

## SEDIMENTY STŘEDNÍHO PLEISTOCÉNU V SEVEROZÁPADNÍ ČÁSTI VIDNAVSKÉ NÍŽINY (OKRAJ PACZKÓWSKÉ KOTLINY) - GEORADAROVÝ VÝZKUM

THE MIDDLE PLEISTOCENE SEDIMENTS IN NORTHWESTERN PART OF VIDNAVA LOWLAND  
(PACZKÓW GRABEN MARGIN) - GROUND PENETRATING RADAR SURVEY

MARTIN HANÁČEK, BARBORA PROCHÁZKOVÁ, ZBYNĚK ENGEL

### *Abstract*

Hanáček, M., Procházková, B., Engel, Z., 2022: Sedimenty středního pleistocénu v severozápadní části Vidnavské nížiny (okraj Paczkówské kotliny) - georadarový výzkum. - *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 107, 2, 269-285 (with English summary).

*The middle pleistocene sediments in northwestern part of Vidnava lowland (Paczków graben margin) - ground penetrating radar survey*

The Vidnava Lowland in the northern Sudetic Foreland is characterized by extensive alluvial and fluvial sediments deposited during the Weichselian. Pre-Weichselian deposits are very rare and occur as isolated relics only. The Písečník Hill (288 m a.s.l.) with adjacent plateau represents one of the largest relics in the western part of the lowland. It consists of Elsterian glacitectorites, infills of subglacial cavities, and melt-out tills, underlain by Neogene deposits. A ground penetrating radar (GPR) survey of the deposits was undertaken in order to identify buried sedimentary units. The GPR profiles revealed five facies and two subfacies: GPR1a (channel infill - large-scale bedsets of dunes, lateral-downstream accretion); GPR1b (mid-channel bar - bedload sheets, low relief dunes, vertical-downstream accretion); RF2 (channel infill: dunes and transverse bars, downstream-vertical accretion or upstream accretion on mid-channel bar-head); RF3 (scours infill or bar margin deposits, lateral-downstream accretion); RF4 (climbing dunes along channel outer bank); RF5 (coarse gravelly to bouldery sheet flow deposits). The sedimentary architecture of RF1-RF4 facies is interpreted as a part of braided river channel-belt with mid-channel bars and side bars separated by sinuous channels. The internal structure of the deposits and abundant erratics indicate the deposition in ice-marginal river or ice-marginal valley. The RF5 facies is interpreted as a Saalian alluvial fan in superposition above the glaciofluvial deposits.

*Key words:* subsurface sedimentary architecture, proglacial glaciofluvial bar and channels, Elsterian European Ice Sheet Complex, Elsterian-Saalian alluvial deposits, Rychleby Mts. Foreland, Eastern Sudetes, Czechia.

Martin Hanáček, Regional museum in Jeseník, Zámecké náměstí 1, 790 01 Jeseník, Czech Republic; Department of Geography, Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: HanacekM@seznam.cz

Barbora Procházková, Department of Physical Geography and Geoecology, Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 00 Praha 2

Zbyněk Engel, Department of Physical Geography and Geoecology, Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 00 Praha 2

## 1. ÚVOD

V javornické části Vidnavské nížiny existuje jediná lokalita odhalující reliktní sedimentárního archivu vývoje této nížiny ve středním pleistocénu. Jedná se o pahorek Písečník

