

Rekonstrukce průběhu říčních koryt s použitím elektrické odporové tomografie

Reconstruction of the fluvial channel planform topography based on ERT data

Slavomír Nehyba¹ ✉, Petr Dresler², František Kuda³, Karel Kirchner³

¹ Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

² Ústav archeologie a muzeologie, FF MU, Arna Nováka 1, 602 00 Brno, Česká republika

³ Oddělení environmentální geografie pobočka Brno, Ústav geoniky AV ČR, v. v. i., Drobného 28, 602 00 Brno, Česká republika

Key words:

ERT profiles, succession of fluvial channels, planform topography, fluvial style, depositional architecture

✉ slavek@sci.muni.cz

Editor:

Pavla Tomanová Petrová

Abstract

Set of parallel oriented ERT profiles was used for identification of fluvial channels in the area near the Western Gate of the Great Moravia Empire agglomeration Pohansko near Břeclav. Three infills of fluvial channels were identified within the ERT profiles, which erosively cut the complex of flood loams. The dimensions of these channels are compared, together with the distribution of individual architectural elements of the channel. Planform topography of individual channels is used for evaluation of fluvial style. Whereas Early Medieval age of the sedimentary infill of the uppermost channel was proved, the two lower channels are supposed to be Upper Pleistocene to Early Holocene in age. The highly irregular relief of the Pannonian clays of the Vienna Basin forms the Pre-Quaternary basement.

Úvod

Říční koryta v reakci na přínos sedimentu a tvorbu depozičního prostoru erodují, migrují laterálně, agradují ve stabilní pozici, nebo kombinují agradaci a laterální migraci (agradují šikmo) (Makaske 2001). V rámci fosilních koryt představuje evidenci koryta jeho sedimentární záznam. Směr ukládání/přirůstání sedimentů výplně koryta určuje výslednou geometrii tělesa těchto sedimentů. Sedimenty výplně koryta (Miall 1996) však mohou mít významně odlišné rozměry proti původnímu korytu vyplněnému vodním tokem. Gibling (2006) dokládá, že tyto sedimenty dosahují 10–100násobek šířky původního rozměru koryta. Charakteristiky říčního koryta (průběh v horizontální rovině, sinusoidita, poměr hloubka a šířka, tendence k tvorbě druhotných koryt, způsob transportu materiálu a jeho charakter, ...) jsou využívány ke geologické klasifikaci a typologii vodních toků. Rozsáhlé komplexní průzkumy proběhly např. v nivním prostředí na dolním toku Moravy v Přírodním parku Strážnické Pomoraví, kde soubor informací o architektuře nivních uloženin, charakteru prostředí i jeho časovém zařazení, bývá označován jako sedimentární archiv (např. Kadlec et al. 2009; Stehlík, Kadlec 2012). Získané poznatky o dynamice vývoje říčního toku v přirozeném reliéfu údolní nivy umožňují získat představu o charakteru říčního vzorce i rychlosti vývoje říčního koryta (např. Ondruch, Máčka 2015; Ondruch et al. 2018) při možnosti aplikace i do zájmové oblasti.

Pro klasifikaci vodních toků na základě charakteru říčních koryt bývají využívány jiné metodické postupy při hodnocení moderních, recentních a fosilních sedimentů. Zatímco fosilní geologický záznam je obvykle hodnocen z vertikálních profilů, tak moderní sedimenty jsou hodnoceny z horizontálního

Doporučená citace článku:

Nehyba, S., Dresler, P., Kuda, F., Kirchner, K. (2021). Rekonstrukce průběhu říčních koryt s použitím elektrické odporové tomografie. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 60–66.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15461>

profilu. Recentní záznam může být dále významně modifikován lidskou aktivitou. Pokusili jsme se rekonstruovat průběh několika kvartérních říčních koryt, která byla zachycena především geofyzikálně (pomocí elektrické odporové tomografie – ERT) a nejsou dnes v terénu patrná. V současnosti je metoda ERT široce využívána od inženýrské, ložiskové nebo environmentální geologie po sedimentologii, hydrogeologii, a také archeologii (např. Mussett, Khan 2000; Drahor et al. 2008; Komórczy et al. 2014; Dostál et al. 2014; Papadopoulos et al. 2014; Stan, Stan-Kleczeck 2014). Na samotné lokalitě Pohansko byla metoda také využita opakovaně (Petřík et al. 2019; Nehyba et al. 2020).

