of the SINMAP model were mostly affected by the morphometric characteristics of three calibration regions into which the entire study area was divided. The best results were gained in the calibration region with the lowest average slope and occurrence of the

structural ridges with steep slopes that highly contrast with otherwise gently rolled relief of that region. Considerably worst results were gained in the regions with higher average slope, but without high contrast in the relief topography. Interesting is also finding that the SINMAP model was considerably better than the results of susceptibility map based on the slope map. This finding is contrary to the results gained in the Aquasparta region (Umbria, Italy), where the slope map and SINMAP model achieved similar results (Klimeš 2003a).

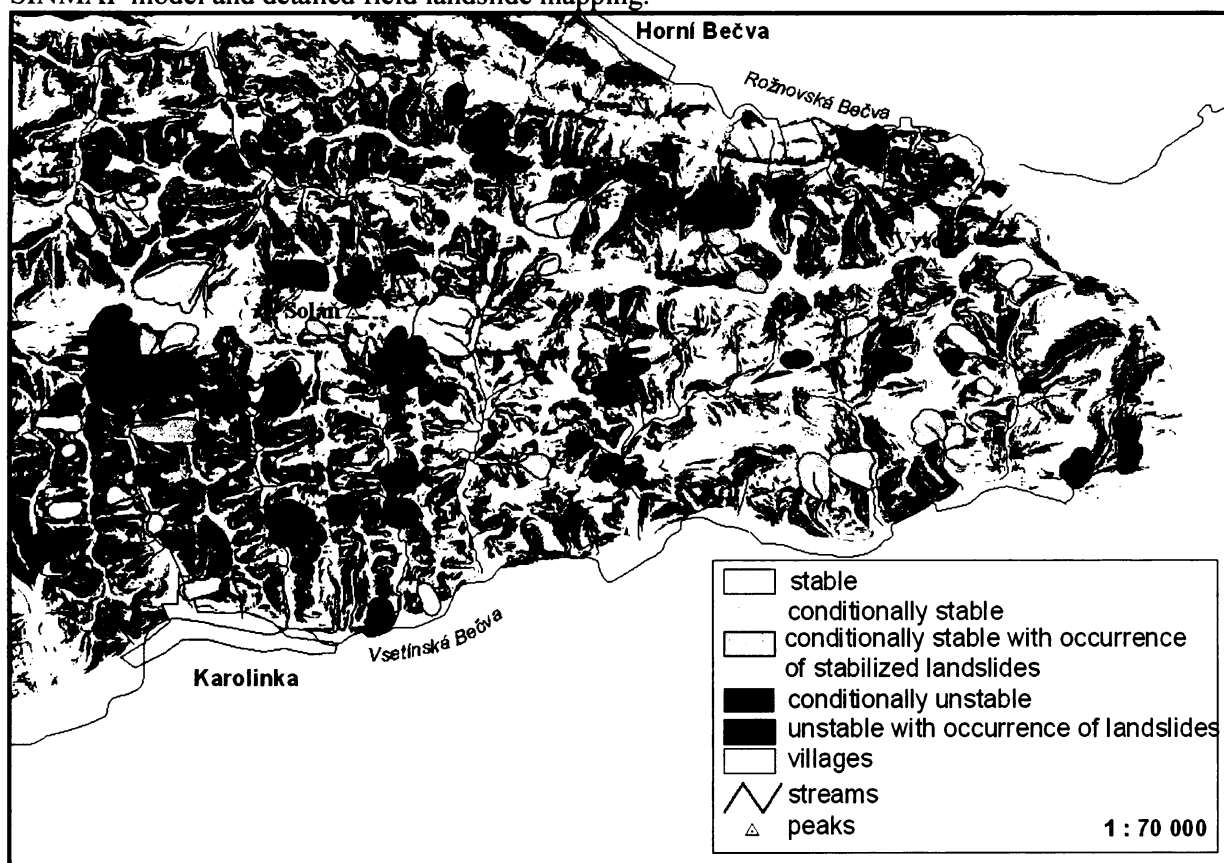
The worst results were gained by the bi-variant statistical model which tested the use of historical inventory map for prediction of the landslides originated in July 1997. The low performance could be partly explained by the presence of the distinct landslide type in the historical inventory, which did not occur during July 1997 event. Another source of errors was poorly defined weights of some of the preparatory factor input layers (defined through analytic hierarchy process, Saaty 1990) and insufficient spatial resolution of the majority of the preparatory factor maps. Results of the statistical model showed that the highly variable lithological and structural conditions of the studied region are very difficult to capture in the regional scale and available geologic maps are not sufficient. At the same time, even frequency distribution of the slope classes leads to formation of large zones with homogenous susceptibility conditions. Therefore to specify the most susceptible areas is very difficult.

The detailed analyses of the susceptibility of each preparatory factor map separately for the scarp and accumulation areas proved differences especially for the geologic conditions and slope dips. Ignoring these differences may also contribute to the low performance of the bi-variant statistical model.

New methodology for preparation of landslide susceptibility maps of the Vsetínské vrchy Highland was suggested. The example of the map constructed by the new methodology is shown on the figure 1. Each stability classes are defined as follows:

- **Stable** – occurrence of landslides is almost excluded, in some cases, only the accumulation parts of the landslides may reach this zone.
- **Conditionally stable** – areas where the stabilized landslides were identified and where it is not possible to excluded occurrence of the new landslides based on results of statistical or deterministic landslide susceptibility models.
- **Conditionally unstable** – areas with the highest susceptibility defined by statistical or deterministic landslide susceptibility models.
- **Unstable** – areas with identified active or potentially active landslides in the initial or developed states of their evolution.

Fig. 1 Landslide susceptibility map of the Vsetínské vrchy Highland prepared according the new definition of the susceptibility classes. The conditionally unstable class was defined using the SINMAP model and detailed field landslide mapping.



Literatura

- Andrusov, D. (1965): *Geológia Československých Karpát*, 3. díl. SAV, Bratislava, 392 s.
- Aynew, T., Barbiery, G. (2005): Inventory of landslides and susceptibility mapping in the Dessie area, northern Ethiopia. *Engineering Geology*, 77, Elsevier, p. 1–15.
- Bajgier-Kowalska, M. (2003): The application of lichenometry in dating of the landslide slopes in the Flysch Carpathians. In: Laciak, J. (ed.): *Abstracts of the Carpatho-Balkan Conference on Geomorphology*, Bratislava, 8.–12. 9. 2003, *Geomorphologica Slovaca*, Vol. 1/2003, Bratislava, p. 16–18.
- Baroň, I., Cílek, V., Krejčí, O., Melichar, R., Hubatka, F. (2004): Structure and dynamics of deep-seated slope failures in the magura flysch nappe, Outer Western Carpathians (Czech Republic). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, EGU, p. 549–562.
- Baroň, I. (2004): Structure, dynamics and history of deep-seated slope failures. Ph.D. Thesis, Institute of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University Brno, Brno, 98 p.
- Baroň, I., Kašperáková, D., Klimeš, J., Kolařík, M. (2005): Vrtné práce v rámci vybraných svahových deformací v oblasti Vsetínska a Zlínska v letech 2004 až 2005. Výzkumná zpráva z projektu „Výzkum a průzkum modelových svahových deformací“, MS, ČGS, Brno, 16 s.
- Barredo, J., Benavides, A., Hevías, J., van Westen, C. J. (2000): Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *JAG*, Vol. 2, Issue 1, p. 9–23.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., Godt, J. W. (2005): TRIGRS – A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. Open-File Report 02-424, 2005, USGS, <http://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-424/>, (last visited July 3, 2006).
- Bíl, M. (2002): Využití geomorfometrických technik při studiu neotektoniky. Disertační práce, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita Brno, Brno, 100 s.
- Bíl, M., Krejčí, O., Franců, J., Hrouda, F., Přichystal, A. (2004): Estimation of the missing eroded sediments in the Bílé Karpaty Unit (Outer West Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpato-Balcanica*, Kraków, p. 59–66.
- Borgatti, L., Soldati, M. (2002): The influence of Holocene climatic changes on landslide occurrence in Europe. In: Rybar J., Stemberk J., Wagner P. (eds.): *Landslides – Proceedings of the 1st European Conference on Landslides*, Prague, Czech Republic, June 24 - 26, 2002, A. A. Balkema, p. 111–116.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S. (2001): *Tectonic geomorphology*. Blackwell Publishing, Massachusetts, 288 p.
- Buzek, L. (1981): Eroze proudící vodou v centrální části Moravskoslezských Beskyd. Svazek 45, SPN, Praha, 50 s.
- Buzek, L. (2005): Vodní eroze lesní půdy. *Vsemír*, 84, duben 2005, Praha, s. 212–216.
- Cáb, R. (2006): Morfostrukturní analýza Vsetínských vrchů. Ročníková práce Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Katedra fyz. geo. a geok., Praha, 60 s.
- Cardinali, M., Ardizzone, F., Galli, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (1999): Landslides triggered by rapid snow melting: the December 1996 - January 1997 event in central Italy. In: *Mediterranean Storms, Proceedings of the EGS Conference in Maratea, Italy, October 1999*, Editoriale Bios, Cosenza, p. 439–448.
- Cardinali, M., Antonini, G., Reichenbach, P., Guzzetti, F. (2001): Photo-geological and landslide inventory map of the Upper Tiber River Basin, Italy, 1:100 000. Publication No. 2116, CNR-GNDCl, SystemCart, Roma, 2001.
- Carlotto, V., Galdos, B., Solís, M., Arias, V., Machicao, O., Mar, P. (2001): Plan para la mitigación de desastres del poblado de Machu Picchu – Aguas Calientes. PROFONAPE – Programa Machu Picchu, Cuzco, 167 p.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., (1995): GIS technology in mapping landside hazard. In: Carrara, A., Guzzetti, F. (eds.): *Geographical information systems in assessing natural hazards*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, p. 135–176.