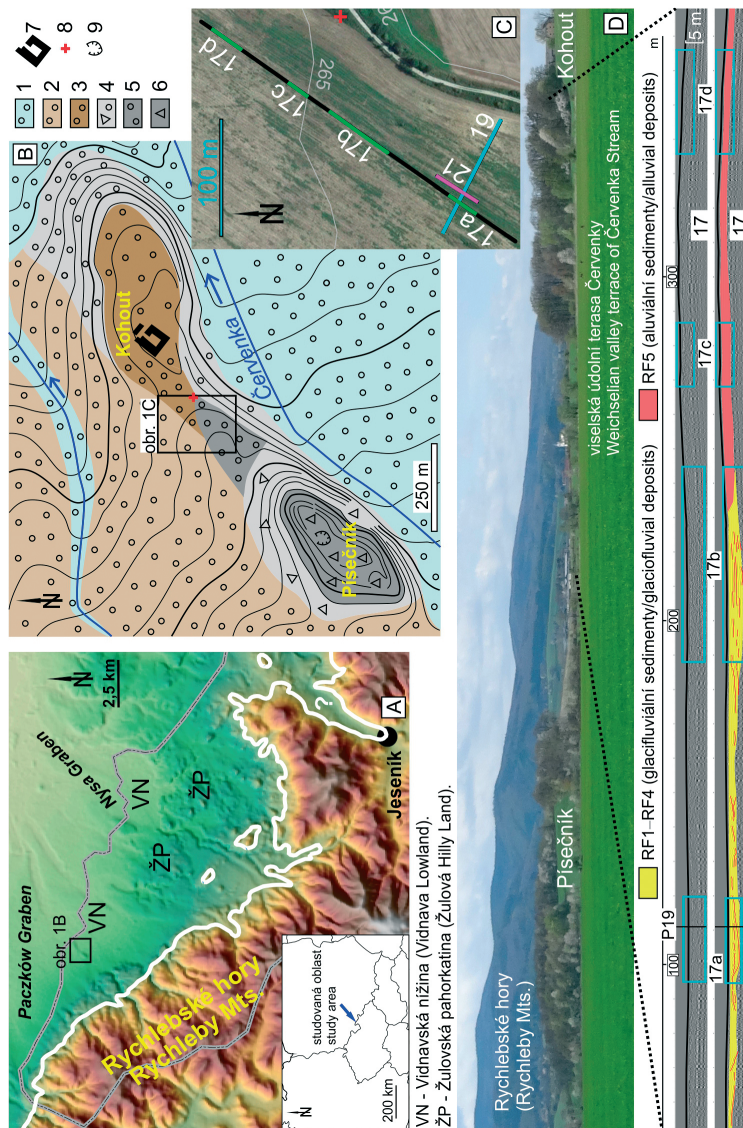
(288 m) a sv. směrem navazující plošinu s osadou Kohout, ~ 0,8–2 km s. od Javorníku. Na samotném vrchu Písečník je opuštěný odkryv, v němž byly detailně popsány sedimenty středněpleistocenního pevninského zalednění (RŮŽIČKOVÁ *et al.* 2003, SIKOROVÁ *et al.* 2006, HANÁČEK *et al.* 2013, 2021). Plošina mezi Písečníkem a Kohoutem byla roku 2013 studována georadarem. Předložený příspěvek vyhodnocuje právě výsledky georadarového průzkumu této regionálně důležité lokality.

Jako Vidnavskou nížinu označujeme dvě deprese, kterými z Polska na naše území zasahuje údolí Nysy Kłodzke (obr. 1A). Západní z obou depresí (javornická část) přiléhá podél sudetského okrajového zlomu k sz. hřebeni Rychlebských hor. Částečně se vklíní mezi Rychlebské hory a Žulovskou pahorkatinu. Povrch západní deprese klesá od J na S z 345 m n. m. na úpatí Rychlebských hor k 250 m n. m. u státní hranice s Polskem. Východní deprese (vidnavská část) odpovídá rozlehlé údolní terase řeky Vidnávky z. od Vidnavy. Povrch terasy na českém území upadá k SV z 275 m n. m. na 225 m n. m. Obě části Vidnavské nížiny odděluje výběžek Žulovské pahorkatiny.

Nysa Kłodzka protéká soustavou kotlin (příkopových propadlin). Západní deprese Vidnavské nížiny je okrajem Paczkówské kotliny a východní deprese Nyské kotliny (Paczków Graben, resp. Nysa Graben BADURA *et al.* 2004). Paczkówská kotlina probíhá západovýchodním směrem zhruba mezi městy Bardo a Otmuchów. Byla založena na rozhraní paleogénu a neogénu, kdy se podél sudetského okrajového zlomu začaly zdvihát krystalinické jednotky Sudet (BADURA *et al.* 2004, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2022). Intenzivně zaklesávající pánev byla v centrální části postupně vyplněna 300–400 m mocnými lakustrinními, rašelinistními a fluviálními sedimenty neogenního stáří a posléze aluviálními, fluviálními, ledovcovými a eolickými sedimenty kvarterního stáří (KRZYSZKOWSKI *et al.* 2000, BADURA *et al.* 2004).

