

Electrical resistivity tomography in the research of the mountain relief: case studies from the flysch Carpathians.

Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu – případové studie z flyšových Karpat

Petr TÁBORÍK^a, Tomáš PÁNEK^b

Ostravská univerzita, ^apetr.taborik@post.cz, ^btomas.panek@osu.cz

Abstract

The Outer Western Carpathians, which are built mainly by complexes of the flysch rocks, have a very dynamic relief. In the formation of the mountain ridges, the slope processes coupled with the intensive erosional activity of the Carpathian streams are the most important factors shaping the current relief. In the study of these processes, we have employed the geophysical methods, in particular the Electric Resistivity Tomography (ERT). This method of geophysical survey contributes to the research of mountain relief by providing the information on the subsurface structures; it verifies hypotheses and brings new information on the lithological and structural situation below the surface. Specific lithological, structural, tectonic and hydrogeological conditions influence the final model. Different electrode arrays in combination with variable electrode spacing and total length of the profile result in differences in depth range, resolution and sensitivity to near-surface resistivity. This contribution summarizes the results of the application of the ERT method on the mountain ridge case studies from the area of the flysch Outer Western Carpathians.

Keywords: electrical resistivity tomography, electrode array, inverse 2D model, flysch, the Outer Western Carpathians

Klíčová slova: elektrická odporová tomografie, uspořádání elektrod, inverzní 2D model, flyš, Vnější Západní Karpaty

1. Úvod

Geomorfologie jako interdisciplinární vědní obor často využívá dílčích analytických metod z oblasti geovědních, biologických a také geotechnických vědních oborů. Nezabývá se však pouze tvary reliéfu, jak by mohlo vyplývat z názvu, ale snaží se postihnout zejména procesy, které krajinu formují, jejich genezi a dynamiku. Přestože se na formování krajiny podílí celá řada procesů včetně biogenních a antropogenních, lze největší význam přisoudit zejména klimaticko-hydrologickým změnám prostředí a také podmínkám litologickým. Z endogenních procesů má často výrazný podmiňující vliv tektonika, popř. rychlé seismické události (Strahler 1952).

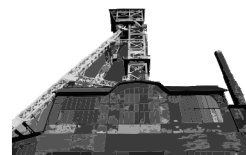
Základem geomorfologického výzkumu je geomorfologická analýza studovaného území, která v sobě zahrnuje celou řadu dílčích analýz a interpretací. Protože jedním z určujících faktorů pro morfologii krajiny je geologická stavba podloží, vychází často geomorfologický výzkum z místního litologického složení a strukturně-geologických charakteristik (jiné procesy budou převažovat v tektonicky silně rozrušených flyšových horninách příkrovových Západních Karpat a jiné v reliéfu Krkonošského krystalinika). Poznání litologických, strukturních a také sedimentačních poměrů, které převažují v podloží studovaného území, značně napomáhá k pochopení procesu (většinou jde však o kombinace procesů), který má dominantní vliv na formování reliéfu. Elektrická odporová tomografie, jako

jedna z geofyzikálních metod, často významně přispívá k pochopení situace pod zemským povrchem.

2. Elektrická odporová tomografie (ERT)

Elektrická odporová tomografie (dále ERT) je dvourozměrná geofyzikální technika mělkého podpovrchového průzkumu podloží s vysokým stupněm rozlišení (Ward 1990 in Mailett et al. 2005). ERT měření je založeno na výpočtu rozložení odporů pod zemským povrchem. Mezi párem elektrod je měřen elektrický potenciál, který je způsoben průchodem stejnosměrného proudu mezi párem dalších dvou elektrod. Naměřená data jsou uváděna ve formě „pseudosekcí“, které představují předpokládané rozpětí odporů pod zemským povrchem. ERT měření je uskutečňováno za použití více-elektrodového kabelu. Nastavení elektrod pro různé konfigurace měření je řízeno systémem ARES, který sdružuje ohmmetr, přepínací jednotku a počítač (Griffiths and Barker 1993; Drahor et al. 2006).

Zpracování výsledků ERT měření je prováděno v programu RES2DINV, který vyhodnocuje naměřená data prostřednictvím dvourozměrné tomografické inverze. Proces pracuje s inverzí dat z jednotlivých „pseudosekcí“ za použití zhlazení pomocí metody nejmenších čtverců. Tímto algoritmem je podpovrchová zóna rozdělena na pravoúhlé bloky o konstantním měrném elektrickém odporu. Měrný elektrický odpor každého bloku je následně vyhodnocen minimalizací rozdílu mezi skutečně naměřenými a teoreticky vypočítanými



hodnotami odporů v každé „pseudosekci“. Následně je vytvořen dvourozměrný model rozložení odporů pod zemským povrchem v ose geoelektrického profilu. Model znázorňuje oblasti zvýšených a snížených odporů a přechodné oblasti mezi nimi. Po zanesení topografie do modelu v programu RES2DINV získáme převýšený dvourozměrný inverzní model rozložení odporů pod povrchem (Griffiths and Barker 1993; Loke 1996, 2003; Loke and Barker 1996).