- Catani, F., Lombardi, L., Menci, S., Moretti, S. (2005): Erosion rates assessment in landslides prone areas. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, Abstracts of the contributions of the EGU General Assembly Vienna, Austria, 24.–29. 4. 2005, EGU 2005, CD ISSN: 1029–7006.
- Cendrero, A., Dramis, F. (1996): The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. *Geomorphology*, 15, Elsevier, p. 191–211.
- Collison, A. J. C., Anderson, M. G., Lloyd, D. M. (1995): Impact of vegetation on slope stability in a humid tropical environment: A modeling approach. *Institution of Civil Engineers, Water, Maritime, and Energy*, 112, p. 168–175.
- Crozier, M. J. (1989): Landslide hazard in the Pacific Islands. In: Brabb, E. E., Harrod, L. B. (eds.): *Landslides: Extent and economic significance. Proceedings of the 28th International geological Congress: Symposium on landslides*, Washington D.C., 17.7.1989, Balkema, Rotterdam, p. 357–366.
- Czudek, T. (2005): *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. Moravské Zemské Muzeum, Brno, 238 s.
- Dapples, F., Oswald, D. (2002): Holocene landslide activity in the Western Swiss Alps – a consequence of vegetation changes and climate oscillations. In: Rybar, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): *Landslides – Proceedings of the 1st European Conference on Landslides*, Prague, Czech Republic, June 24 - 26, 2002, A. A. Balkema, p. 349–354.
- Demek, J. a kol. (1972): *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Academia, Brno, 344 s.
- Demek, J. (1973): Debris movements on slopes in the Moravian flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, Vol. VII, Krakow, p. 68–73.
- Demek J. (1986): Kvantitativní výzkum svahových pohybů ve Vnějších západních Karpatech. *Geografický časopis*, roč. 38, č. 2-3, Bratislava, s. 178 – 185.
- Demek, J. a kol. (1987): *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Praha, Academia, 584 s.
- Demek, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Praha, Academia, 480 s.
- De Vita, P., Reichenbach, P. (1998): Rainfall-triggered landslides: Reference list. *Environmental Geology*, 35, (2-3), Springer-Verlag, p. 219–233.
- Dietrich, W., E., Montgomery, D. R. (1998): Shalstab – A digital terrain model for mapping shallow landslide potential. Technical report NCASI, <http://ist-socrates.berkeley.edu/~geomorph/shalstab/>, (last visited July 3, 2004).
- Dueholm, S. K., Pedersen, A. K. (eds.) (1992): *Geological analysis and mapping using multi-model photogrammetry*. Rapport 156, GGU – Geological Survey of Greenland, Copenhagen, 72 p.
- Dymond, J. R., Ausseil, A. G., Shepherd, J. D., Buettner, L. (2006): Validation of a region-wide model of landslide susceptibility in the Manawatu-Wanganui region of New Zealand. *Geomorphology*, 74, Elsevier, p. 70–79.
- Eaton, L. S., Morgan, B. A., Kochel, R. C., Howard, A. D. (2003): Quaternary deposits and landscape evolution of the central Blue Ridge of Virginia. *Geomorphology* 56, Elsevier, p. 139–154.
- Fabbri, A. G., Chung, CH – J. F., Cendrero, A., Remondo, J. (2003): Is prediction of future landslides possible with a GIS? *Natural Hazards*, 30, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 487–499.
- Glade, T., Crozier, M. J. (2005a): The nature of landslide hazard impact. In: Glade, T., Anderson, M., Crozier, M. J. (eds.): *Landslide hazard and risk*. Wiley, Chichester, 43–74 p.
- Glade, T., Crozier, M. J. (2005b): A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis. In: Glade, T., Anderson, M., Crozier, M. J. (eds.): *Landslide hazard and risk*. Wiley, Chichester, 75 - 138 p.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1996): The influence of structural settings and lithology on landslide type and pattern. *Environmental and Engineering Geoscience*, Vol. II, No. 4, p. 531–555.

- Guzzetti, F., Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Raichenbach, P. (2002): Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, p. 169–183.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Raichenbach, P., Cippola, F., Sebastiani, C., Galli, M., Salvati, P. (2004): Landslides triggered by 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73, p. 229–245.
- Hammond, C., Hall, D., Miller, S., Swetik, P. (1992): Level I stability analysis (LISA) documentation for version 2.0. Gen. Tech. Rep., INT-285., U. S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station, Ogden, UT, 190 p.
- Havránek, J. (1991): Sesuvy ve Vsetínských vrších. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Katedra geografie, Univerzita Palackého, Olomouc, 95 s.
- Havenith, H-B., Strom, A., Caceres, F., Pirard, E. (2006): Analysis of landslide susceptibility in the Suusamyr region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach. *Landslides*, Vol. 3, 2006, Springer-Verlag, p. 39–50.
- Heiland, J. (1997): Translational block-type slope movements – mechanism and examples. Ph.D. Thesis, Faculty of Science, Charles University Prague, Department of engineering geology, Prague, 120 p.
- Hladký, J. (ed.) (1998): Vyhodnocení povodňové situace v červenci 1997 – souhrnná zpráva projektu MŽP ČR. MŽP ČR, Praha, <http://www.chmi.cz/hydro/souhrn/obsah.html>, (poslední přístup na www stránky 3.1.2007).
- Holuša J. (ed.) (2001): Oblastní plán rozvoje lesů pro přírodní lesní oblast č. 41 - Hostýnsko-vsetínské vrchy a Javorníky. Ústav pro hospodářskou úpravu lesů, Brandýs n. L, pobočka Frýdek-Místek.
- Hovius, N., Stark, C. P., Allen, P. A. (1997): Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, Vol. 25, No. 3, p. 231–234.
- Hovius, N., Stark, C. P., Chu, H. T., Lin, J. CH. (2000): Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology*, 108, p. 73–89.
- Hradecký, J. (2003): Příspěvek k poznání chronologie sesuvů v oblasti Slezských Beskyd. In: Mentlík P. (ed.): Geomorfologický sborník 2 - sborník příspěvků z mezinárodního semináře Geomorfologie '03, Nečtiny, 22. - 23. 4. 2003, Západočeská Univerzita v Plzni, Plzeň, s. 271–278.
- Hradecký, J., Pánek, T. (2004): Geomorphology of the Flysch Carpathians: Morphostructural polygenesis and dynamic development of the georelief (on the example of the Western Beskydy Mts., Czech Republic). In: Drbohlav, D., Kalvoda, J., Voženílek, V. (eds.): *Czech Geography at the Dawn of the Millennium*, Czech Geographic Society, Palacky University in Olomouc, Olomouc, p. 41–68.
- Hrádek, M., Ivan, A. (1991): Morfotektonická mapa ČR 1: 200 000, list 25 Gottwaldov. ČGÚ, ČSAV, Praha, 1991.
- Hrádek, M. (2000): Geomorfologické účinky povodně v červenci 1997 na území Severní Moravy a Slezka. *Geografický časopis*, 54, 2000, 4, s. 303–317.
- Hroch, Z. (1999): Svahové pohyby po povodních v roce 1997 a úloha státní geologické služby. *Geotechnika*, roč. 1999, č. 2, Praha, s. 2–4.
- Chung, Ch-J. F., Fabbri, A. G. (2003): Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. *Natural Hazards*, 30, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 451–472.
- Iverson, R. M. (2000): Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, Vol. 36, p. 1897–1910.
- Jacobson, B. R., Cron, E. D., McGeehin, J. P. (1989): Slope movements triggered by heavy rainfall, November 3-5, 1985, in Virginia and West Virginia, USA. In: Schultz, A. P., Jibson, R. W. (eds.): *Landslide processes of the eastern United States and Puerto Rico*. Special paper 236, Geological Society of America, Colorado, 102 p.
- Jaroš, J., Dornič, J. (1980–1983): Praktická fotogeologie včetně prospekce pomocí družic. Př. F. UK, Praha, Geindustria n.p., Praha, 52 s.

- Jelínek, R. (2004): Niektoré problémy vstupných parametrov deterministickej analýzy zosuvného hazardu. In: Klukanová, A., Frankovská, J. (eds.): Zborník vedeckých prác z konferencie Geológia a životné prostredie, Bratislava, ŠGÚDŠ, Bratislava, s. 40–45.
- Kalvoda, J., Prášek, J. (1996): Geomorphological observation in the area of the Bečva geodynamic polygon (the Moravskoslezské Beskydy Mountains). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, Kraków, p. 63–72.
- Kašpar, J., Prokop, V. (1999): Nebezpečí svahových pohybů v údolí Labe na okrese Děčín. Projekt OG MŽP, č. 13/99, ČGÚ č. 6315/99, 35 s.
- Kirchner, K., Krejčí, O. (1997b): Předběžná zpráva o studiu sesuvů aktivovaných během extrémní srážkové činnosti v červenci 1997 na okrese Vsetín. ČGÚ-Ústav geoniky AV ČR, Brno, 105 s.
- Kirchner, K., Krejčí, O. (1998): Předběžná zpráva o studiu sesuvů aktivovaných během extrémní srážkové činnosti v červenci 1997 na okrese Vsetín. ČGÚ-Ústav geoniky AV ČR, Brno, 27 s.
- Kirchner, K. (2002): To the distribution of slope deformations in the northeastern vicinity of Zlín town, Vizovická vrchovina Highland (Outer Western Carpathians). In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): Proceedings of the first European conference on landslides, Prague, Czech Republic, June 24. -26. 2002, A. A. Balkema, p. 363–366.
- Kirchner, K., Roštínský, P., Krejčí, O. (2003): Geomorphological aspects of slope deformations in Outer Western Carpathians (Eastern Moravia). In: Laciak J. (ed.): Abstracts of the Carpatho-Balkan Conference on Geomorphology, Bratislava, 8.–12.9.2003, *Geomorphologica Slovaca*, Vol. 1/2003, Bratislava, 38 p.
- Kirchner, K., Roštínský, P. (2005): Působení sesouvání na reliéf severovýchodních částí Vizovické vrchoviny. In: Rypl, J. (ed.): Geomorfologický sborník 4 - sborník příspěvků z mezinárodního semináře Geomorfologie '05, Nové Hradky, 25.–27. 4. 2005, Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice, s. 115–117.
- Klimeš, J. (2000): Analýza faktorů podmiňujících vznik sesuvů na okrese Vsetín. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého Olomouc, Olomouc, 105 s.
- Klimeš, J., Rothová, H. (2001): Svahové deformace na Vsetínsku – pokus o zavedení GIS pro terénní mapování listu 25–23–24. In: Létal, A. (ed.): Sborník příspěvků z výroční konference České geografické společnosti: "Česká geografie v období rozvoje informačních technologií", Olomouc, 25. - 27. 9. 2001, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, s. 175–180.
- Klimeš, J. (2002a): Analýza faktorů podmiňujících vznik sesuvů na okrese Vsetín. Praha, *Geografie - sborník ČGS*, roč. 107, č. 1, s. 40–49.
- Klimeš, J. (2002b): Mapování svahových deformací v okrese Vsetín na listě mapy 25-23-24. Praha, *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001*, ČGS, Praha, s. 162–163.
- Klimeš, J. (2002c): Inventory maps and modelling of slope movements using ArcView software. In: Kirchner, K., Roštínský, P. (eds.): Geomorfologický sborník 1 - sborník příspěvků z mezinárodního semináře "Stav geomorfologických výzkumů v roce 2002", Brno, 10. - 11. 6. 2002, MU Brno, s. 62–64.
- Klimeš, J., Guzzetti, F., Cardinali, M. (2002d): Inventory maps and modelling of slope movements using ArcView software. In: Balej, M., Oršulák, T. (eds.): Geoinformatika - sborník příspěvků z XX. jubilejního sjezdu České geografické společnosti: "Evropská integrace - Česká společnost a krajina", Ústí nad Labem, 28. - 30. 8. 2002, Pedagogická fakulta, UJEP, Ústí nad Labem, s. 59–67.
- Klimeš, J. (2003a): Zhodnocení vlivu geologických podmínek na vznik a prostorové rozmístění svahových deformací s využitím účelových inženýrskogeologických map stabilitních poměrů a technologie GIS. MS, ČGS, Brno, 32 s.
- Klimeš, J. (2003b): Statistické metody tvorby modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací. In: Mentlík, P. (ed.): Geomorfologický sborník 2 - sborník příspěvků z mezinárodního semináře Geomorfologie '03, Nečtiny, 22.–23. 4. 2003, Západočeská univerzita v Plzni, Plzeň, s. 279–285.