Okrajová zóna obou kotlin (Vidnavská nížina) má jednodušší geologickou stavbu. Hlavní část výplně tvoří neogenní aluviální, fluviální a lakustrinní sedimenty, místy s lignitovými sloji. Mocnost těchto uloženin přesahuje 300 m v západní depresi a 250 m ve východní části (ŽÁČEK *et al.* 2004). Nad neogenními sedimenty leží tenký kvarterní pokryv, jehož mocnost se většinou pohybuje v několika m (max. 7 m pod povrchem údolní terasy řeky Vidnávky, ŽÁČEK *et al.* 2004). Kvarterní záznam je tvořen sedimenty elsterského pevninského zalednění (HANÁČEK *et al.* 2021) a dále aluviálně-fluviálními sedimenty sálského, viselského i holocenního stáří (SKÁČELOVÁ 1997, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008).

Významným faktorem poelsterského vývoje Vidnavské nížiny byl neotektonický zdvih krystalinických hornin Rychlebských hor a rovněž žulovského masivu vůči kotlinám v údolí Nysy Kłodzke (ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008). Tektonicky a glaciostaticky vyvolané pohyby variských ker ve spojení s cyklickými návraty glaciálního klimatu vedly během poelsterského vývoje na úpatí Rychlebských hor ke dvěma významným etapám aluviálně-fluviální sedimentace v sálském komplexu glaciálů a jedné etapě ve viselském glaciálu (PECINA *et al.* 2005, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008, 2022). Před samotnou depozicí těchto uloženin působovala aluviálně-fluviální aktivita intenzivní erozi ledovcových uloženin i předkvarterního podloží (granitoidů žulovského masivu a neogenních sedimentů). Mladší aluviálně-fluviální impulzy samozřejmě zapříčinily erozi bezprostředně starších sedimentů stejné geneze. Důsledkem těchto erozně-depozičních procesů je zachování větších akumulací i drobných reliktních středněpleistocenních sedimentů pouze v Žulovské pahorkatině (GÁBA 1972, PROSOVÁ 1981, IVAN 1983, ŽÁČEK *et al.* 1995, 2004, PECINA *et al.* 2005). Ve Vidnavské nížině byly téměř všechny ledovcové uloženiny denudovány. Plošně nejrozsáhleji působila viselská aluviálně-fluviální aktivita, která odstranila i většinu sálských aluviálních sedimentů, vyjma aluviálních uloženin bezprostředně podél okrajového sudetského zlomu u Bílého Potoka. Poté utvořila plošně rozsáhlé sedimenty na morfostratigrafické úrovni údolní terasy, jejíž povrch valnou většinou odpovídá dnešnímu povrchu nížiny (SKÁČELOVÁ 1997, ŽÁČEK *et al.* 1995, 2004, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008).



Obr. 1. A. Poloha studované oblasti. Bíle: maximální rozsah elsterského ledovcového šítu (podle NÝVLTA *et al.* 2011, upraveno). B. Geologie lokality Pisečník-Kohout (podle SKÁČELOVÉ 1997, upraveno). 1 – fluviální sedimenty viselské údolní terasy; 2 – elsterské-sálské aluviální sedimenty; 3 – elsterské-sálské aluviální sedimenty dříve považované za ledovcové sedimenty; 4 – svahoviny z ledovcových a aluviálních sedimentů; 5 – elsterské glacioluviální sedimenty; 6 – elsterské glaciectonity a tilly; 7 – zástavba; 8 – větvení elektrického vedení; 9 – pískovna. C. mapa GPR radagramů. D. Lokalita Pisečník-Kohout, pohled od východu a radagram 17.