3. Možnosti využití ERT v geomorfologickém výzkumu

Využití ERT v geomorfologickém výzkumu nabízí poměrně široké uplatnění, zejména v kombinaci různého uspořádání elektrod, hloubkového dosahu, vlastního rozlišení či citlivosti na zvýšený přípovrchový měrný elektrický odpor (Schrott and Sass 2008). Podle účelu konkrétního měření je potom potřeba vhodně zvolit uspořádání elektrod, délku kontinuálně položeného profilu (počet sekcí „multielektrodového kabelu“) a zejména rozestup jednotlivých elektrod (vzdálenost dvou sousedních elektrod). Kombinací tohoto nastavení potom získáváme požadovanou délku měřeného profilu, hloubkový dosah a také větší rozlišovací schopnost ve vertikálním, resp. horizontálním směru.

Z obecně používaných konfigurací elektrod se využívají zejména tři nejběžněji aplikované metody, a sice Wenner (ve variantě Apha), Wenner-Schlumberger a Dipole-Dipole (Griffiths and Barker 1993; Loke 1996). Ne vždy lze jednoznačně stanovit, která z těchto metod je nejvhodnější pro zobrazení dané problematiky, je proto účelné metody kombinovat a vzájemně porovnávat. Obecně však platí, že Wennerovo uspořádání elektrod má dobrou rozlišovací schopnost ve vertikálním směru – tedy dobře znázorňuje horizontální struktury. Je také nejméně citlivé vůči zvýšenému přípovrchovému odporu, na druhou stranu nabízí poměrně malé celkové rozlišení a malý hloubkový dosah. Tuto metodu je tedy možné použít pro průzkum horizontálně usměrněných struktur, např. fluvialních, lakustrinních či proluviálních sedimentů, popř. pro průzkum lokalit s extrémní přípovrchovou rezistivitou (extrémně suché sedimenty – písky, suťová koluvia, bloková pole).

Naopak uspořádání typu Dipole-Dipole nabízí nejvyšší rozlišení a také větší hloubkový dosah (až o desítky metrů). Je také nejvhodnější pro detekci vertikálních struktur (Griffiths and Barker 1993; Zhou et al. 2000). Lze jej tedy využít zejména pro zachycení struktur, jako jsou zlomy nebo puklinové a jeskynní systémy, které často predisponují další vývoj reliéfu, zejména horských hřbetů a svahů. Vhodná je tato metoda také z hlediska hloubkového dosahu, např. pokud existuje požadavek na detekci hluboko založeného relativně neporušeného skalního podloží, popř. smykové plochy (i přes jejich často horizontální průběh). Metoda má ovšem omezené

využití v oblastech s extrémním přípovrchovým měrným elektrickým odporem (EPR). Také z časového hlediska se jedná o nejnáročnější metodu.

Poslední výše jmenovaná metoda, Wenner-Schlumberger, je potom z uživatelského hlediska jakýmsi kompromisem. Přináší sice vyšší citlivost na EPR, nicméně nabízí kompromis v zobrazení horizontálních i vertikálních struktur, a také má, z hlediska rozlišení a hloubkového dosahu, často lepší výsledky než Wenner. Vlastní délka měření je potom kratší než u Dipole-Dipole. Je proto také všeobecně nejvyužívanější metodou, nicméně nemusí být vždy tou nejvhodnější volbou.

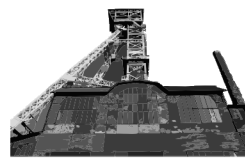
Co se studovaných lokalit týká, lze ERT využít prakticky všude, kde to dovolují technické požadavky na metodu. Nesmíme ovšem také zapomínat na lidské zdroje (mobilita vlastního zařízení, náročnost pohybu v extrémním terénu) a povětrnostní situaci, zejména nízké teploty v kombinaci se srážkami (extrémní déšť, sníh) a větrem.

4. Detekce podpovrchových struktur a interpretace geofyzikálních dat

Při využití ERT pro identifikaci jednotlivých podpovrchových struktur se předpokládá dobrá znalost studované lokality, zejména litologického složení a strukturně-geologických podmínek. Výsledky ERT je vhodné porovnávat s výsledky měření strukturních prvků, výsledky předchozích geologických výzkumů, případně s informacemi z vrtů či kopaných sond. Ne vždy je však těchto informací dostatek, místy dokonce prakticky úplně chybějí (vyjma základních geologických map). V tom případě nabízí ERT naopak jednu z možností, jak získat informace o podloží.

Pro geomorfologii mají význam zejména struktury, které mohou nějakým způsobem ovlivňovat další vývoj krajiny. Vedle morfometrických charakteristik často tyto struktury predisponují procesy, které dále modelují reliéf. Platí to zejména v dynamických oblastech, jako jsou např. horské masivy. Příklady uváděné v příspěvku jsou lokalizovány do oblasti flyšových Vnějších Západních Karpat, které se vyznačují značnou dynamikou svahových a fluvialních procesů (Hradecký a Pánek 2008; Pánek, Hradecký a Šilhán 2009).