- Klimeš, J., Vilímek, V. (2004): Geomorfologický výzkum faktorů podmiňujících vznik svahových deformací v povodí Vsetínské Bečvy. Podrobná závěrečná zpráva ke grantu GA UK č. 224/2001/B-GEO/PRF, MS, Př. F. UK Praha, Praha, 63 s.
- Klimeš, J. (2005): Statistical and GIS based spatial analysis of factors contributing to the landslide evolution, Outer Western Carpathians, Czech Republic. In: Proceedings of the Conference „15. Tagung für Ingenieurgeologie“, Erlangen, 6.–9. 4. 2005, University of Erlangen, Nurnberg, Germany, p. 61–66.
- Kolektiv (1961): Prvotní dokumentace k listu 25-234 Horní Bečva, Ústřední ústav geologický, Praha, 152 s.
- Kováčik, M. (1991): Slope deformations in the flysch strata of the West Carpathians. In: Bell, D. H. (ed): Landslides - Glissements de terrain. Vol. 1, A. A. Balkema, Rotterdam, p. 139–144.
- Kováčik, M., Nagy, A. (2001): Svahové deformácie v Javorníkoch. Zborník referátov z 2. konferencie Geológia a životné prostredie, Bratislava, 24. - 25. 1. 2001, ŠGÚDŠ, Bratislava, s. 25–28.
- Krautblatter, M., Moser, M. (2005): Die Implikationen einer vierjährigen quantitativen Steinschlagmessung für Gefahrenabschätzung, Risikovermindung und die Ausgestaltung von Schutzmassnahmen. In: Proceedings of the Conference „15. Tagung für Ingenieurgeologie“, Erlangen, 6.–9. 4. 2005, University of Erlangen, Nurnberg, Germany, p. 67–72.
- Krejčí, J. (1943): Sesuvná území na Zlínsku. Práce Moravské přírodovědné společnosti, sv. XV., spis 10, Brno, s. 1–22.
- Krejčí, O. (2004): Tektogeneze oblasti styku Českého masivu a Západních Karpat na Moravě. Dis. práce Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita Brno, Brno.
- Krejčí, O., Baroň, I., Bíl, M., Jurová, Z., Hubatka, F., Kirchner, K. (2002): Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Czech Republic triggered by extreme rainfalls in 1997: a case study. Physics and Chemistry of the Earth, 27, 2002, Pergamon, p. 1567–1576.
- Krejčí, O., Baroň, I., Bíl, M., Jurová, Z. (2002): Some examples of deep-seated landslides in the Flysch Belt of the Western Carpathians. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): Proceedings of the first European conference on landslides, Prague, Czech Republic, June 24. - 26. 2002, A. A. Balkema, p. 373–379.
- Kubát, J. a kol. (2002): Předběžná a souhrnná zpráva o hydrometeorologické situaci při povodni v srpnu 2002. Druhá verze, Archiv ČHMÚ Praha, Praha.
- Kudrna, Z., Rybář, J., Bůžek, J., Jánoš, V., Novotný, J. (2003): Výzkum spoušťového faktoru způsobujícího zvýšenou sesuvnou činnost v České republice vlivem enormního zvodnění horninového prostředí. Acta Montana IRSM AS CR, Series AB, 2003, 37, 12, p. 75–84.
- Ložek, V. (1999): Holocén a jeho problematika. Ochrana přírody 54, č.5, s. 131–136.
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (2004a): Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms 29, p. 687–711.
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (2004b): Landslides, earthquakes, and erosion. Earth and Planetary Science Letters 229, p. 45–59.
- Margielewski, W. (2002): Late Glacial and Holocene climatic changes registered in landslide forms and their deposits in the Polish Flysch Carpathians. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): Landslides – Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24.–26. 2002, A. A. Balkema, p. 399–404.
- Margielewski, W., Urban, J. (2002): Initiation of mass movement in Polish Flysch Carpathians studied in the selected crevice type caves. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): Proceedings of the first European conference on landslides, Prague, Czech Republic, June 24. - 26. 2002, A. A. Balkema, p. 399–404.
- Matula, M., Pašek, J. (1986): Regionálna inžinierska geológia ČSSR. ALFA Bratislava, SNTL Praha, 295 s.

- Meentemeyer, R. K., Moody, A. (2000): Automated Mapping of Congormity between Topographic and Geologic Surfaces. *Computers and Geosciences*, 26, Pergamon, p. 815–829.
- Nemčok, A., Pašek, J., Rybář, J. (1974): Dělení svahových pohybů. *Sborník geologických věd - řada HIG 11*, Praha, s. 77–93.
- Nemčok, A. (1982): *Zosuvy v slovenských Karpatoch*. Bratislava, Veda, 320 s.
- Novotný, J., Rybář, J., Stemberk, J. (1997): Increase of landslide activity on the Bohemian Massif, Czech Republic, in 1995. *Landslide News*, 10, p. 19–22.
- Novotný, J. (2000): *Analýza vlivu vody na stabilitu svahu v jílových horninách*. Autoreferát disertační práce k získání vědecké hodnosti kandidáta věd, MS, ÚSMH AV ČR, Praha, s. 27.
- Obdržálková, J. (1992): Landslides in the Hostýnské vrchy Mountains (Moravia). *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Fac. Rer. Natur., Geographica-Geologica*, roč. XXXI, č.109, VUP, Olomouc, p. 77–84.
- Ondrášík, R., Rybář, J. (1991): *Dynamická inženýrská geologie*. SPN, Bratislava, 267 s.
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., Goodwin, C. N. (1998): *Terrain Stability Mapping with SINMAP, Technical Description and Users Guide for version 1.00*. Report No. 4114–0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, Canada, 76 p.
- Pavelka, J., Trezner, J. (eds.) (2001): *Příroda Valašska (okres Vsetín)*. ČSOP ZO 76/06 Orchidea, Vsetín, 504 s.
- Pechanec, V., Klímeš, J. (2004): Model náchylnosti území k sesouvání pro CHKO Bílé Karpaty. In: Engel, Z., Kžížek, M., Vilímek, V. (eds.): *Geomorfologický sborník 3 - sborník prací z mezinárodního semináře, Pec pod Sněžkou, 26.–28. 4. 2004*, Přírodovědecká Fakulta, Universita Karlova Praha, Praha, s. 60–61.
- Pelletier, J. D., Malamud, B. D., Blodgett, T., Turcotte, D. L. (1997): Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides. *Engineering Geology*, 48, p. 255–268.
- Pesl, V. (1989): *Vysvětlivky k základní gologické mapě 1:25 000 25-234 Horní Bečva*. Praha, ÚÚG, 58 s.
- Petley, D. N., Higuchi, T., Ng, K-Y., Dunning, S. A., Rosser, N. J., Petley, D. J., Bulmer, M. H. K. (2005): Towards a new framework for the analysis of slope movements in weathered materials. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, Abstracts of the contributions of the EGU General Assembly Vienna, Austria, 24.–29. 4. 2005, CD ISSN: 1029-7006, European Geosciences Union.
- Prášek, J. (1993): *Geomorfologie pramenné oblasti povodí Rožnovské Bečvy*. Univ. Ostraviensis, *Acta Facultatis Rerum Naturalium, Geographia/Geologia* 1, 136, s. 21–32.
- Pravda, L., Halounová, L., Rybář, J. (2000): Model of landslide detection using remote sensing data and GIS tools. *Acta Montana, Series AB*, 8 (115), (2000), p. 31–38.
- Procházková, D. (2004): *Pojmy*. Odborná zpráva č. 1 z projektu „Metodika pro odhad nákladů na obnovu majetku v územích postižených živelnou nebo jinou pohromou a návrh nouzových systémů komunikace mezi orgány veřejné zprávy při obnově.“ MS, Cityplan spol s.r.o. Praha, Ministerstvo pro místní rozvoj Praha, Praha, 45 s.
- Quitt, E. (1975): *Klimatické oblasti ČSR, 1 : 500 000*. Brno, GgÚ ČSAV.
- Ravinger, R., Štefanek, J. (2004): Analýza niektorých vplyvov na stabilitu svahov. In: Klukanová, A., Frankovská, J. (eds.): *Geológia a životné prostredie, Zborník vedeckých prác vydaný pri príležitosti osemdesiatin prof. Ing. Milana Matulu, DrSc. ŠGÚDŠ*, Bratislava, s. 55–57.
- Reichenbach, P., Guzzetti, F., Cardinali, M. (1998): *Map of sites affected by landslides and floods - the AVI Project, 2nd Edition, 1:1 200 000*. CNR-GNDCl, Publication No. 1782, SystemCart, Roma.
- Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Carrara, A. (2005): Validation of a landslide susceptibility model using event inventory maps. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, Abstracts of the contributions of the EGU General

- Assembly Vienna, Austria, 24.–29. 4. 2005, European Geosciences Union 2005, CD ISSN: 1029–7006.
- Rybář, J., Nemčok, A. (1968): Landslide investigations in Czechoslovakia. Proceedings of the 1st Session of the I.A.E.G., Prague, p. 183–198.
- Rybář, J., Novosad, S. (1989): Coping with landslide problems in Czechoslovakia. In: Brabb, E. E., Harrod, B. L. (eds.): „Landslides - Extent and Economic Significance“, A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, p. 203–211.
- Rybář, J. (1999a): Rozbor příčin zvýšeného výskytu svahových deformací v České republice v červenci 1997. Geotechnika, 2, s. 7 – 14.
- Rybář, J. (1999b): Vliv klimatu na vývoj sesuvů a jiných nebezpečných svahových deformací. In: Sborník přednášek k semináři „Quido Záruba 1899-1993, zakladatel československé inženýrské geologie“, Inf. centrum ČKAIT, Praha, s. 36–45.
- Rybář, J. a kol. (1999c): Hodnocení rizik nestability svahů v oblasti Valašského Meziříčí-Mikulůvka – Jablůnka - Malá Bystřice v Okrese Vsetín. ÚSMH AV ČR Praha, Praha, 100 s.
- Rybář, J., Stemberk, J. (2000): Avalanche-like occurrences of slope deformations in the Czech Republic and coping with their consequences. Landslide News, Vol. 13, Kyoto, p. 28–33.
- Rybář, J., Suchý, J. (2000): The influence of climate on the České Středohoří Mts. slope deformations – data analysis since the 18th century. GeoLines, 11, Prague, p. 69–72.
- Rybář, J. (2001): Mapy náchylnosti území k sesouvání v České republice. In: Zborník referátov z 2. konferencie: “Geológia a životné prostredie“, Bratislava, 24.–25. 1. 2001, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava, s. 22–24.
- Rybář, J., Jánoš, V., Klimeš, J., Nýdl, T., Bůžek, J., Stemberk, J. (2003): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska: zpráva za 3. etapu. MS, ÚSMH AV ČR Praha, Praha, 58 s.
- Saaty, T. (1990): The Analytic Hierarchy Processes. RWS Publ, Pittsburgh, 190 p.
- Schmidt, K. M., Roering, J. J., Stock, J. D., Dietrich, W. E., Montgomery, D. R., Schaub, T. (2001): The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. Can. Geotech. J., Vol. 38, p. 995 – 1024.
- Schuster, R. L., Krizek, J. R. (eds.) (1978): Landslides analysis and control. Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington D.C., 234 p.
- Schuster, R. L., Wieczorek, G. F. (2002): Landslide triggers and types. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): Proceedings of the first European conference on landslides, Prague, Czech Republic, June 24. - 26. 2002, A. A. Balkema, p. 59–75.
- Smolczyk, U. (ed.) (2002): Geotechnical engineering handbook. Vol. 1, Ernst and Sohn, Darmstadt, 430 p.
- Starkel, L. (1985): The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains. Ecologia Mediterranea, 11 (1), p. 91–97.
- Starkel, L. (1986): Holocene climatic changes reflected in the slope and valley floor evolution in European mountains. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 20, Krakow, p. 51–57.
- Starkel, L. (2002): Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). Quaternary International, Vol. 91, Iss. 1, May 2002, p. 25–32.
- Summerfield, M. A. (1991): Global geomorphology. Prentice Hall, London, 537 p.
- Svatoš, A. (1975): Interpretace leteckých snímků při inženýrskogeologickém průzkumu svahových pohybů. Academia, Praha, p. 96.
- Šálek, M., Kráčmar, J., Novák, P., Servák, M. (1997): Využití metod dálkové detekce při povodňových událostech v červenci 1997. Meteorologické zprávy, Vol. 50, p. 177–178.
- Šanda, M. (1998): Proudění vody v půdním profilu na svahu horského povodí. Doktorské disertační minimum, ČVUT, FSv Praha, 56 s.