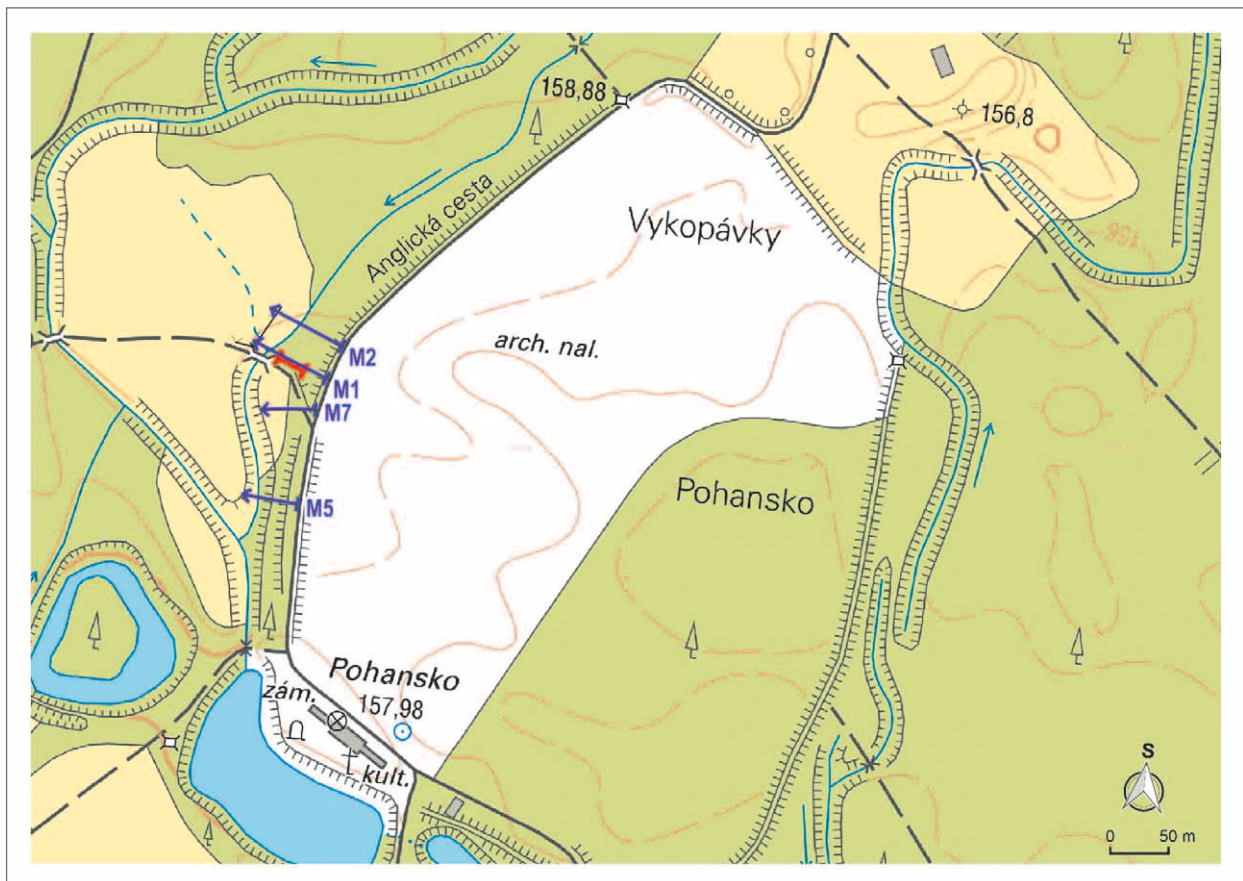
Metodika

V širším prostoru z. brány hradiště Pohansko byly vytyčeny a následně změřeny čtyři geoelektrické profily metodou elektrické odporové tomografie (ERT). Metoda ERT spočívá v zavádění elektrického proudu do zemského povrchu skrze multielektrodové kabely uzemněné pomocí elektrod. Stejný proud je mezi elektrodami systematicky přepínán, čímž dochází k proměření odlišných hloubkových úrovní (pseudovrstev). Hloubkový dosah určuje aktivní délka roztažení multielektrodových kabelů, přičemž delší roztažení dosahuje větší teoretické hloubky. Prostorové rozlišení vlastního záznamu primárně určuje zvolená vzdálenost mezi elektrodami, kdy menší krok mezi nimi poskytuje detailnější rozlišení. Pro měření

byla využita aparatura ARES (výrobce GF Instruments, s.r.o., Česká republika) a 6 až 9 sekcí aktivních multielektrodových kabelů.