ERT je založena na principu rozložení měrného odporu pod zemským povrchem, zjednodušeně řečeno – na kontrastu mezi vysoce konduktivními oblastmi s nízkými měrnými odpory a naopak oblastmi s nízkou konduktivitou, a tedy vysokým měrným elektrickým odporem (Griffiths and Barker 1993). Kromě vlastní vodivosti materiálu, popř. příměsí zvyšujících elektrickou vodivost (např. vyšší obsah Fe), hraje významnou roli kompaktnost, resp. porušení skalních



hornin. Čím více je hornina porušená (puklinami, zvětříváním), tím vyšší hodnoty měrného odporu toto prostředí vykazuje, ovšem pouze v suchém stavu. Naopak čím vyšší je nasycenost vodou, popř. jinou kapalinou, tím více hodnoty měrného odporu klesají. Typickým příkladem jsou koluviální sedimenty, které za suchého stavu vykazují často extrémní hodnoty měrných odporů, po saturaci vodou (např. po dlouhodobých srážkách) však mohou vykazovat naopak hodnoty velmi nízké. Obdobně se může chovat relativně neporušené skalní podloží vzhledem k rozpuknému a zvětřalému koluviu v nadloží; v případě saturace nadložního koluviu vodou se bude rigidní skalní podloží chovat jako těleso relativně vysokoodporové, naopak při extrémním suchu bude relativně nízkoodporové. Při interpretaci výsledného inverzního modelu je proto potřeba tuto skutečnost zohlednit.

V zásadě lze podpovrchové struktury rozlišit na vertikální, horizontální a vertikálně-horizontální. Dále lze rozlišovat spojitě kontinuální struktury a izolované struktury, jako např. rigidní skalní blok obklopený rozpukanou či zvětřalou horninou, nebo jeskynní systém vymezený vůči okolnímu masivu.

Detekce vertikálních struktur potom často odhaluje zóny narušení skalního masivu. V zásadě se jedná o zóny s vysokými odpory ($>1000 \Omega\text{m}$), které představují horninu silně porušenou systémy puklin, popř. tahovou trhlinou. Dále se takto projevují i puklinové jeskynní systémy (obr. 3), velmi typické pro flyšové masivy, které mají hodnoty v řádech až desítek tisíc Ωm , protože se jedná o volný prostor vyplněný vzduchem (Lazzari et al. 2006). Jeskynní struktury samozřejmě nemusejí mít pouze vertikální průběh. Vysokoodporové vertikální struktury mohou také představovat rozsáhlejší tektonické poruchy – typickým příkladem jsou porušené skalní masivy predisponované zlomem (sensu Margielewski 2001), popřípadě tahové trhliny vyplněné sutí či nadrceným horninovým materiálem (obr. 2). Zlomové struktury se ovšem mohou projevovat také jako zóny s nízkými odpory, a to v případě, že podél těchto struktur dochází k pronikání podzemní vody (obr. 1, obr. 3).

Detekce a správná interpretace těchto vertikálních struktur je často určující pro výsledný model vývoje studovaného území. Puklinové systémy či zóny vertikálního porušení skalního masivu často společně s dalšími strukturně geologickými prvky (sklon a orientace vrstev...) predisponují vznik svahových deformací od mělkých sesuvů až po hluboko založené ($>30 \text{ m}$) deformace skalního masivu (Pašek et al. 1977;