- Špůrek, M. (1972): Historical catalogue of slide phenomena. Stud. Geographica, 19, Geogr. Ústav ČSAV, Akademia, Brno, 178 p.
- Špůrek, M. (1979): Československá bibliografie svahových deformací. Geofond, ODIS, Praha, 139 s.
- Špůrek, M. (1985): Československá bibliografie svahových deformací – dodatky I. Geofond, Praha, 105 s.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D. G., Leong, E. C. (2002): Controlling parameters for rainfall-induced landslides. Computers and geotechnics 29, Elsevier, p. 1–27.
- Turcotte, D. L., Malamud, B. D. (2004): Landslides, forest fires, and earthquakes: examples of self-organized critical behavior. Physica A 340, p. 580–589.
- Turner, A. K., Schuster, R. L. (eds.) (1996): Landslides – Investigation and mitigation. Special report 247, Transportation research board, Washington D.C., 674 p.
- Valderrama, P., Castillo, L., Cárdenas, J., Carlotto, V., Fidel, L. (2006): Mapa de peligros z simulación del flujo Flo-2D en la Quebrada Runtumayo (Cuzco): alud y flujo de detritos del 12 de octubre del 2005. Proceedings of XIII. Congreso Peruano de Geología, Lima, 17 – 20 Octubre 2006, Sociedad Geológica del Perú, p. 25.
- Van Beek, R. (2002): Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment. Netherlands Geographical Studies, NGS 294, Utrecht, 363 p.
- Van Westen, C. J., van Asch, T. W. J., Soeters, R. (2006): Landslide hazard and risk zonation – why is it still so difficult? Bull. Eng. Geol. Env. 65, Springer-Verlag, p. 167–184.
- Vilímek, V., Zvelebil, J., Klimeš, J., Vlčko, J., Astete F., (2005): Geomorphological investigations at Machu Picchu, Peru. In: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (eds.): Risk Analyses and Sustainable Disaster Management, Springer, p. 49–56.
- Vilímek, V., Klimeš J., Vlčko J., Carreño R. (2006): Catastrophic debris flows near Machu Picchu village (Aguas Calientes), Peru. Environmental Geology, 50, p. 1041 – 1052.
- Voženílek, V. (1997): Digitální data v modelování sesuvů s využitím registru svahových deformací Geofondu ČR. Geografie-sborník české geografické společnosti, roč. 102, č. 4, Praha, s. 254–268.
- Voženílek, V. a kol. (2001): Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. VUP Olomouc, 185 s.
- Wagner, J. a kol. (1990): Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí. Knihovna ČSS, svazek 17, ČSS, Praha, 118 s.
- Wieczorek, G. F. (1994): Landslide susceptibility in the Tully Valley Area. Open File Report, 30, New York, USGS.
- Woznica, L. (2003): Geologická predispozice Západních Karpat Moravy ke svahovým pohybům. In: Baroň, I., Klimeš, J. (eds.): Sesuvy, člověk a krajina - sborník referátů a prezentací z mezinárodního semináře "Sesuvy, člověk a krajina", Hutisko - Solanec, 16.–18. 4. 2003, ČGS pobočka Brno, ÚSMH AV ČR Praha, Praha, Brno.
- Zaitchik, B. F., van Es, H. M. (2003): Applying a GIS slope-stability model to site-specific landslide prevention in Honduras. Journal of Soil and Water Conservation, vol. 58, no. 1, p. 45–53.
- Záruba, Q. (1922-23): Studie o sesuvných terénech na Vsatsku a Valašsku. Brno, Čas. Morav. mus. zem., č. 20 - 21, s. 170–180.
- Záruba, Q., Mencl, V. (1982): Landslides and their control. Praha, 2nd edition, Academia, 324 p.

Seznam publikovaných i nepublikovaných prací

Odborné články

- Klimesš, J. (2002): Analýza faktorů podmiňujících vznik sesuvů na okrese Vsetín. Praha, Geografie - sborník ČGS, roč. 107, č. 1, s. 40–49.
- Klimesš, J. (2002): Mapování svahových deformací v okrese Vsetín na listě mapy 25-23-24. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, ČGS, Praha, s. 162 - 163.
- Klimesš, J. (2003): Mapování svahových deformací v okrese Vsetín na listě mapy 25-41-08. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002, ČGS, Praha, s. 84–86.
- Vilímek, V., Zapata, M. L., Klimesš, J., Patzelt, Z., Santillán, N. (2005): Endangering of the dam stability of Palcacocha Lake by slope movements, Peru. Landslides, 2, 2, Springer, p. 107–115.
- Vilímek, V., Zapata, M. L., Klimesš, J. (2005): Glacial lake outburst floods in the area of Huarás, Cordillera Blanca, Peru. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Vol. 39, Kraków, p. 115–124.
- Vilímek, V., Klimesš, J., Vlčko, J., Carreño, R. (2006): Catastrophic debris flows near Machu Picchu village (Aguas Calientes), Peru. Environmental Geology, 50, p. 1041–1052.
- Vlčko, J., Vilímek, V., Klimesš, J., Carreño, R. (in print, 2006): Katastrofální kamenitý prúd v blízkosti Machu Picchu, Peru. Mineralia Slovaca, 4.
- Vilímek, V., Zvelebil, J., Klimesš, J., Patzelt, Z., Astete, F., Kachlík, V., Hartvich, F. (in print, 2007): Geomorphological research of large-scale slope instability at Machu Picchu, Peru. Geomorphology.

Kapitoly v knihách

- Klimesš, J., Vilímek, V., Vlčko, J. (in print, 2007): Debris flows in the vicinity of the Machu Picchu village, Peru. In: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F. (eds.): Progress in Landslide Science. Springer.

Sborníky z konferencí

- Klimesš, J., Rothová, H. (2001): Svahové deformace na Vsetínsku – pokus o zavedení GIS pro terénní mapování listu 25–23–24. In: Létal, A. (ed.): Sborník příspěvků z výroční konference České geografické společnosti: "Česká geografie v období rozvoje informačních technologií", Olomouc, 25.–27. 9. 2001, Přírodovědecká fakulta, Universita Palackého Olomouc, Olomouc, s.175–180.
- Klimesš, J., Guzzetti, F., Cardinali, M. (2002): Inventory maps and modelling of slope movements using ArcView software. In: Balej, M., Oršulák, T. (eds.): Geoinformatika - sborník příspěvků z XX. jubilejního sjezdu České geografické společnosti: "Evropská integrace - Česká společnost a krajina", Ústí nad Labem, 28.–30. 8. 2002, Pedagogická fakulta, UJEP, Ústí nad Labem, s. 59–67.
- Klimesš, J. (2002): Inventory maps and modelling of slope movements using ArcView software. In: Kirchner, K., Roštínský, P. (eds.): Geomorfologický sborník 1 - sborník příspěvků z mezinárodního semináře "Stav geomorfologických výzkumů v roce 2002", Brno, 10.–11. 6. 2002, MU Brno, s. 62–64.
- Klimesš, J. (2003): Statistické metody tvorby modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací. In: Mentlík, P. (ed.): Geomorfologický sborník 2 - sborník příspěvků z mezinárodního semináře Geomorfologie '03, Nečtiny, 22.–23. 4. 2003, Západočeská univerzita v Plzni, Plzeň, s. 279–285.
- Pechanec, V., Klimesš, J. (2004): Model náchylnosti území k sesouvání pro CHKO Bílé Karpaty. In: Engel, Z., Kžížek, M., Vilímek, V. (eds.): Geomorfologický sborník 3 - sborník prací z mezinárodního semináře, Pec pod Sněžkou, 26.–28. 4. 2004, Přírodovědecká Fakulta University Karlovy v Praze, Praha, s. 60–61.

- Klimes, J. (2005): Statistical and GIS based spatial analysis of factors contributing to the landslide evolution, Outer Western Carpathians, Czech Republic. In: Proceedings of the Conference „15. Tagung für Ingenieurgeologie“, Erlangen, 6.–9. 4. 2005, University of Erlangen, Nurnberg, Germany, p. 61–66.
- Vilimek, V., Zvelebil, J., Klimes, J., Vlcko, J., Astete F., (2005): Geomorphological Investigations at Machu Picchu, Peru. In: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (eds.): Risk Analyses and Sustainable Disaster Management. Springer, p. 49–56.
- Vlcko, J., Vilimek, V., Klimes, J., Carreño, R. (in print, 2006): Katastrofálny kamenitý prúd v Aguas Calientes, Peru. In: Wagner, P. (ed.): Zborník príspevkov z 5. konferencie inžinierskych geológov Geológia a životné prostredie, Bratislava 14.–15.6.2006.
- Vilimek, V., Klimes, J. (in print, 2007): Influence of rapid glacial tongue retreat on surface area of the Palcacocha glacial lake in the Cordillera Blanca, Peru. Proceedings of the Int. Symp. on Landslide Risk Analysis and Sustainable Disaster Management (IPL 2007), 21–24 January 2007, United Nations University, Tokyo.