Fig. 1. A. Study area. White line: maximum extent of Elsterian ice-sheet (after NÝVLTA *et al.* 2011, modified). B. Geology of Pisečník-Kohout Site (after SKÁČELOVÁ 1997, modified). 1 – fluvial sediments of valley terrace (Weichselian); 2 – alluvial sediments (Elsterian-Saalian); 3 – alluvial sediments (Elsterian-Saalian) formerly regarded as glaciogenic sediments; 4 – slope sediments originated from glaciogenic and alluvial sediments; 5 – glacioluviial sediments (Elsterian); 6 – glaciectonites and tills (Elsterian); 7 – buildings; 8 – power line branching; 9 – sandpit. C. Pisečník-Kohout Site, view from the East, and GPR profile No. 17.

## 2. LOKALITA „PÍSEČNÍK-KOHOUT“

Písečnick je jz.-sv. směrem protáhlý pahorek, ve směru orientace dlouhý ~500 m a široký ~250 m. Dosahuje nadmořské výšky 288 m (obr. 1B, D). Severozápadní svah pahorku je pozvolný. Západní svah Písečnicku přechází do sv. úpatí Rychlebských hor, od něhož je oddělen pouze plochým, nenápadným prahem. Prudký sv. svah Písečnicku ostrým úpatím předchází do mírně zvlněné plošiny, která s nadmořskou výškou ~266 m pokračuje dalších 700 m na SV za osadu Kohout. Pahorek Písečnick i navazující plošina Kohoutu jsou morfologicky nejvýrazněji omezeny společným jv. svahem, ~10–20 m vysokým a příkrě upadajícím k okraji viselské údolní terasy potoka Červenky. Písečnick i plošinu Kohoutu budují neogenní štěrky a písky, které byly zastíženy do hloubky min. 70 m (vrty GDO99969 a 99971, ČGS-Geofond, viz HANÁČEK *et al.* 2021).

Temeno Písečnicku bylo v minulosti otevřeno malým těžebním odkryvem, odhalujícím geologickou stavbu pahorku (významná geologická lokalita ČGS č. 970). Následující popis a interpretace geologie odkryvu vychází z prací HANÁČKA *et al.* (2013, 2021). Stěny odkryvu zachycují kontakt mezi neogenními a kvarterními sedimenty. Do neogénu jsou řazeny nevytříštěné, kompaktní písky s hojnou příměsí klastů rychlebských hornin. Povrch neogenních sedimentů je značně nerovný s drobnými elevacemi a depresemi. Na tento zvlněný povrch nasedá ~2 m mocný vrstvení sled sedimentů středněpleistocenního pevninského zalednění. Tvoří je glacitektonit, výplň subglaciální deprese a melt-out tilly (tj. tilly vzniklé uložením materiálu uvolněného z pozvolna roztávajícího ledovce). Štěrky ledovcových uloženin je složen především z hornin hlavního hřebene Rychlebských hor, eratika tvoří max. 13 % materiálu. Neobvykle hojně se vyskytují balvany eratik, bazaltu i místních hornin. Glacigenní sedimentární sled představuje glacitektonicko-ablační sukcese, která vznikla iniciální ledovcovou deformací podloží a následnou bazální i povrchovou degradací ledovcového štítu překrývajících Písečnick.

Elevace Písečnicku uchránila na svém temeni elsterské ledovcové sedimenty před všemi erozně-sedimentárními událostmi následujícími po ústupu ledovcového štítu, kromě svahové resedimentace samotných ledovcových uloženin. Plošina s osadou Kohout není otevřena žádným odkryvem se zřetelnou geologickou stavbou. Na jejím povrchu vystupují štěrky s hrubými klasty místních i severských hornin a ojedinele i balvany eratik do 1,5 m. Štěrky se vyskytují hlavně v úseku mezi sv. úpatím Písečnicku a osadou Kohout. Na geologické mapě 1:50 000 (SKÁCELOVÁ 1997) jsou označeny jako středněpleistocenními ledovcové sedimenty. Tyto uloženiny západním směrem přecházejí do sedimentů mapovaných jako pleistocenní sedimenty deluviálního, fluviálního, glacigenního a eolického původu bez přesnějšího rozlišení (SKÁCELOVÁ 1997). K upřesnění geneze sedimentů plošiny – v úvahu přicházely hlavně glacitektonity a tilly nebo glaci-fluviální, glacialakustrinní i aluviální sedimenty – byl povrch části plošiny prozkoumán georadarem.