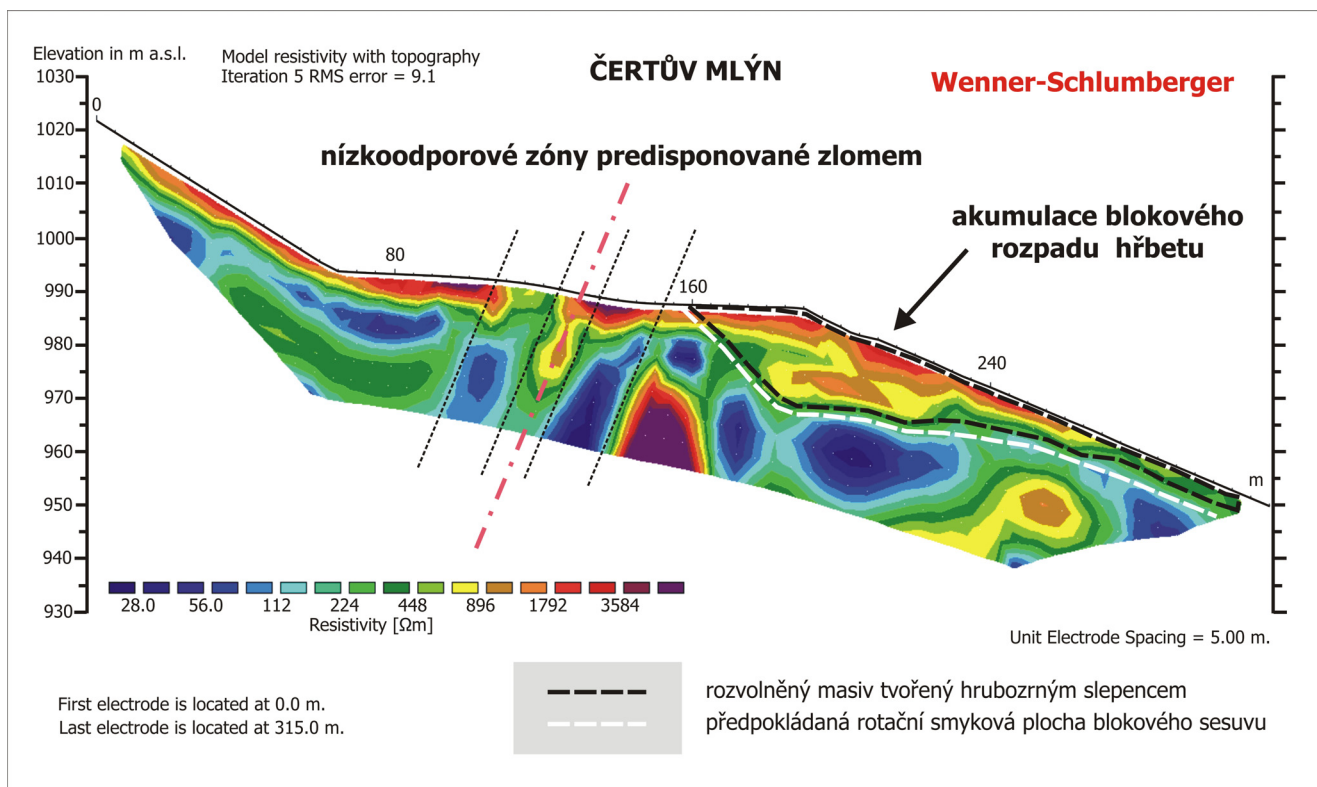
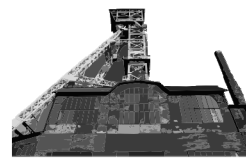
Margielewski 2001). Jedná se zejména o gravitační rozpad skalních hřbetů a s ním související svahové procesy, jako jsou boční rozvolňování skalního masivu (lateral spreading), blokové poklesy a odklánění bloků (sagging, toppling), doprovázené středně hlubokými až mělkými sesuvy skalního hornin, a dále procesy skalního řízení a vznik blokovobahenních proudů (sensu Nemčok et al. 1974; Varnes 1978; Dikau et al. 1996).

Obdobně lze hodnotit i některé z vertikálně-horizontálních struktur. Například jeskynní systémy představují často propojené série puklin a subhorizontálních struktur (například nasunutých skalních bloků), které ovšem mohou predisponovat vznik blokových poklesů či blokových sesuvů (Pašek et al. 1977; Wagner et al. 1990). Detekce těchto jeskynních systémů pomocí ERT, zejména pak určení jejich rozsahu a hloubky založení, často naznačuje, k jakým procesům dochází pod povrchem (Pánek et al. in press) – rozšiřování puklin a vznik jeskynních systémů lze považovat za iniciální stadium hlubokého rozpadu horských hřbetů (Nemčok et al. 1974; Pašek et al. 1977; Dikau et al. 1996).

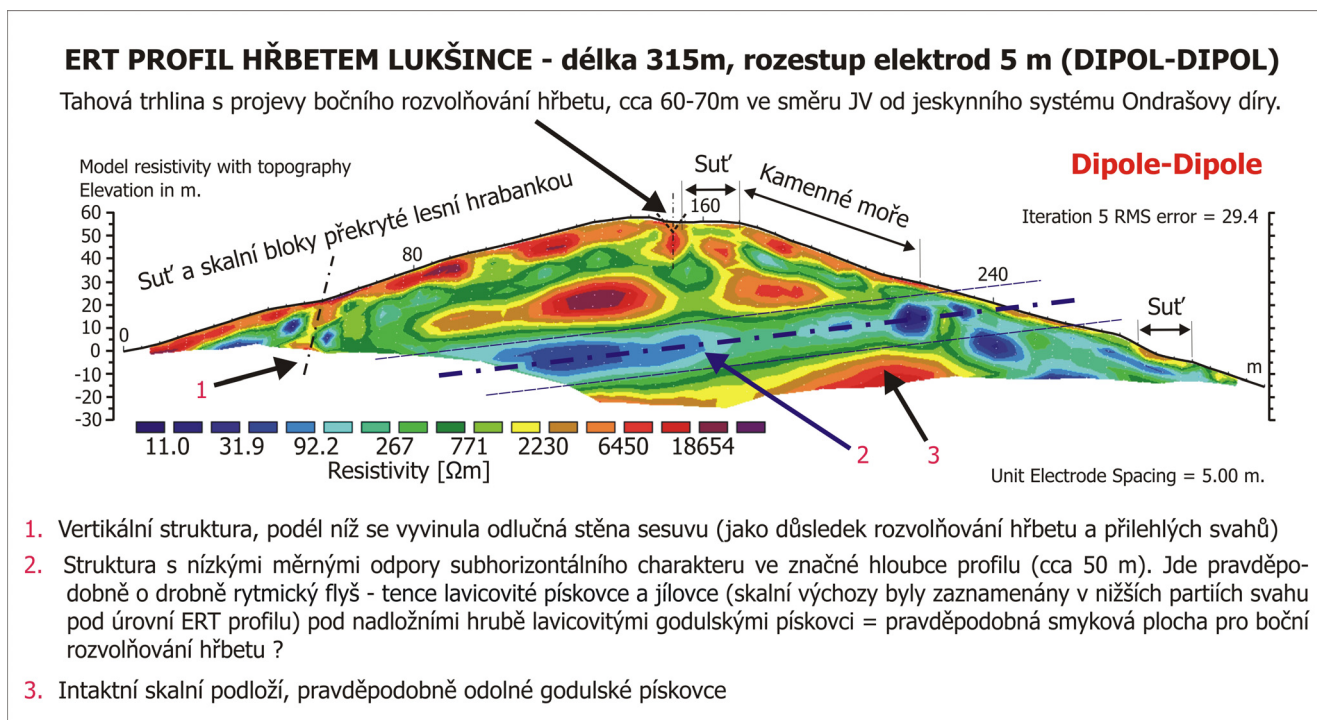
Využití ERT pro detekci horizontálních struktur má pravděpodobně širší využití. Kromě již zmíněných jeskynních systémů lze sledovat tak např. průběh skalního podloží pod koluviálními či fluviálními akumulacemi.