Sborníky z konferencí - abstrakty a prezentace

- Klimes, J., Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. (2002): Prediction of shallow landslides using the ArcView extensions, Confini-Aquasparta study area, Umbria, Italy. In: Abstracts of Presentations of ECO-GEOWATER workshop "GI and Natural Hazards", Milano, 18.–22. 11. 2002, conference CD, University of Milano Bicocca, Milano, Italy.
- Klimes, J., Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. (2002): Prediction of shallow landslides using the ArcView extensions, Confini-Aquasparta study area, Umbria, Italy. In: Rybář, J. (ed.): Abstracts of the 1st European Conference on Landslides, Praha, 24.–26. 6. 2002, p. 6.
- Klimes, J. (2003): Use of GIS technology for slope stability modelling at a regional scale. In: Laciak J. (ed.): Abstracts of the Carpatho-Balkan Conference on Geomorphology, Bratislava, 8. - 12. 9. 2003, Geomorphologica Slovaca, Vol. 1/2003, Bratislava, p 40.
- Vilimek, V., Zvelebil, J., Viles, H., Klimes, J. (2003): Monitoring of slope movements at Machu Picchu. Conference on mountain hazards research and mitigation, 7.–11. 7. 2003, conference CD, Huaraz, Peru.
- Vilimek V., Zvelebil J., Klimes J., Hartvich F. (2004): Geomorphological research at Machu Picchu. 17th Joint International Geomorphology Conference, 17–20.8.2004, Glasgow, UK.
- Vilimek V., Klimes J., Zapata M.L. (2004): Selected slope movements in the vicinity of the city of Huarás, Ancash, Peru. Conference of International Consortium on Landslides, 18.–24.1.2004, Kyoto, Japan.
- Klimes, J. (2003): Využití GIS pro regionální predikci svahových deformací. In: Baroň, I., Klimes, J. (eds.): Sesuvy, člověk a krajina - sborník referátů a prezentací z mezinárodního semináře "Sesuvy, člověk a krajina", Hutisko - Solanec, 16.–18. 4. 2003, konferenční CD, ČGS pobočka Brno a ÚSMH AV ČR Praha, Praha, Brno.
- Klimes, J., Vilimek, V., Zvelebil, J., Hartvich, F. (2005): Studium sesuvů v okolí Machu Picchu, Peru. In: Baroň, I., Klimes, J.(eds.): Svahové deformace a pseudokras - sborník referátů a prezentací z mezinárodního semináře "Svahové deformace a pseudokras", Ústěk, 11.–13. 5. 2005, konferenční CD, ČGS pobočka Brno a ÚSMH AV ČR Praha, Praha, Brno.
- Vilimek V., Zvelebil J., Klimes J., Vlcko J., Astete F. V. (2005): Geomorphological investigations at Machu Picchu, Peru. First General Assembly of the International Consortium on Landslides., 12.–14. 10.2005, Washington D.C., USA

- Klimesš, J., Vilímek, V., Zvelebil, J. (2006): Svahové deformace v okolí Machu Picchu, Cuzco, Peru. In: Létal, A., Smolová, I. (eds.): Geomorfologický sborník 5, Sborník abstraktů, Olomouc 10.4.–12. 4. 2006, UP Olomouc, ČAG, Olomouc, s. 32.
- Klimesš, J., Vilímek, V. (2006): Přívalové proudy v okolí Machu Picchu, Cuzco, Peru. In: Baroň, I., Klimesš, J., Nedbalová, D. (eds.): Svahové deformace a pseudokras - sborník referátů a prezentací z mezinárodního semináře "Svahové deformace a pseudokras", Ostravice, 10. 5.–13. 5. 2006, konferenční CD, ČGS pobočka Brno a ÚSMH AV ČR Praha, Praha, Brno.
- Vilímek, V., Klimesš, J., Patzelt, Z. (2006): Protrhávání morénových hrází v souvislosti s ústupem zalednění v pohoří Cordillera Blanca, Peru. In: Létal, A., Smolová, I. (eds.): Geomorfologický sborník 5, Sborník abstraktů, Olomouc 10.4.–12. 4. 2006, UP Olomouc, ČAG, Olomouc, s. 72.
- Vilímek, V., Klimesš, J., Zapata, M., Zvelebil, J., Santillán, N. (2006): Glacial lake outburst floods in Cordillera Blanca, history and recent developments. In: Abstracts of the XIII. Congreso Peruano de Geología, Lima, 17–20 Octubre 2006, conference CD, Sociedad Geológica del Perú.
- Vilímek, V., Klimesš, J., Zvelebil, J., Astete, F., Córdoba, J. (2006): Geomorphological investigation and landslide monitoring at Machu Picchu, Peru. In: Abstracts of the XIII. Congreso Peruano de Geología, Lima, 17–20 Octubre 2006, conference CD, Sociedad Geológica del Perú.

Nepublikované zprávy

- Rybář, J., Bůžek, J., Jánoš, V., Klimesš, J., Nýdl, T., Stemberk, J. (2001): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska a Mladoboleslavska: zpráva za 2. etapu. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.
- Rybář, J., Nýdl, T., Jánoš, V., Klimesš, J., Bůžek, J. (2002): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska: zpráva za 3. etapu. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.
- Klimesš, J. (2003): Zhodnocení vlivu geologických podmínek na vznik a prostorové rozmístění svahových deformací s využitím účelových inženýrskogeologických map stabilitních poměrů a technologie GIS. MS, ČGS, Brno, 32 s.
- Rybář, J., Novotný, J., Nýdl, T., Drtina, J., Hartvich, F., Jánoš, V., Klimesš, J., Stemberk, J. (2003): Zpráva o zvýšeném výskytu sesuvů v České republice v zimním období 2002/2003. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.
- Rybář, J., Jánoš, V., Klimesš, Nýdl, T. Bůžek, J., Stemberk, J. (2003): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska: zpráva za rok 2003. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.
- Klimesš, J., Vilímek, V. (2004): Geomorfologický výzkum faktorů podmiňujících vznik svahových deformací v povodí Vsetínské Bečvy. Podrobná závěrečný zpráva ke grantu GA UK č. 224/2001/B-GEO/PRF, MS, Př. F., Universita Karlova Praha, Praha, 63 s.
- Rybář, J., Jánoš, V., Klimesš, Nýdl, T. (2004): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska: zpráva za rok 2004. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.
- Baroň, I., Kašperáková, D., Klimesš, J., Kolařík, M. (2005): Vrtné práce v rámci vybraných svahových deformací v oblasti Vsetínska a Zlínska v letech 2004 až 2005. Zpráva z projektu „Výzkum a průzkum modelových svahových deformací“, MS, ČGS, Brno, 16 s.
- Rybář, J., Jánoš, V., Klimesš, Nýdl, T. (2005): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska: zpráva za rok 2005. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.
- Baldík, V., Krejčí, O. a kol. (2006): Svahové nestability vzniklé jako důsledek extrémního jarního tání v březnu a dubnu 2006. MS na CD, Praha, Brno.
- Rybář, J., Jánoš, V., Klimesš, Nýdl, T. (2006): Hodnocení svahových deformací v oblasti Vsetínska: zpráva za rok 2006. MS, ÚSMH AV ČR, Praha.

Přílohy

Seznam příloh:

- A1 Přehled metod tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací.
- A2 Vzorec pro výpočet indexu stability použitý modelem SINMAP (Pack a kol. 1998).
- A3 Účelová klasifikace svahových deformací vytvořená na základě interpretace leteckých snímků pro studované území Aquasparta, Umbrie, Itálie.
- A4 Účelová klasifikace svahových deformací pro Vsetínské vrchy.
- A5 Příklad použití účelové klasifikace svahových deformací pro mapový list 25-24-21.
- A6 Vzorec gama funkce (Malamud et al. 2004a).
- A7 Výpočet celkového objemu svahových deformací (Malamud et al. 2004a).
- A8 Výpočet celkové plochy svahových deformací vzniklých během jedné sesuvné události (Malamud et al. 2004a).
- A9 Fotografické přílohy

A1 Přehled metod tvorby map náchylnosti území ke vzniku svahových deformací (sestaveno s využitím Carrara a kol.. 1995, van Westen a kol. 1997).

Teoretické metody	deterministické /fyzikální metody/"white box"		mapa náchylnosti je odvozena na základě znalosti fyzikálních a chemických pochodů vedoucích ke vzniku svahových deformací, často se jedná o aplikaci inženýrsko-geologického přístupu v regionálním měřítku - např. modely SINMAP, SHALSTAB, SHETRAN, TRIGRS	kvantitativní metody - nevýhody: problém s přílišným zobecněním vstupních dat
		pravděpodobnostní metody	např. model DELISA kombinuje fyzikální model s pravděpodobnostními metodami odhadu hodnot vstupních parametrů	kvantitativní metody - výhody: jsou založeny na objektivních kritériích hodnocení; jsou opakovatelné s jinými daty
Empirické metody	"data-driven"/ statistické metody/	dvourozměrné analýzy	každý faktor je hodnocen odděleně (hodnocení jedné závisle a jedné nezávisle proměnné), jednotlivé faktory jsou hodnoceny na základě hustoty výskytu svahových deformací v jednotlivých třídách faktorů	
		vícerozměrné analýzy	metoda se snaží předpovědět vznik svahových deformací (závisle proměnná) na základě souboru známých faktorů (nezávislých proměnných) - diskriminační analýza, logistická regrese	
		analýza pomocí neurálních sítí /„black box“		
	"expert-driven"/ heuristické metody	přímé	mapa náchylnosti je odvozena přímo z geomorfologické mapy a inventarizační mapy sesuvů na základě expertní znalosti hodnotícího geologa	kvalitativní metody - výhody: umožňuje velmi komplexní hodnocení

		nepřímé	<p>mapa náhylnosti odvozena z kombinace několika parametrických (indexových) map, které jsou seřazeny a klasifikovány na základě expertní znalosti hodnotícího geologa</p>	<p>stabilitních poměrů pro každý případ zvlášť</p> <p>kvalitativní metody - nevýhody : zcela záleží na zkušenostech zpracovatele; kritéria hodnocení jsou subjektivní a těžko identifikovatelná dalšími osobami; analýzy lze jen obtížně reprodukovat</p>
--	--	---------	---	---

A2 Vzorec výpočtu indexu stability modelem SINMAP (Pack a kol. 1998).

$$IS = \frac{C + \cos\theta \left[1 - \min\left(\frac{R}{T} \frac{a}{\sin\theta}, 1\right) r \right] \tan\phi}{\sin\theta}$$

A3 Účelová klasifikace svahových deformací (s. d.) vytvořená na základě interpretace leteckých snímků pro studované území Aquasparta, Umbrie, Itálie (Klimeš a kol. 2002d).