Nejprve byly provedeny dva profily označené jako M1 a M2, které byly následně doplněny průzkumnou rýhou (T2) v délce asi 26 m a hloubce kolem 2 m lokalizovanou poblíž profilu M1. Výsledky této etapy studia jsou popsány v příspěvku Nehyba et al. (2020) a jedním z poznatků průzkumu bylo detailní poznání příporchové geologické stavby zájmové oblasti i verifikace výsledků i případných interpretací ERT měření. Následně byly směrem k JZ vytyčeny a změřeny další dva geoelektrické profily, které byly označeny M5 a M7. Rozmístění profilů v zájmové oblasti je prezentováno na obrázku 1. Nové ERT profily byly voleny generálně souhlasně s průběhem starších profilů tak, aby probíhaly víceméně kolmo na předpokládaný průběh průzkumnou rýhou ověřeného raně středověkého koryta. V ideálním případě by tato distribuce profilů mohla vypovídat asi o 300 m laterálního průběhu tohoto koryta.

Prostorová pozice profilů a jejich výškopis byly získány kombinací údajů z LiDARu, GNSS zaměření (globální navigační satelitní systémy; GPS, GLONASS s využitím GNSS přijímač Leica NetRover GS08 v režimu RTK) a terénních načrtů. Celková délka naměřených ERT profilů byla 236,4 m, přičemž délka jednotlivých profilů se pohybovala v rozmezí 47 až 71 m při rozestupu elektrod 1 m a typu uspořádání Wenner-Schlumberger.



Obr. 1: Lokalizace zájmového území a lokalizace měřených ERT profilů (M1, M2, M5 a M7).

Fig. 1: Location of the area of interest and location of the measured ERT profiles (M1, M2, M5 and M7).

Naměřené ERT profily byly standardně zpracovány programem Res2DInv a graficky vizualizovány v programu Surfer do jednotné barevné stupnice. Výběr výsledné varianty modelu (iterace) byl proveden na základě statistické a vizuální shody naměřených hodnot zdánlivého měrného odporu (R_z) a vypočítaných modelových odporů (R_m). Delší časové rozestupy mezi etapami měření mohou být spojeny s dílčími změnami odporových podmínek na lokalitě v důsledku různé půdní vlhkosti. Z daného důvodu byly vedle vizualizace profilů v jednotné barevné stupnici zpracovány i grafické náhledy na bloky modelových odporů se specifickým rozčleněním hodnot pro každý profil. Srovnání specifické blokové a jednotné interpolované vizualizace tak slouží ke kontrole rozpoznatelného zobrazení anomálií pro případy, kdy by jednotná barevná stupnice zhladila drobnější rozdíly v záznamech.

Výsledky

Výsledky geoelektrického profilování jsou znázorněny na obrázku 2. Pouhé vizuální srovnání jednotlivých profilů ukazuje na podobnost v rozložení polí rezistivity i nehomogenit.

Počátek profilů (SE, E) byl vždy lokalizován na okraj asfaltové komunikace, která vede po elevaci označované Dreslerem (2011) jako destrukce opevnění. Svah destrukce opevnění je v zájmovém prostoru významně prudší a kratší v rámci s. profilů. Směrem k J dochází k jeho zplošťování a také rozšiřování. Od destrukce opevnění směrem k SZ, Z nebo ZSZ se dostáváme na plochý akumulací povrch údolní nivy s moderně zahloubenou vodotečí zastiženou třemi profily (M1, M2 a M5). Na plochém profilu údolní nivy je občas zastižena určitá terénní vlna (snad snížená část duny – dle Dreslera 2011).

V zájmovém prostoru bylo naměřeno relativně široké pole hodnot rezistivity. Na bázi všech profilů vystupuje horninové těleso s nízkými hodnotami rezistivity a jejich homogenní distribucí. Nápadný je proměnlivý a vcelku nerovný průběh svrchní hranice tohoto tělesa. V řezech M2 a M1 je viditelné zvlnění svrchní hranice tohoto tělesa s výškou skoku až k 5 m a to na vzdálenost několika metrů. Svrchní hranice se nachází přibližně v nadmořské výšce 147–149 m. V kratších řezech M7 a M5 bylo toto horninové těleso zastiženo pouze v omezené míře.

V nadloží vykazují horninové soubory zřetelně vyšší hodnoty rezistivity spolu s jejich komplikovanější vertikální a laterální distribucí. Generálně nejvyšší hodnoty rezistivity lze pozorovat v rámci několika akumulací/těles. První takové těleso (F) se nachází poblíže povrchu v levé/východní části profilu, kde jeho svrchní hranice kopíruje z.-sz. ukloněný povrch terénu a jeho nápadně plochá a horizontální báze se nachází přibližně v nadmořské výšce 154 m. Východní okraj tohoto tělesa nebyl na profilech zastižen, sz. až z. okraj má charakter relativně rychlého ukončení (viz profily M1, M2 a M5) nebo pozvolného vyklínění (viz profil M7). Tímto vnějším omezením získává těleso F nepravidelně blokovitý až klínovitý tvar, s laterálním rozsahem (délkou) na jednotlivých profilech asi 15 až 20 m a maximální mocností 2 až 4 m. Vzhledem k pozici na okraji geoelektrických profilů je však jejich