## 3. METODIKA

Georadarem zkoumaná plocha byla vybrána na základě orientačního terénního mapování petrografie štěrkových klastů na povrchu terénu, kterým je pravidelně obdělávané pole. Pro georadarové měření byla použita jednotka Malá RAMAC CU-II (MALÁ GeoScience, 2005) a anténa s vysílací frekvencí 250 MHz. Délka časového okna měření byla nastavena na 213 ns, krok měření byl 0,049 s. Přesná pozice georadarových profilů byla zaznamenávána pomocí GPS Garmin GPSMAP 60CXs s chybou v přesnosti měření < 4 m. Naměřená GPR data byla zpracována a interpretována s využitím softwaru Reflex ver. 7.5. (Sandmeier). Data byla po nastavení úrovně registrovaného signálu filtrována po stopách a očištěna od nízkofrekvenčního šumu (filtr Dewow) a ostatních frekvencí vzdálených od užitečného signálu (filtr Background removal). Následně byl signál zesílen pomocí filtru AGC-gain (automatic gain control), který vyrovnává přirozený útlum energie a amplitudy elektromagnetické vlny. Rychlosti šíření elektromagnetického signálu byly 110 m/μs, tyto hodnoty od-



povídají rychlosti šíření v prostředí glaci-fluviálních štěrků a štěrkových písků (CASSIDY *et al.* 2003). Výsledkem jsou tři radargramy č. 17, 19 a 21, které buď kompletně, nebo v určitých částech zobrazují podpovrchové struktury v kvalitě dostatečné pro vysvětlení geneze a stratigrafické zařazení sedimentů (obr. 1C, 1D).

#### 4. VÝSLEDKY

##### Terénní mapování petrografie štěrkových klastů

Podle petrografie štěrkových klastů lze povrch studované plošiny rozdělit ve směru JZ-SV do tří úseků:

Jihozápadní úsek se nachází mezi sv. úpatím Písečnicku a stožárem s větvením elektrického vedení 140 m zjz. od Kohoutu. Plošina je v těchto místech zahlobena do mělké deprese, upadající směrem k prudkému jv. svahu plošiny, směrem k údolní terase Červenky. Klasty v tomto úseku jsou tvořeny rychlebskými horninami (rulami, grafitickým kvarcitem, metabaziky, křemenem), provenienčně nejistým čedičem a hojnými nordickými eratiky, nevýmaje bludné balvany. Větší klasty jsou na povrchu terénu volně rozptýleny a obklopeny mnohem drobnějším materiálem. Podpovrchový sediment se zjevně vyznačuje převahou jemných frakcí s příměsí větších klastů a balvanů.

Střední úsek se nachází mezi zmíněným sloupem elektrického vedení a osadou Kohout. Reliéf tohoto úseku je mírně klenutý. Na povrchu se masově vyskytují klasty ve frakci oblázků a valounů (pebbles, cobbles) i balvany. Zcela převládají rychlebské horniny (ruly, kvarcitu, metabazika, křemen), nordické horniny jsou v porovnání s předchozím úsekem zřetelně vzácnější, i když stále přítomné. Rozdíly ve stupni zaoblení se neprojevují, všude dominují subangulární a suboválné tvary. Přesnou hranici mezi oběma asociacemi klastů nelze vymezit.