Třídy s. d.	Typ deformace	Opakování pohybů	Aktivita
1	zemní sesuv	jednorázová aktivita	aktivní
2	zemní sesuv	opakující se aktivita	aktivní
3	zemní sesuv	jednorázová aktivita	dočasně uklidněný
4	zemní sesuv	opakující se aktivita	dočasně uklidněný
5	zemní proud	jednorázová aktivita	aktivní
6	zemní proud	opakující se aktivita	aktivní
7	zemní proud	jednorázová aktivita	dočasně uklidněný

A4 Účelová klasifikace svahových deformací pro Vsetínské vrchy, část 1. Oranžově jsou vyznačeny nejdůležitější informace, které je nutné získat v terénu, zeleně podbarvená pole vysvětlují možné využití jednotlivých informací s ohledem na tvorbu modelů náchylnosti území ke vzniku svahových deformací (s.d. – svahové deformace).

hloubka smykové plochy	příčiny vzniku (sekundární příčina vzniku)	relativní stáří
mělké do 2 m	nasycení vodou	z roku 1997 a mladší
	nasycení vodou/(eroze potoka/odřez cesty)	před rokem 1997, recentní - dobu vzniku lze určit přibližně
	eroze potoka/odřez cesty	stará s.d., dobu vzniku nelze určit ani přibližně
	nasycení vodou/struktura	
hluboké většinou nad 2 m	struktura/(nasycení vodou)	
	struktura/tektonika/(nasycení vodou)	
	struktura/tektonika/(pohyby blokového typu)	
využití klasifikačních kritéria pro analýzy	správná volba metod a modelů umožňujících objasnění vztahu geologických podmínek a s.d.	ke zhodnocení podílu postižení studovaného území po roce 1997 vzhledem k již dříve postiženému území

hloubka smykové plochy - cílem je identifikovat svahové deformace, které vznikly pouze v kvartérním pokryvu a svou smykovou plochou nezasáhly do rigidního skalního podkladu. Uvedené hodnoty jsou pouze orientační.

příčiny vzniku - zkušenosti z mapování ukazují, že je možné identifikovat několik základních příčin vzniku svahových deformací, které se od sebe významně liší. V tabulce je uvedena převládající příčina a za lomítkem v závorce je uvedena druhotná příčina vzniku deformace. Je možná také kombinace několika příčin vzniku. Cílem je navzájem odlišit svahové deformace se zcela odlišnými příčinami (podmínkami) vzniku, což je jeden ze základních předpokladů pro úspěšnou analýzu vlivu geologických podmínek na vznik svahových deformací; "nasycení vodou" - vznik sesuvu v důsledku silných srážek (nasycení horninového prostředí vodou), žádné jiné konkrétní příčiny není možné stanovit; "eroze potoka" a "odřez cesty" - sesuvy vznikly buď v důsledku podkopání svahu boční erozí potoka nebo ve strmém zářezu cesty; "struktura" - sesuv vznikl v důsledku přítomnosti výrazné geologické struktury - nejčastěji výchoz vrstevní plochy; "tektonika" - vznik sesuvu byl ovlivněn tektonicky porušenými plochami, které byly ověřeny terénním mapováním.

relativní stáří spolu s opakováním jevu do jisté míry nahrazují popis aktivity sesuvů; "starý sesuv, dobu vzniku nelze určit ani přibližně" - by měl charakterizovat hlavně komplexní svahové deformace, ; "před rokem 1997, recentní - dobu vzniku lze určit přibližně" - tato kategorie by měla zahrnovat svahové deformace starší než 1997, u kterých je doba vzniku známa nebo u kterých se předpokládá jejich vznik nebo alespoň aktivita během posledních 100 a méně let, ale v žádném případě se nejedná o deformace, u kterých se předpokládá, že vznikly za výrazně odlišných podmínek, než panují v současnosti

A4, Účelová klasifikace svahových deformací pro Vsetínské vrchy část 2.

opakování jevu	aktivita	typ s.d.	plocha
jednorázová aktivita	aktivní		
opakující se aktivita v recentu	potenciální		
reaktivizovaná komplexní svahová deformace drobnými pohyby	stabilizované		
nezjištěno			
zlepšení predikce postižení území	statistická charakteristika souboru s.d.	statistická charakteristika souboru s.d.	statistická charakteristika souboru s.d. zjištěná ze zákresu v mapě

"**opakování jevu**" - by měla řešit velmi subjektivní hodnocení aktivity svahových deformací, kde ani literatura nenabízí objektivní a jednoznačná řešení; jednorázová aktivita - by byla uvedena u sesuvů, kde neexistují žádné důkazy o vícenásobném postižení daného; opakující se aktivita v recentu - zahrnuje sesuvy, kde na základě morfologie terénu je možné identifikovat např. více generací akumulací a je tedy zřejmé, že na témže místě došlo k několika sesuvným událostem, do této kategorie patří také území, kde se na základě morfologie terénu nebo geofyzikálního průzkumu předpokládá, že aktivní sesuv vznikl v místě, které bylo již v minulosti postiženo svahovými pohyby (není nutné znát přibližnou dobu vzniku předchozí aktivity); reaktivizovaná komplexní svahová deformace drobnými pohyby - zahrnuje případy, kdy v rámci komplexních svahových deformací došlo k drobným sesuvům, které žádným způsobem nesouvisely s reaktivizací původních smykových ploch komplexní deformace, ale postihly např. její čelní akumulární valy.

aktivita a typ deformace odpovídají dělení pohybů Nemčok a kol. (1974);

plocha svahové deformace zjištěna pomocí GIS

A4, Účelová klasifikace svahových deformací pro Vsetínské vrchy část 3.

délka	šířka	Identifikační číslo svahové deformace
statistická charakteristika souboru sesuvů	statistická charakteristika souboru sesuvů	

délka a šířka svahových deformací mohou být zjištěny buď přímo v terénu nebo odečteny z plošného záznamu svahových deformací v prostředí GIS

A5 Příklad použití účelové klasifikace svahových deformací pro list 25-24-21 (s. d. – svahová deformace). Míra rizika je vyjádřena barvami v posledním sloupci - zelená nejnižší, fialová nejvyšší.

Zatřídění jednotlivých svahových deformací podle typu, doby a podmínek vzniku, aktivity a velikosti				Podíl z celkového počtu s. d. * (%)
Typ s. d. a doba jejího vzniku	Opakování jevu	Podmínky a faktory vzniku s.d.	Velikost s. d.	Míra rizika
Stabilizované komplexní s. d. jejichž dobu vzniku nelze určit	nezjištěno	nejasné	větší než 50 m	19
		nejasné s vlivem strukturních podmínek		2
		nejasné, změna geometrie svahu vodní erozí	větší než 50 m	2
			menší než 50 m	1
	dílčí reaktivizace	nejasné	větší než 50 m	1
		nejasné, změna geometrie svahu vodní erozí	větší než 50 m	3
			menší než 50 m	2
	nejasné s vlivem srážek a nasycení vodou	větší než 50 m	3	
Dočasně uklidněné komplexní s. d. jejichž dobu vzniku nelze určit	opakující se aktivita	nejasné s vlivem strukturních a tektonických podmínek	větší než 50 m	2
Dočasně uklidněné sesuvy, zemní a přívalové proudy vzniklé před rokem 1997	jednorázová aktivita	srážky a nasycení vodou	větší než 50 m	3
			menší než 50 m	19
		změna geometrie svahu vodní erozí	větší než 50 m	1
			menší než 50 m	16
	opakující se aktivita	změna geometrie svahu vodní erozí	menší než 50 m	1
Aktivní sesuvy, zemní a přívalové proudy vzniklé v roce 1997 nebo později	jednorázová aktivita	srážky a nasycení vodou	menší než 50 m	1
			větší než 50 m	1
		změna geometrie svahu odřezem cesty	menší než 50 m	3
			změna geometrie svahu vodní erozí	menší než 50 m
	opakující se aktivita	změna geometrie svahu odřezem cesty	menší než 50 m	1
		strukturní podmínky	větší než 50 m	1
srážky a nasycení vodou		větší než 50 m	1	

* Do tohoto sloupce je možné, v případě méně rozsáhlého území uvést seznam identifikačních čísel s. d. zatříděných do jednotlivých kategorií.

A6 Vzorec gama funkce podle Malamuda et al. (2004a).

$$\Gamma(\bar{\xi}) = \int_0^{\infty} y^{\bar{\xi}-1} \exp(-y) dy, \bar{\xi} > 0$$

A7 Výpočet celkového objemu svahových deformací vzniklých během jedné sesuvné události podle Malamuda et al. (2004a).

$$V_L = 0.024 A_L^{1.368}$$

A8 Výpočet celkové plochy svahových deformací vzniklých během jedné sesuvné události podle Malamuda et al. (2004a).

$$A_{LT} [\text{km}^2] = \bar{A}_L N_{LT} = (3.07 \times 10^{-3}) N_{LT}$$



Foto 1 Odlučná stěna svahové deformace v Hošťálkové, fotografie z roku 1919 ze soukromé sbírky D. Růžičkové, Vsetín (autor neznámý).



Foto 2 Bezodtoká sníženina v tylní části dílčí kry komplexní svahové deformace v údolí potoka Kobylská.



Foto 3 Agrární halda uprostřed smrkového lesa v nadmořské výšce 650 m v povodí potoka Mísné.

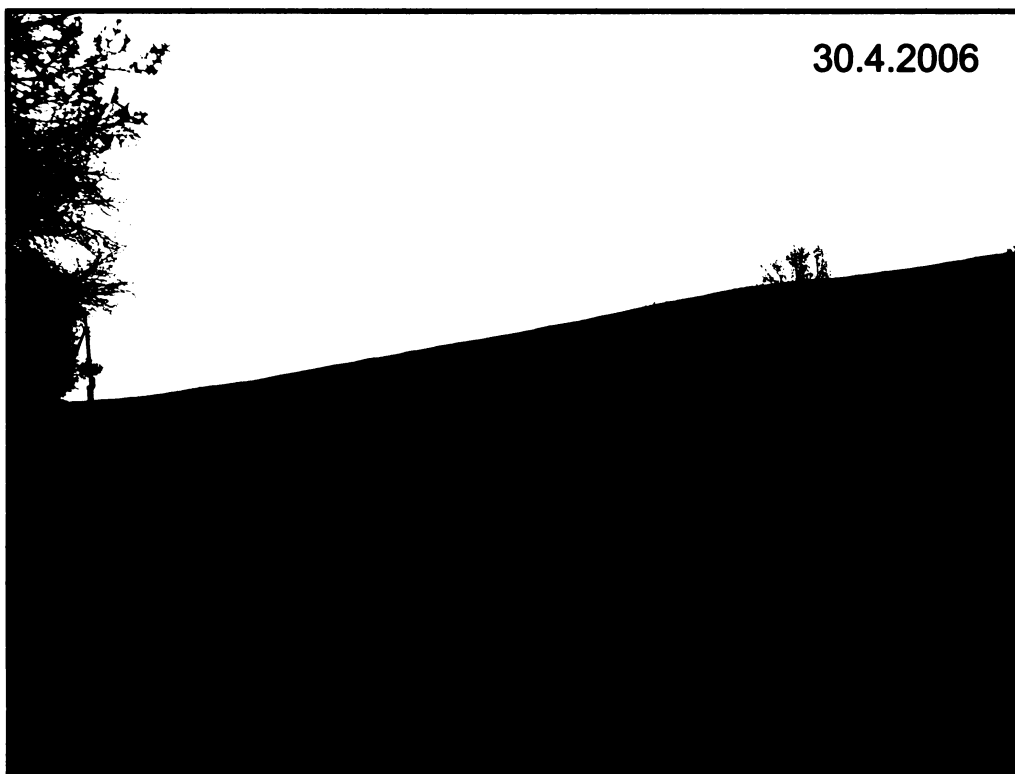
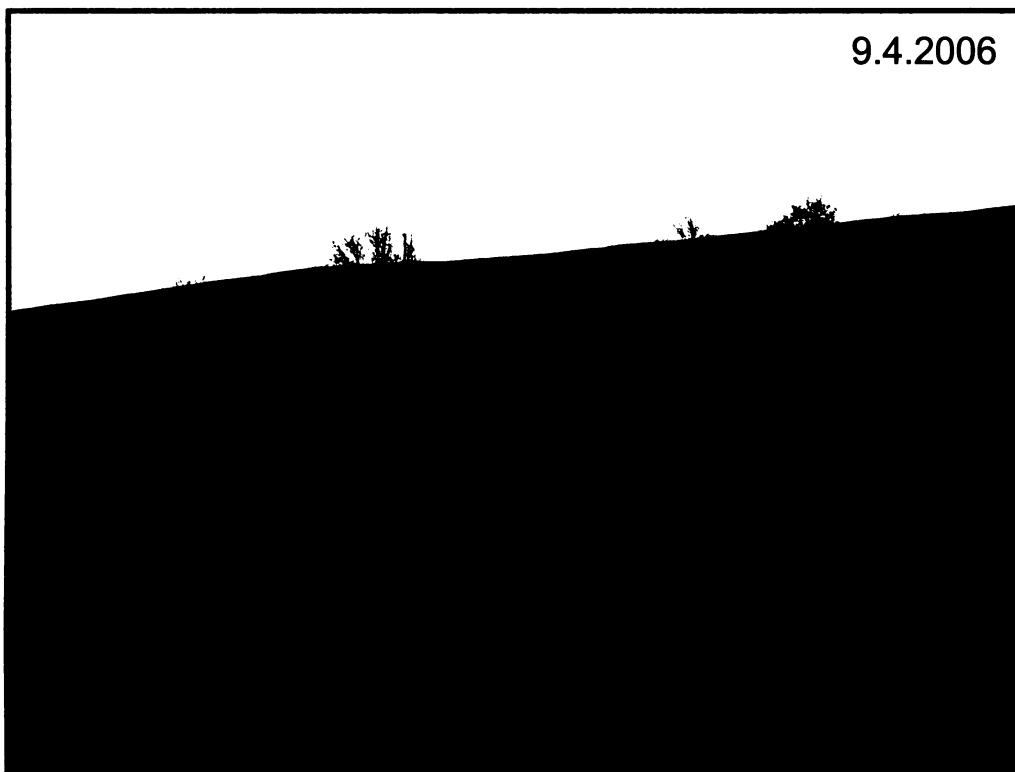