vertikální dosah omezen. Vnitřně se těleso F na základě hodnot odporu R_m jeví na většině profilů (s výjimkou M2) jako částečně nehomogenní, což dovoluje jeho rozdělení na dvě dílčí části. Terminální v. část tělesa, označená jako F1, vykazuje uniformně vysoké hodnoty odporu R_m a je razantně vertikálně omezena směrem k Z (výška skoku až 2 m). Těleso F1 má blokovitý charakter. Západněji ležící část, označená jako F2, má nepravidelný průběh svrchní hranice daný reliéfem a následně klínovitý až ploše čokovitý tvar. Tato část se také vyznačuje vnitřně komplikovanějším rozložением odporů.

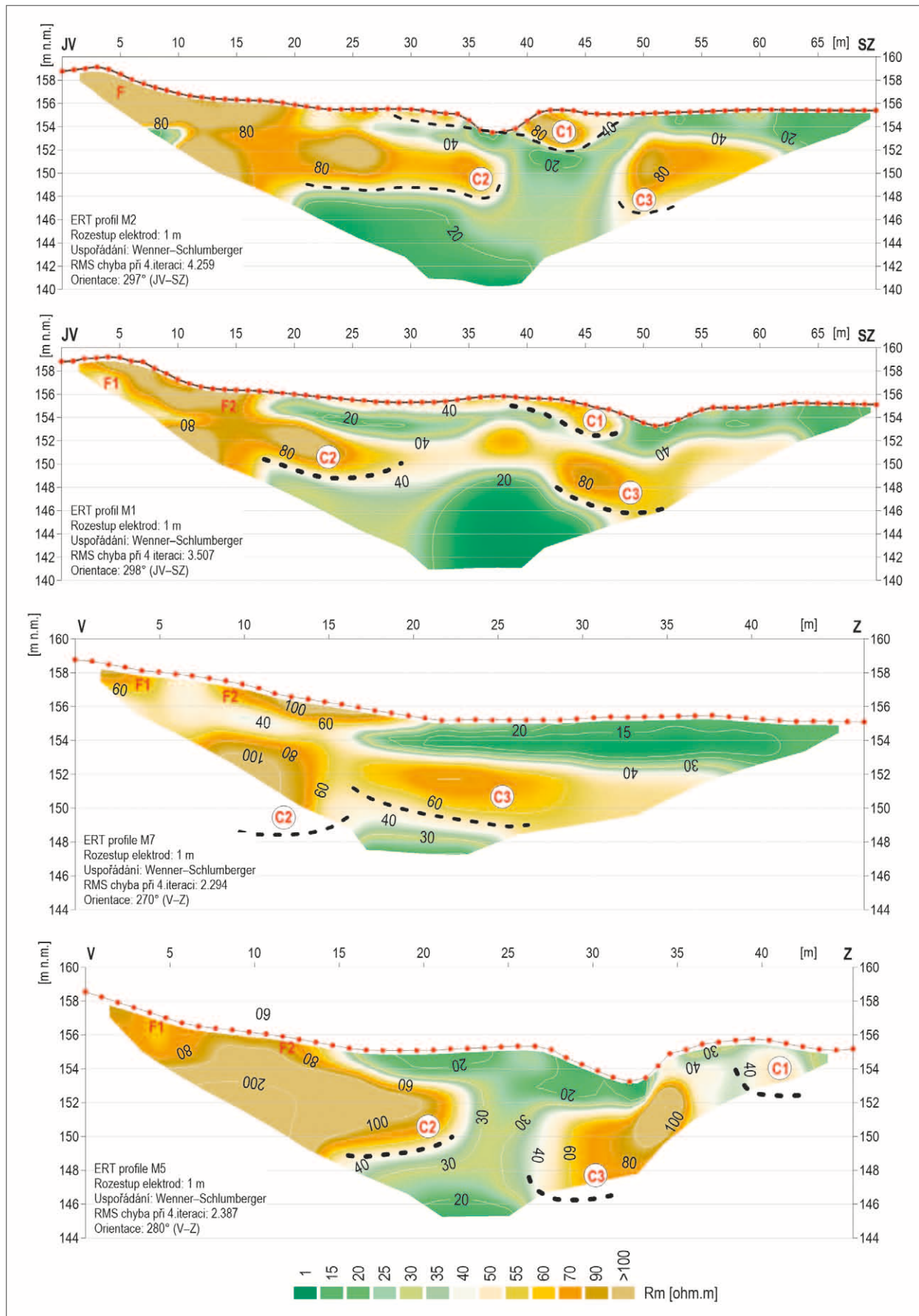
Dalších několik těles vysokých odporů je typických konkávním průběhem báze geoelektrického pole s centrálními partiemi s vyššími odpory vůči jejich periférii nebo perifériím. Tato tělesa jsou obklopena poli s výrazně nižšími hodnotami odporu. První, vertikálně nejvyšší z těchto těles (C1), bylo dokumentováno v středních částech profilů M1 a M2. Těleso má nápadně nepravidelný čokovitý tvar, když v. okraj je méně mocný a pozvolna vykličující a naopak k Z narůstá mocnost a zakončení tělesa je zde ostřejší až subvertikální. Délka tělesa C1 dosahuje 15 až 20 m a mocnost cca 2 m. Svrchní hranice tělesa odpovídá reliéfu, kdežto spodní hranice je ostře omezena nízkými hodnotami odporu. Báze dosahuje nadmořské výšky přibližně 152 m. Směrem generálně k J je pozice tělesa C1 méně jasná, když toto nebylo dokumentováno na profilu M7 a je nejspíše jen okrajově zachyceno na profilu M5.