Pomocí ERT lze často poměrně přesně zjistit hloubku založení svahových deformací (obr. 1), tedy určit hloubku předpokládané smykové plochy a také mocnost sesuvného tělesa (Sass et al. 2008). Obecně lze tedy stanovit hloubky litologických rozhraní – př. mezi plastickými jílovci a kompaktními pískovci (obr. 2, obr. 3), či hloubky koluviálních (obr. 2) nebo fluviálních sedimentů (Sass 2006, Beauvais et al. 2007). Ve vhodných případech lze určit také úroveň hladiny podzemní vody vzhledem k povrchu.

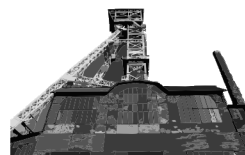
Problematické je potom jednoznačné zařazení struktur, které jsou často definovány přechodem mezi nízkoodporovými a vysokoodporovými zónami. Jedná se zejména o vrstevní plochy, smykové plochy, litologická rozhraní (př. mezi plastickými jílovci a kompaktními pískovci) nebo rozhraní mezi vodonosnou a izolační vrstvou hornin. Pro účely geomorfologického výzkumu lze tedy ERT využít pro stanovení polohy, průběhu, rozsahu či relativních rozměrů jednotlivých podpovrchových struktur.



Obr.1: Podélný ERT-profil bočním hřbetem masivu Čertova mlýna (1206 m n.m.), Moravskoslezské Beskydy
Zdroj: (RES2DINV, upraveno autorem)



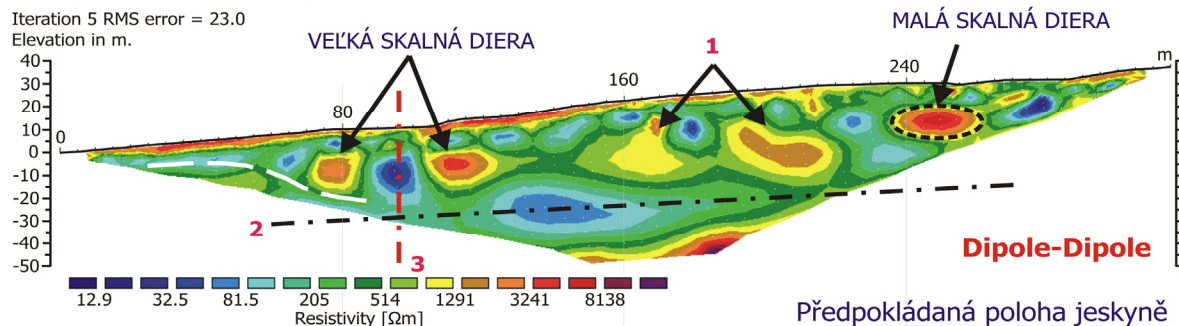
Obr.2: Příčný ERT-profil hřbetem Lukšince, masiv Lysé hory (1323 m n.m.), Moravskoslezské Beskydy
Zdroj: (RES2DINV, upraveno autorem)



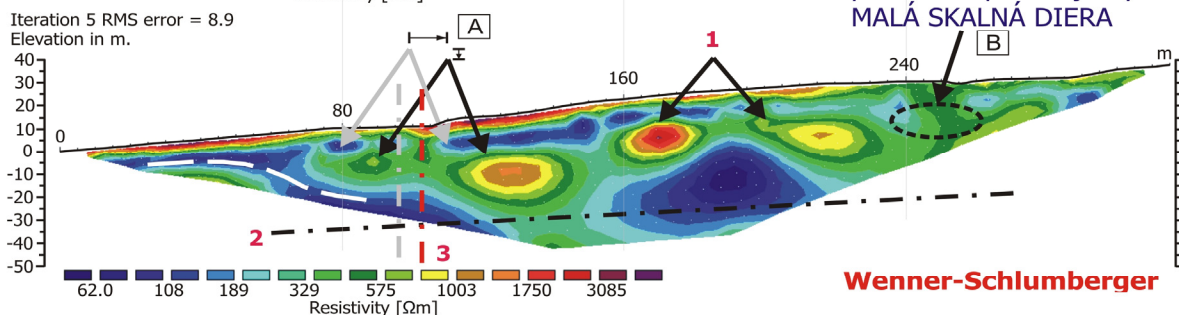
JESKYNNÍ SYSTÉM "SKALNÉ DIERY" - VEĽKÁ RAČA, 1236 m n.m. (KYSUCKÉ BESKYDY) SROVNÁNÍ RŮZNÉHO USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD

Délka profilu 315 m. Rozestup elektrod 5 m.