Foto 4 Porovnání fotografií mělkých sesuvů, které vznikly v dubnu 2006 východně od Luhačovic ukazuje možný vliv zemědělské činnosti na uchování důkazů sesouvání.

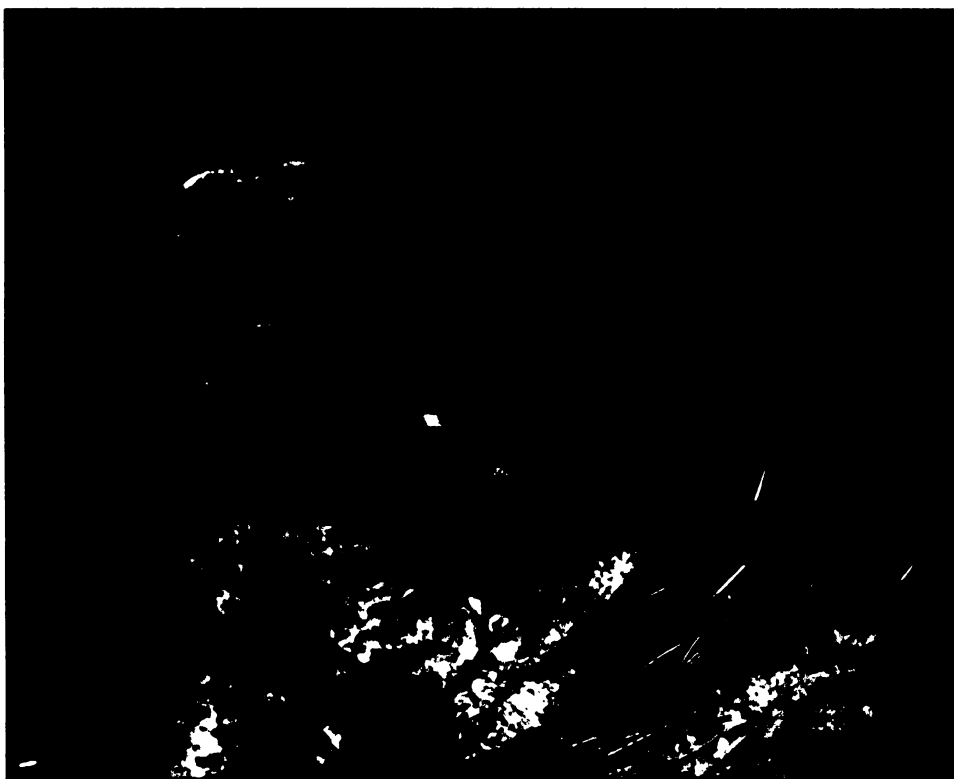


Foto 5 Letecká fotografie z roku 2004 (horní fotografie, [www. mapy.cz](http://www.mapy.cz)) ukazuje (pod číslem 1) zřetelnou obloukovitou linii, která je patrná i bez stereoskopického vjemu. Následující fotografie (šikmý letecký snímek, spodní fotografie) z května 2006 dokazuje, že linie na fotografii z roku 2004 představovala odlučnou hranu svahové deformace, jejíž aktivita se obnovila 3. 4. 2006. Hluboče u Brumova Bylnice, okres Uherský Brod.

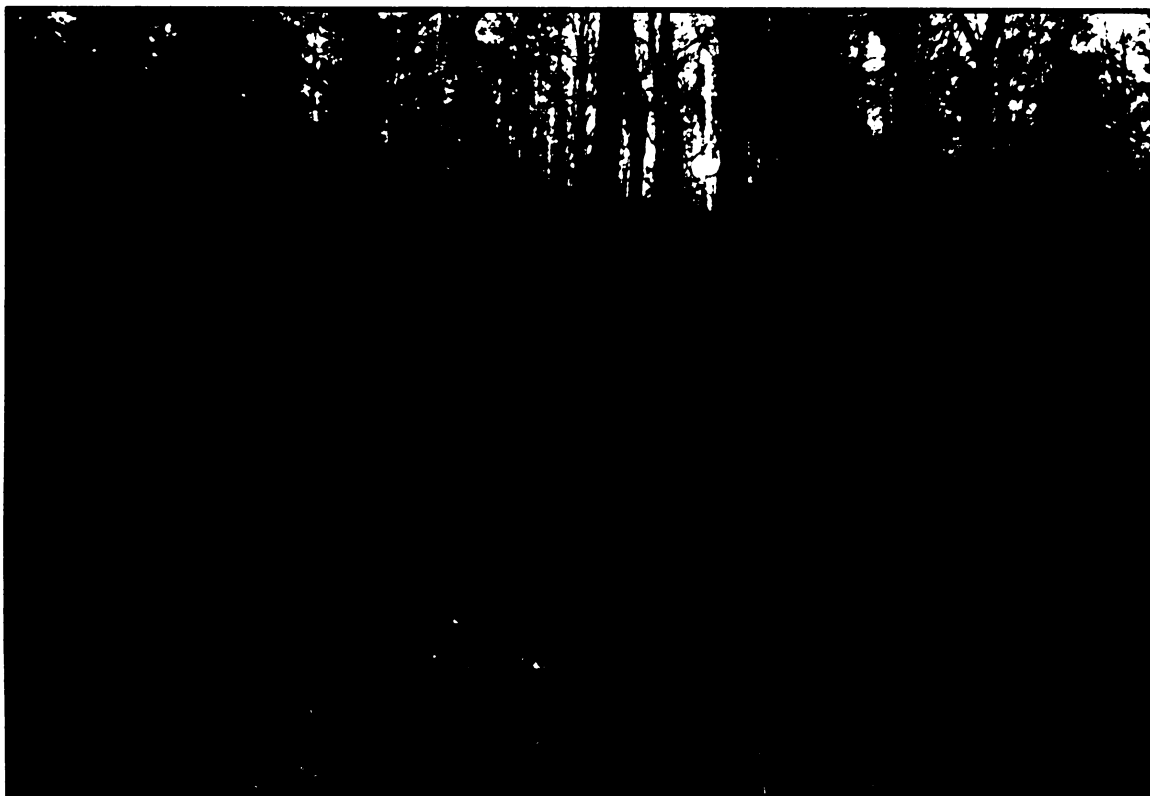


Foto 6 Aktivní sesuv na erozním svahu, zbytek akumulace je patrný v korytě potoka.



Foto 7 Aktivní sesuv translačního typu u vrcholu Kopencová (č. 7 v příloze B1). Sesuv vznikl v roce 1997, ale jeho povrch je velmi silně zarostlý vegetací (fotografie byla pořízena v roce 2003).

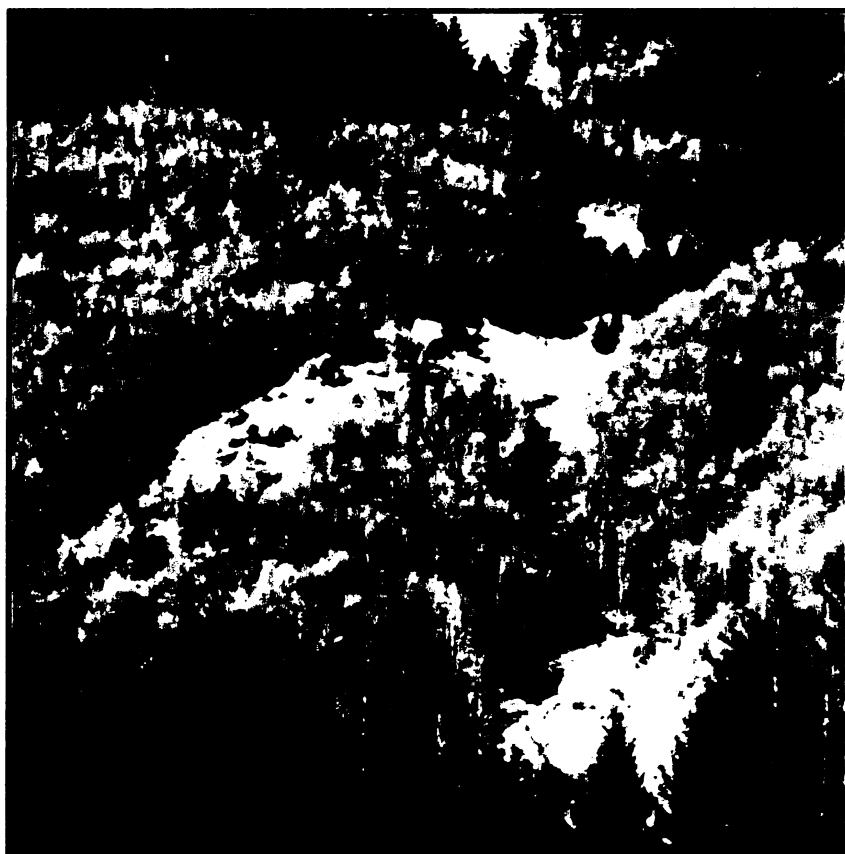


Foto 8 Sesuv v údolí potoka Raďkov, který vznikl v roce 1984, ale jeho tvary a povrch jsou stále čerstvé (fotografie byla pořízena v roce 2003).