Druhé těleso s konkávní bází a centrálními partiemi vyšších odporů, označené jako C2, se nachází ve v. části profilů, částečně v podloží tělesa C1. Svrchní, spodní a z. omezení tělesa C2 představuje poměrně ostrý kontakt s poli s nízkým odporem. Východní okraj tělesa C2 byl zastižen spíše na s. profilech (M2, M1), kdežto na j. profilech (M7, M5) není zcela jednoznačný. Délka tělesa je cca 15 až 25 m, mocnost kolísá mezi 2 a 5 m, díky konkávní bází a plochému až konvexnímu svrchnímu omezení tělesa. Báze tělesa C2 se nachází poblíž nadmořské výšky 149 m.

Poslední těleso s konvexním průběhem báze geoelektrických polí a centrálními partiemi s vyššími odpory se nachází naopak poblíž z. okraje profilů. Jeho báze dosahuje až do hloubky cca 146 m. Těleso má především na profilech M2 a M5 nápadný subvertikální z. okraj, jeho mocnost dosahuje cca 4 m a vzhledem k chybějícímu z. omezení (mimo záznam profilů) je jeho délka nejméně 6 m. Na profilu M7 došlo k relativnímu přiblížení z. okraje tělesa C2 a v. okraje tělesa C3.

Interpretace výsledků a závěry

Vizuální podobnost geoelektrických profilů byla dobrým předpokladem pro jejich interpretaci, která je navíc podložena relativně dobrou znalostí geologické stavby zájmové oblasti. Interpretace výsledků ERT vychází z předpokladu, že měrný odpor je v přímém vztahu s parametry jako jsou typ horniny, pórovitost, stupeň nasycení vodou (Cislerová et al. 2006). Posuny v konkrétní distribuci jednotlivých polí jsou proto následně interpretovány jako odraz průběhu sedimentárních a antropogenních těles ve vztahu k měřeným profilům.



Obr. 2: ERT profily na zájmové lokalitě (C1, C2, C3 – výplně daných koryt).

Fig. 2: ERT profiles on the locality (C1, C2, C3 – sedimentary infill of particular fluvial channels).

Lze tak uvažovat o architekturní stavbě údolní nivy, a také o vývoji přilehlé fortifikace v čase. Drobné odchylky zvýšené či snížené rezistivity mohou být způsobeny citlivostí metody na umístění jednotlivých elektrod a na kvalitě kontaktu elektrod s půdou (Zumr et al. 2009).

Bazální těleso s nízkými hodnotami odporů a jejich homogenní distribucí je interpretováno jako pannonské jíly vídeňské pánve. Značné rozdíly v hloubce povrchu byly dokumentovány dřívější geologickou sondáží (Macháček et al. 2007).