Iteration 5 RMS error = 23.0
Elevation in m.



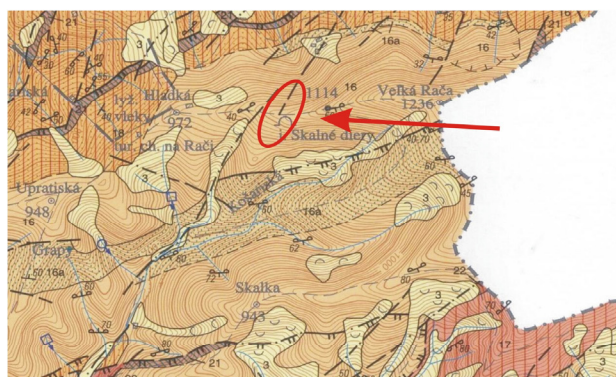
Iteration 5 RMS error = 8.9
Elevation in m.



A Uspořádání elektrod Wenner-Schlumberger vykazuje v inverzním modelu určitý posun v poloze jednotlivých struktur ve srovnání s metodou Dipole-Dipole. Také rozměry a tvar jsou odlišné. Obě metody ovšem potvrzují jeskynní systém a jeho tektonické predispozice

B Jeskyně výrazně definovaná v inverzním modelu metody Dipole-Dipole se překvapivě nezobrazuje v modelu s použitím uspořádání elektrod Wenner-Schlumberger. Do této jeskyně lze přitom fyzicky vstoupit.

1. ? Dosud neobjevená část jeskynního systému ?
2. Pravděpodobná smyková plocha rozvolnění hřbetu tvořená plastickým podložím (zejména jílovci)
3. Zlomová struktura predisponující rozvolnění hřbetu



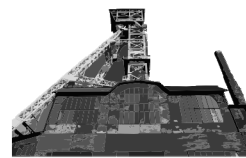
↑ Výřez geologické mapy (Potfaj 2003) s vyznačeným průběhem zlomu v oblasti jeskyní "Skalné diery".

Jeskyně "Veľká skalná diera" (se vstupem na dně pseudo-závrtu) predisponovaná tektonicky - zlomem. →



Obr. 3: ERT průzkum masivu Veľké Rači (1236 m n.m., Kysucké Beskydy)

Zdroj: RES2DINV, upraveno autorem, foto autor



5. Diskuze

Využití ERT pro potřeby geomorfologického výzkumu není samozřejmě omezeno pouze na příklady uvedené v tomto příspěvku a má mnohem širší uplatnění. Řada zahraničních autorů (Beauvais et al. 2007; Drahor et al. 2006; Godio and Bottino 2001; Lazzari et al. 2006; Sass 2006; Sass et al. 2008; Schrott and Sass 2008; Suzuki et al. 2000; Suzuki and Higashi 2001; Kneisel 2003; Zhou et al. 2000; Zhou et al. 2002) uvádí celou škálu využití ERT v geomorfologickém výzkumu. V příspěvku uváděné příklady využití ERT vycházejí ze zkušeností získaných během výzkumů prováděných Katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Ostravské univerzity, a to zejména v oblasti Vnějších Karpat. (Duras et al. 2005; Hradecký, Pánek a Klimová 2007; Klimeš et al. 2009; Pánek, Tábořík a Hradecký 2007; Pánek et al. 2007; Pánek et al. 2009; Šilhán and Pánek 2007; Šilhán and Pánek 2008; Pánek, Hradecký a Šilhán 2008; Tábořík 2009; Tábořík a Škarpich 2009).

Metoda ERT byla využita také během výzkumů v oblasti Šumavského moldanubika (Mentlík et al. 2010) a také v oblasti polských Sudet (Migoń et al. 2008), jejichž výsledky nebyly v tomto příspěvku, a to z důvodu obtížného srovnávání výsledků (rozdílné litologické podmínky, jiné dominantní procesy formující reliéf).

Poznatky o vývoji reliéfu na základě zjištění situace pod zemským povrchem významně přispívají ke správné interpretaci geomorfologických procesů, které predisponují či přímo ovlivňují utváření reliéfu. Také poznatky o metodě samotné (limitech jejího využití, použití daného uspořádání elektrod, hloubkového dosahu atd.) jsou velice významné pro další geomorfologický výzkum, zejména pro stanovení nejvhodnějšího uspořádání elektrod pro daný účel měření. Výsledky ERT často potvrzují prvotní předpoklady o geomorfologickém vývoji studované lokality a často přinášejí nové, zásadní informace. ERT se tedy ukazuje jako metoda velice přínosná z hlediska možností využití v oblasti geologie, hydrogeologie, geomorfologie nebo i krajinného managementu.