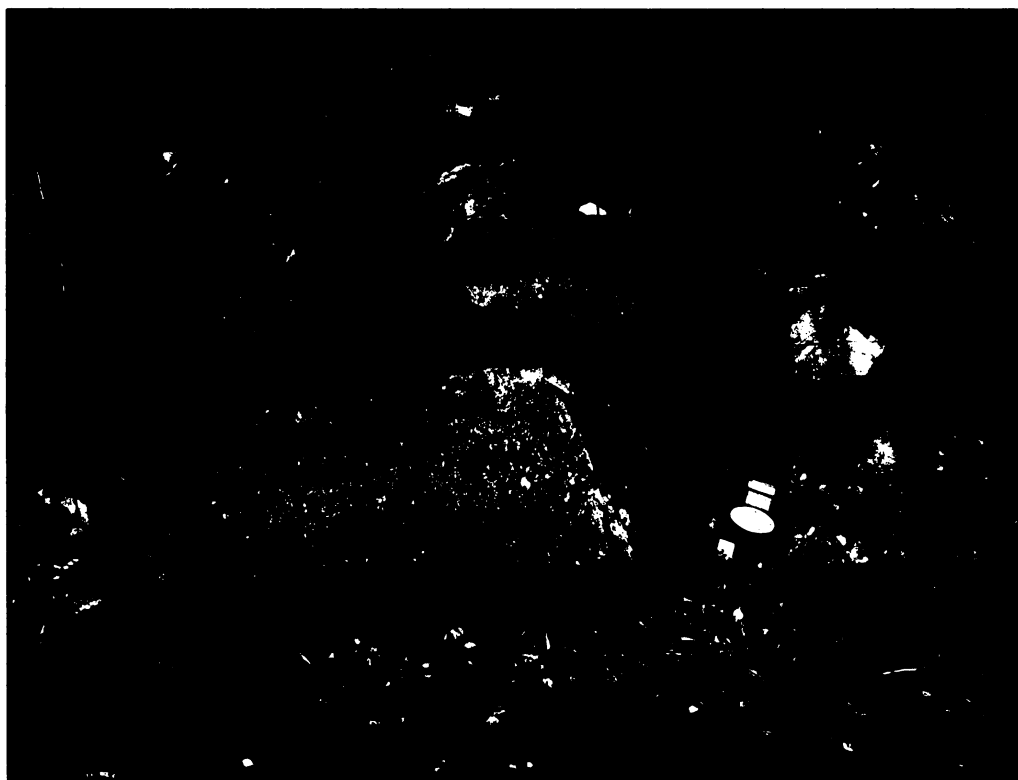


Foto 9 Výchoz lavicovitých vrstev pískovce ráztockých vrstev soláňského souvrství v bezejmenném pravostranném přítoku Solaneckého potoka.

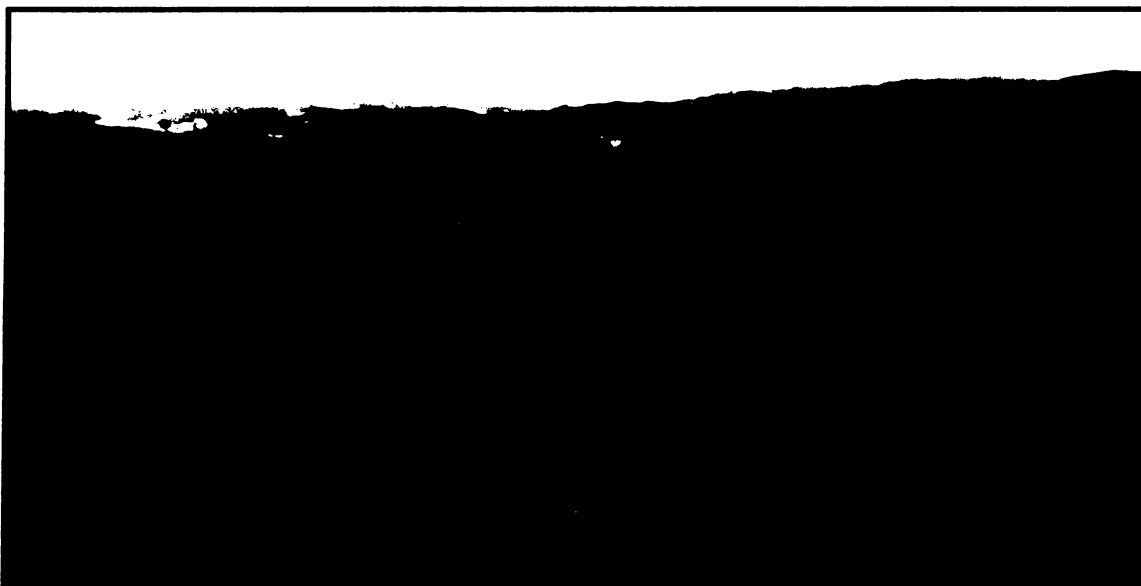


Foto 10 Pohled z turistické rozhledny Súkenická (952,7 m) na jihozápad na centrální část mapového listu 25-24-21. V popředí východní větev údolí Babská, uprostřed fotografie je louka na vrcholu kopce v místní části Na Člověčí (876 m).

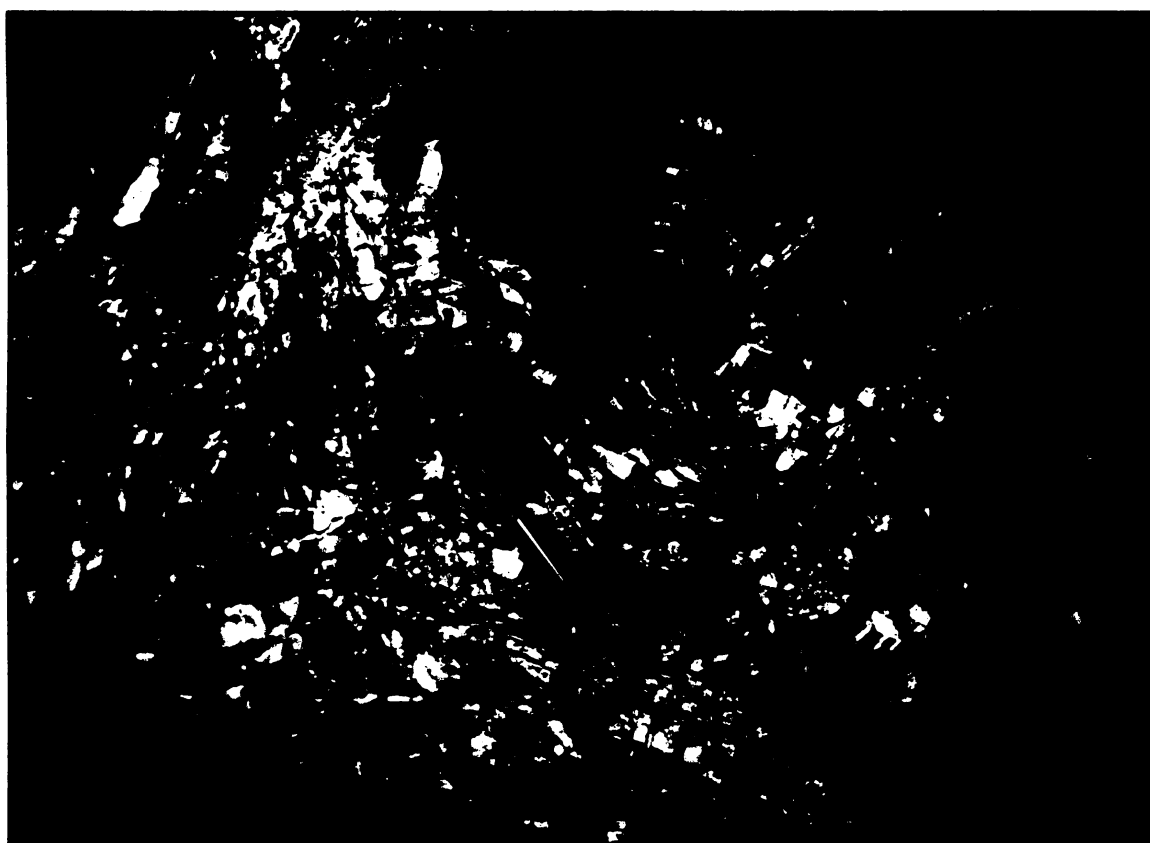


Foto 11 Detailní provrásnění jílovců ráztockých vrstev soláňského souvrství v bezejmenném levostranném přítoku potoka Babská.



Foto 12 Výchoz vrstevní plochy soláňského souvrství ráztockých vrstev v odlučné stěně svahové deformace č. 16 (příloha B1).

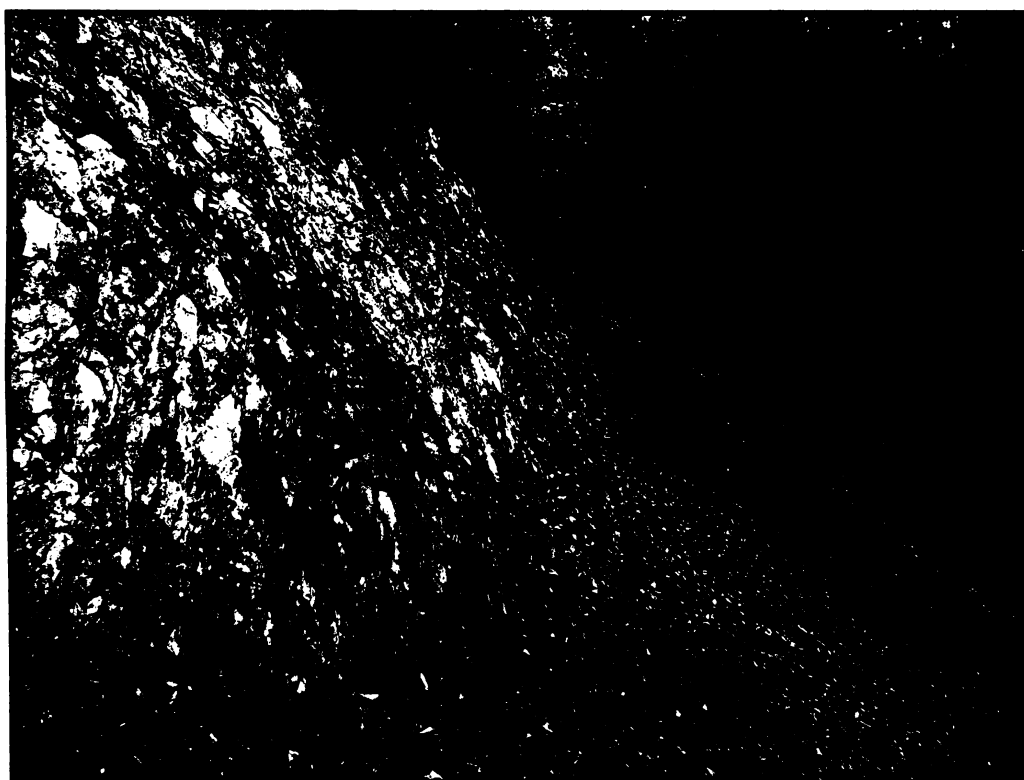


Foto 13 Výchoz střepinkovitě rozpadavých jílovců zlínského souvrství vsetínských vrstev v severní boční odlučné stěně svahové deformace č. 2 (příloha B1).