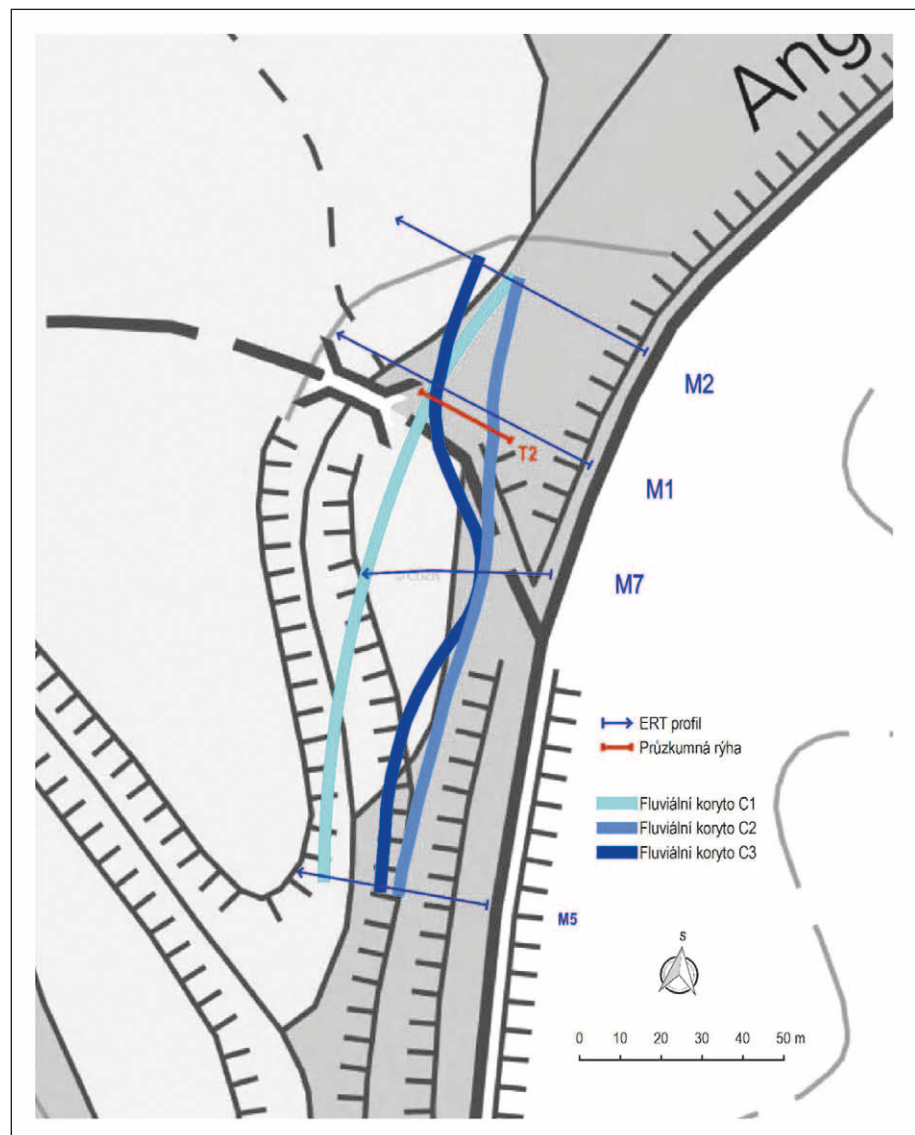
V terminálních levých, tj. východních částech profilů, je těleso zvýšených odporů F1 jednoznačně identifikováno jako zbytky fortifikace hradiště (tj. čelní, nasucho stavěná kamenná zeď s hlinitou výplní jádra). V jejím předpolí pak těleso F2 představuje nejspíše destrouvanou čelní zeď. Proměnlivá šířka tělesa F (především F2) ukazuje na značně proměnlivou destrukci fortifikace, ovlivněnou také stavbou silniční komunikace.

Konvexní průběh vybraných geoelektrických polí s vyššími hodnotami odporu a s centrálními partiemi s vyššími odpory vůči jejich periferiím byly interpretovány jako výplně fluvialních koryt, také vzhledem k dosavadním poznatkům o geologické stavbě zájmového území. Těleso C1 bylo navíc prokazatelně spojeno s výplní fluvialního koryta díky hodnocení terénní rýhy (Nehyba et al. 2020). S ohledem na odlišnou hloubkovou a prostorovou pozici těchto těles interpretujeme danou situaci jako sukcesi výplní fluvialních koryt zachycených v konkrétní pozici. Výplň koryta C1 má doloženo raně středověké stáří (Nehyba et al. 2020), kdežto koryta C2 a C3 mají nejspíše svrchně pleistocenní až raně holocenní stáří a jsou předběžně srovnávána s fluvialními sedimenty zachycenými průzkumnými rýhami na s. předhradí lokality hradiště Pohansko (Nehyba et al. 2018). Je pozoruhodné, že jednotlivé výplně koryt mají relativně srovnatelné rozměry (především C2 a C3). Vzhledem k přípovrchové pozici raně středověkého koryta C1 je možné, že jeho rozměry byly do určité míry/lokálně ovlivněny antropogenní činností především v poslední době

(terénní úpravy, protipovodňové rýhy ...). Na obrázku 3 lze sledovat interpretaci průběhu jednotlivých koryt. Zastížená situace nám do jisté míry dovoluje posoudit průběh dílčích koryt a případnou diverzitu fluvialního systému v rámci mikro-měřítká (prostorového i časového). Vycházíme z předpokladu, že geometrie individuálního koryta je v tomto měřítku v rovnováze s proudovými charakteristikami, lokálním sklonem reliéfu a typem sedimentu.