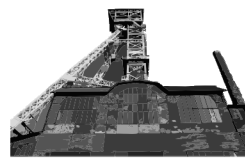
6. Závěr

Geomorfologie, jako interdisciplinární věda, často využívá v rámci výzkumů možnosti a metody z jiných vědních i technických disciplín. V poslední době také čím dál více přistupuje k využití možností geofyzikálních metod. Jednou z nich je i elektrická odporová tomografie, která nabízí relativně nenáročnou (z hlediska uživatelského) nedestruktivní metodu průzkumu podpovrchových struktur, jejichž poznání může být určující pro stanovení procesů modelujících reliéf. Možnosti využití této metody v geomorfologii jsou poměrně široké; výběr délky profilu, hloubkového dosahu a rozlišení závisí

potom na konkrétní studované problematice, popř. na konkrétním účelu provedení měření. Jiné uspořádání elektrod v kombinaci s délkou kontinuálního profilu a rozestupu elektrod je třeba zvolit pro detekci mělkých horizontálních struktur, jiné potom pro zachycení vertikálních či hlubokých struktur. Výsledný dvourozměrný inverzní model pak umožňuje lépe pochopit situaci pod zemským povrchem a tím i potvrdit, popř. přehodnotit, danou teorii vývoje území na studované lokalitě.

Použité zdroje:

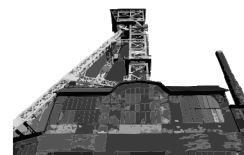
- BEAUVAIS, A., PARISOT, J. C., SAVIN, C. (2007): Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a SW Pacific tropical environment. *Geomorphology*, Vol. 83, p. 1-13.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M. L. (1996): *Landslide Recognition. Identification, Movements and Cause*. Wiley, 251 p. ISBN 0-471-96477-8.
- DRAHOR, M. G., GÖKTÜRKLER, G., BERGE, M. A., KURTULMU, T. Ö. (2006): Application of electrical resistivity tomography technique for investigation of landslides: a case from Turkey. *Environmental Geology*, Vol. 50, p. 147-155.
- DURAS, R., HRADECKÝ, J., PÁNEK, T., DUŠEK, R. (2005): Využití geofyzikálních metod při analýze georeliéfu horských oblastí. *Geografický časopis*, Vol. 57, p. 267-284.
- GODIO, A., BOTTINO, G. (2001): Electrical and electromagnetic investigation for landslide characterisation. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 26, p. 705-710.
- GRIFFITHS D. H., BARKER R. D. (1993): Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 29, p. 211-226.
- HRADECKÝ, J., PÁNEK, T. (2008): Deep-seated gravitational slope deformations and their influence on consequent mass movements (case studies from the highest part of the Czech Carpathians). *Natural Hazards*, Springer, Vol. 45, p. 235-253. ISSN 0921-030X.
- HRADECKÝ, J., PÁNEK, T., KLIMOVÁ, R. (2007): Landslide complex in the northern part of the Silesian Beskydy Mountains (Czech Republic). *Landslides*, Springer, Vol. 4, p. 53-62. ISSN 1612-510X.
- KLIMEŠ, J., BAROŇ, I., PÁNEK, T., et al. (2009): Investigation of recent catastrophic landslides in the flysch belt of Outer Western Carpathians (Czech Republic): progress towards better



- hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 9, Nr. 3, p. 119-128. ISSN 1561-8633.
- KNEISEL, C. (2003): Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological Investigations - some case studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband*, Vol. 132, p. 37-49.
- LAZZARI, M., GERALDI, E., LAPENNA, V., LOPERTE, A. (2006): Natural hazards vs. human impact: an integrated methodological approach in geomorphological risk assessment on the Tursi historical site, Southern Italy. *Landslides*, Vol. 3, p. 275-287.
- LOKE, M. H. (1996): *Manual for the RES2DINV*. Advanced Geosciences Inc, Austin, Texas
- LOKE, M. H. (2002): RES2DMOD ver. 3.01: Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite difference and finite-element methods, Software manual, (C) 2002.
- LOKE, M. H., BARKER, R.D. (1996): Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, Vol. 44, p. 131-152.
- MARGIELEWSKI, W. (2001): O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk – implikacje dla Karpat fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, Vol. 49, p. 515-524.
- MENTLÍK, P., MINÁR, J., BŘÍZOVÁ, E., LISÁ, L., TÁBOŘÍK, P., STACHE, V. (2010): Glaciation in the surroundings of Prášíské Lake (Bohemian Forest, Czech Republic). *Geomorphology*, Vol. 117, p. 181-194.
- MIGOŃ, P., PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., KASPRZAK, M., ŠILHÁN, K., SMOLKOVÁ, V. (2008): Geomorphological and geophysical evidence for deep-seated landslides and prehistoric flow slides in the volcanic terrain of the Kamienne Mountains, Sudetes, SW Poland. In *Stav geomorfologických výzkumů v roce 2008. Česká asociace geomorfologů*, p. 35-36. ISBN 978-80-86407-39-5.
- NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J. (1974): Dělení svahových pohybů. *Sborník geologických věd: řada HIG*, 11, Praha, p. 77 - 93.
- PÁNEK, T., TÁBOŘÍK, P., HRADECKÝ, J. (2007): Gravitační rozpad hřbetu Čertova Mlýna (Moravskoslezské Beskydy). In *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*. Brno, p. 124-129. ISBN 978-80-210-4400-5.
- PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., MINÁR, J., et al. (2009): Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic. *Geomorphology*, Vol. 103, p. 414-429. ISSN 0169-555X.
- PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., ŠILHÁN, K. (2008): Application of electrical resistivity tomography (ERT) in the study of various types of slope deformations in anisotropic bedrock: case studies from the Flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, Vol 42, p. 57-73.
- PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., ŠILHÁN, K. (2009): Geomorphologic evidence of ancient catastrophic flow type landslides in the mid-mountain ridges of the Western Flysch Carpathians (Czech Republic). *International Journal of Sediment Research*, Vol. 24, p. 88-98. ISSN 1001-6279.
- PÁNEK, T., SMOLKOVÁ, V., HRADECKÝ, J., et al. (2007): Landslide dams in the northern part of Czech Flysch Carpathians: geomorphologic evidence and imprints. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, Krakow, Vol 41, p. 77-96. ISBN 83-88549-56-1.
- PÁNEK, T., MARGIELEWSKI, W., TÁBOŘÍK, P., URBAN, J., HRADECKÝ, J., SZURA, C. (in press): Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.008
- PAŠEK, J. et al. (1977): Svahové pohyby blokového typu. In *Rozpravy ČSAV, řada matematických a přírodních věd*, roč. 87, vol. 3, 70 p.
- Región Kysuce. *Geologická mapa 1: 50 000*. Sestavil Potfaj, M. Bratislava: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, 2003. ISBN 80-88974-48-8.
- SASS, O. (2006): Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, Vol. 80, p. 45-58.
- SASS, O., BELL, R., GLADE, T. (2008): Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany). *Geomorphology*, Vol. 93, p. 89-103.
- SCHROTT, L., SASS, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, Vol. 93, p. 55-73.
- SUZUKI, K., HIGASHI, S. (2001): Groundwater flow after heavy rain in landslide-slope area from 2-



XXII SJEZD ČESKÉ GEOGRAFICKÉ SPOLEČNOSTI OSTRAVA 2010



- D inversion of resistivity monitoring data. *Geophysics*, Vol. 66, p. 733-743.
- SUZUKI, K., TODA, S., KUSUNOKI, K., FUJIMITSU, Y., MOGI, T., JOMORI, A. (2000): Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary. *Engineering Geology*, Vol. 56, p. 29-45.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T. (2007): Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii. *Miscellanea Geographica*, Vol. 13, p. 53-58.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T. (2008): Geomorphic evidence of debris flows in culmination parts of Czech part of the flysch Carpathians. In 1st World landslide forum, p. 549-552.
- STRAHLER, A. N. (1952): Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological society of America*, Vol. 63, p. 923-938.
- TÁBOŘÍK, P. (2009): Use of electrical resistivity tomography in the research of mountain ridge disintegration. In Ph.D. Workshop 2009 Proceedings, Ostrava, p. 43-48. ISBN 978-80-86407-78-4.
- TÁBOŘÍK, P., ŠKARPICH, V. (2009): Introduction to the issues of slope deformations in the Velká Rača massif (the Kysucké Beskydy Mts.). In Ph.D. Workshop 2009 Proceedings, Ostrava, p. 43-48. ISBN 978-80-86407-78-4.
- VARNES, D. J. (1978): Slope movements: type and processes. In *Landslides Analysis and Control*. Transp. Res. Board, Spec. Rep., Vol. 176, p.11-33. In DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, and M.L.: *Landslide Recognition. Identification, Movements and Causes*. Wiley, 1996, 251 p. ISBN 0-471-96477-8.
- WAGNER, J. a kol. (1990): *Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí*. Praha: Česká speleologická společnost, 130 p.
- WARD, S. H. (1990): Resistivity and induced polarization methods. In Ward, S.H. (Ed), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, S.E.G, Tulsa, O.K, p. 147-189, In Mailett et al.: *High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment: Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel*, *Marine Geophysical Researches*, Vol. 26, 2005, p. 317-328.
- ZHOU, W., BECK, B. F., STEPHENSON, J. B. (2000): Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes. *Environmental Geology*, Vol. 39, p. 760-766.
- ZHOU, W., BECK, B. F., ADAMS, A. L. (2002): Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, Vol. 42, p. 922-928.

Adresa autora:

RNDr. Petr Tábořík
Katedra fyzické geografie a geoekologie
Přírodovědecké fakulty Ostravské univerzity
Chittussiho 10
71000 Ostrava - Slezská Ostrava
petr.taborik@post.cz