Z obrázku 3 je zřetelné, že raně středověké koryto C1 ve sledovaném území „stabilně lemuje“ předpolí hradištní fortifikace a má tvar mírného zákrutu vyklenutého generelně k Z. Zastížené litofacie (Nehyba et al. 2018) ukazují na tvorbu říčních valů a jejich migraci generelně k J a JZ. Nejvyšší hodnoty odporu se vyskytující spolu s nejvyšší mocností výplně koryta a asymetrický tvar výplně ukazuje nejspíše na přítomnost březního valu. Koryto C1 má relativně menší rozměry ve srovnání s koryty C2 a C3.

Komplikovanější situace je spojena s výplní koryta C2, které má ve sledovaném území zřetelně klikatý/



Obr. 3: Průběh vyčleněných dílčích fluvialních koryt v zájmovém prostoru.

Fig. 3: Planform distribution of recognised fluvial channels in the area under study.

sinusovitý průběh. Nejvyšší hodnoty odporů jsou spojeny jak s centrálními, tak periferními částmi koryta, když jsou také obvykle lokalizovány nad nehlubší částí koryta. Tato situace ukazuje na výraznější přítomnost vnitrokorytových valů vedle valů březních.

Koryto C3 má tvar mírného zákrutu vyklenutého generelně k V. Podobně jako u koryta C2 jsou nejvyšší hodnoty odporů lokalizovány jak v centrálních, tak periferních partiích koryta, a ne vždy zcela odpovídají nehlubším částem koryta. Tato situace znovu ukazuje na výraznější přítomnost vnitrokorytových valů vedle valů březních.

Geometrie a spojitost či nespojitost těles říčních kanálů bývá využívána pro posouzení role avulze, laterální migrace či rychlosti tvorby depozičního prostoru (Nichols 1999). Zjištěná laterální konektivita výplně koryt C2 a C3 v hodnoceném případě (M7) ukazuje spíše na nižší rychlost tvorby depozičního prostoru a avulze spolu s významnější laterální migrací (v rámci svrchního pleistocénu až raného holocénu?). Směry transportu v korytech C2 a C3 na základě analogie se situací na s. předhradí (Nehyba et al. 2018) byly generelně k J a JV. Především zřetelně vyšší mocnosti výplně koryt C2 a C3 ve srovnání s korytem C1 ukazují na větší hloubku koryt. Lze předpokládat také vyšší šířku výplně koryt C2 a C3.

Plošně omezené hodnocení fluvialní architektury vede primárně k hledání řídicích faktorů sedimentace

v autigenních procesech. Sedimentární záznam v daném prostoru, střídání fluvialního režimu s tvorbou téměř rovných koryt (C1 a C3) s tvorbou koryt s výraznějšími zákruty (C2), periodické střídání etap erozního zahloubení koryt a etap vertikální agradace (vnitrokorytové i mimobřezní/nivní sedimenty) i laterální migrace, výskyt sukcese koryt na plošně omezeném prostoru, to vše lze spojit s opakovanou redepozicí starších fluvialních sedimentů, zařazení do staršího sedimentárního záznamu a komplikovanějšími stratigrafickými vztahy dílčích sedimentárních těles. Tyto procesy obvykle indikují spíše allogenní řídicí procesy (klíma, tektonika..), které fungují ve větším prostorovém a případně i časovém měřítku než procesy autigenní.

Výsledky metody ERT ukázaly, že tato je využitelná k určení prostorových vztahů jednotlivých říčních architekturních elementů v sedimentárním záznamu. Aplikace této metody, která je relativně rychlá a levná, na větší ploše v kombinaci s určením stáří hodnocených sedimentů a sedimentologickou analýzou by mohla řešit také otázku identifikace řídicích faktorů depozice konkrétních fluvialních sedimentů.

Poděkování

Výzkum byl podpořen projektem GAČR GA20-18929S. Za laskavé posouzení příspěvku děkujeme Josefu Havířovi a Janu Vítovi.

Literatura

- Dostál, I., Putiška, R., Kušnirák, D. (2014). Determination of shear surface of landslides using electrical resistivity tomography. – *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 2014, 44, 2, 133–147.
- Císlarová, M., Šanda, M., Zumr, D., Jelínková, V., Hlavice, M., Vacek, J. (2006). Terénní průzkum v Karlině. – In: *Udržitelná výstavba 2*, 177–186. ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Praha.
- Drahor, M. G., Berge, M. A., Kurtulmuş, T. Ö., Hartmann, M., Speidel, M. A. (2008). Magnetic and electrical resistivity tomography investigations in a Roman legionary camp site (Legio IV Scythica) in Zeugma, Southeastern Anatolia, Turkey. – *Archaeological Prospection*, 15, 3, 159–186.
- Dresler, P. (2011). Opevnění Pohanska u Břeclavi. Brno. – In: Měřinský, Z., Klápště, J. (eds): *Dissertationes Archeologicae Brunenses/Pragensesque*. Masarykova Univerzita, Brno.
- Gibling, M. R. (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. – *Journal of Sedimentary Research* 76, 731–770. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>
- Kadlec, J., Grygar, T., Světlík, I., Ettler, V., Mihaljevic, M., Diehl, J. F., Beske-Diehl, S., Svitavská-Svobodová, H. (2009). Morava River floodplain development during the last millennium, Strážnické Pomoraví, Czech Republic. – *The Holocene* 19, 3, 499–509. <https://doi.org/10.1177/0959683608101398>
- Komoróczy, B., Vlach, M., Hüssen, C.-M., Lisá, L., Lendáková, Z., Groh, S. (2014). Projekt interdisciplinárního výzkumu římských krátkodobých táborů ve středním Podunají. – *Archeologie Barbarů 2011*, Brno. 341–367.
- Macháček, J., Doláková, N., Dresler, P., Havlíček, P., Hladilová, Š., Přichystal, A., Roszková, A., Smolíková, L. (2007). Raně středověké centrum Na Pohansku u Břeclavi a jeho přírodní prostředí. – *Archeologické rozhledy* LIX, 2, 278–314.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. – *Earth Science Reviews* 53, 149–196.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits*. 582pp. Springer, Berlin.
- Mussett, A. E., Khan, M. A. (2000). *Looking Into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Nehyba, S., Dresler, P., Doláková, N., Kuda, F., Prišáková, M., Šimík, J., Škojec, J., Kirchner, K. (2020). Raně středověké říční koryto v blízkosti fortifikačního systému velkomoravského hradiska Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 27, 1–2, 54–62.
- Nehyba, S., Dvořáková, M., Doláková, N., Dresler, P. (2018). Kvartérní sedimenty na Severním předhradí lokality Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 34–40. <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-34>
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Chichester, United King.
- Ondruch, J., Máčka, Z. (2015). Response of lateral channel dynamics of a lowland meandering river to engineering-derived adjustments - an example of the Morava River (Czech Republic). – *Open Geosciences* 2015, 7, 588–605.
- Ondruch, J., Máčka, Z., Šulc Michalková, M., Putiška, R., Knot, M., Holík, P., Miřijovský, J., Jenčo, M. (2018). Response of channel dynamics to recent meander neck cut-off in a lowland meandering river with artificial training history: the Morava River, Czech Republic. – *Hydrological Sciences Journal*, 2018, 63, 1236–1254.
- Papadopoulos, N. G., Sarris, A., Parkinson, W. A., Gyucha, A., Yerkes, R. W., Duffy, P. R., Tsourlos, P. (2014). Electrical resistivity tomography for the modelling of cultural deposits and geomorphological landscapes at Neolithic sites: a case study from Southeastern Hungary. – *Archaeological Prospection*, 21, 3, 169–183. <https://doi.org/10.1002/arp.1480>
- Petrík, J., Petr, L., Adameková, K., Prišáková, M., Potůčková, A., Lendáková, Z., Fraczek, M., Dresler, P., Macháček, J., Kalicki, T., Lisá, L. (2019). Disruption in an alluvial landscape: settlement and environment dynamics in the Alluvium of the river Dyje at the Pohansko archaeological site (Czech Republic). – *Quaternary International*, 511, 124–139. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.013>
- Stan, D., Stan-Kleczek, I. (2014). Application of electrical resistivity tomography to map lithological differences and subsurface structures (Eastern Sudetes, Czech Republic). – *Geomorphology*, 221, 113–123.
- Stehlík, F., Kadlec, J. (2012). Dolní tok Moravy v holocénu aneb co napsala řeka do svého archivu. – *Vesmír*, 91, 100–102.
- Zumr, D., Levorova, M., Císlarová, M. (2009). Využití ERT pro kvantitativní vyhodnocení infiltračních experimentů. – In: *Udržitelná výstavba 5*, 218–222. ČVUT, Fakulta stavební, Praha.