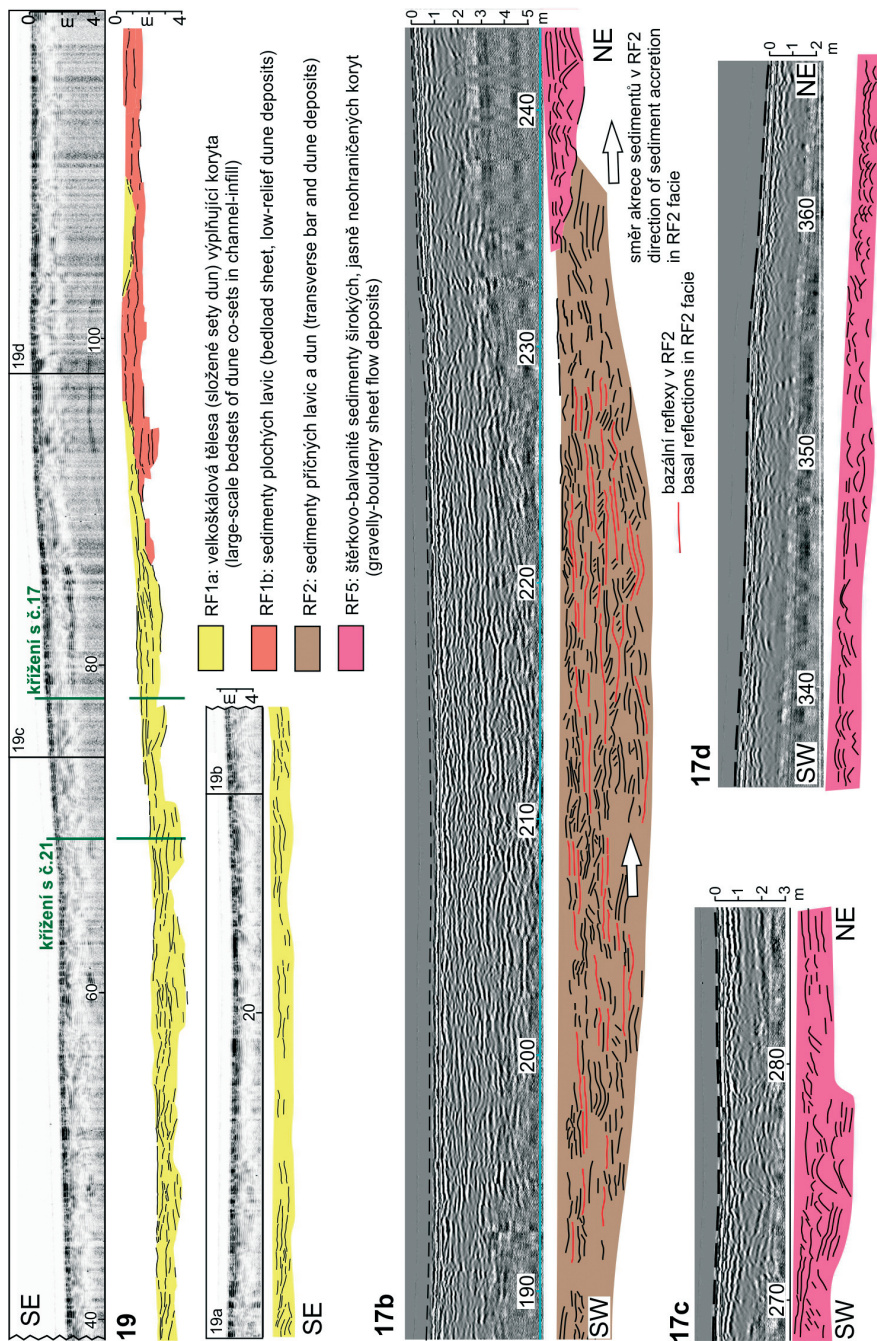
Severovýchodní úsek zabírá pokračování plošiny východně Kohoutu. Terén je zde rovný, ukončený příkrým severním, východním a jižním svahem, které spadají k údolní terase. Koncentrace klastů na povrchu je v porovnání s předchozím úsekem nízká, ale zároveň jsou stále přítomny velké klasty (valouny, cobbles). Naprosto převažují rychlebské horniny (ruly, kvarcitu, metabazika) a dále čediče. Eratika se objevují jen ojediněle.

##### Georadarový průzkum

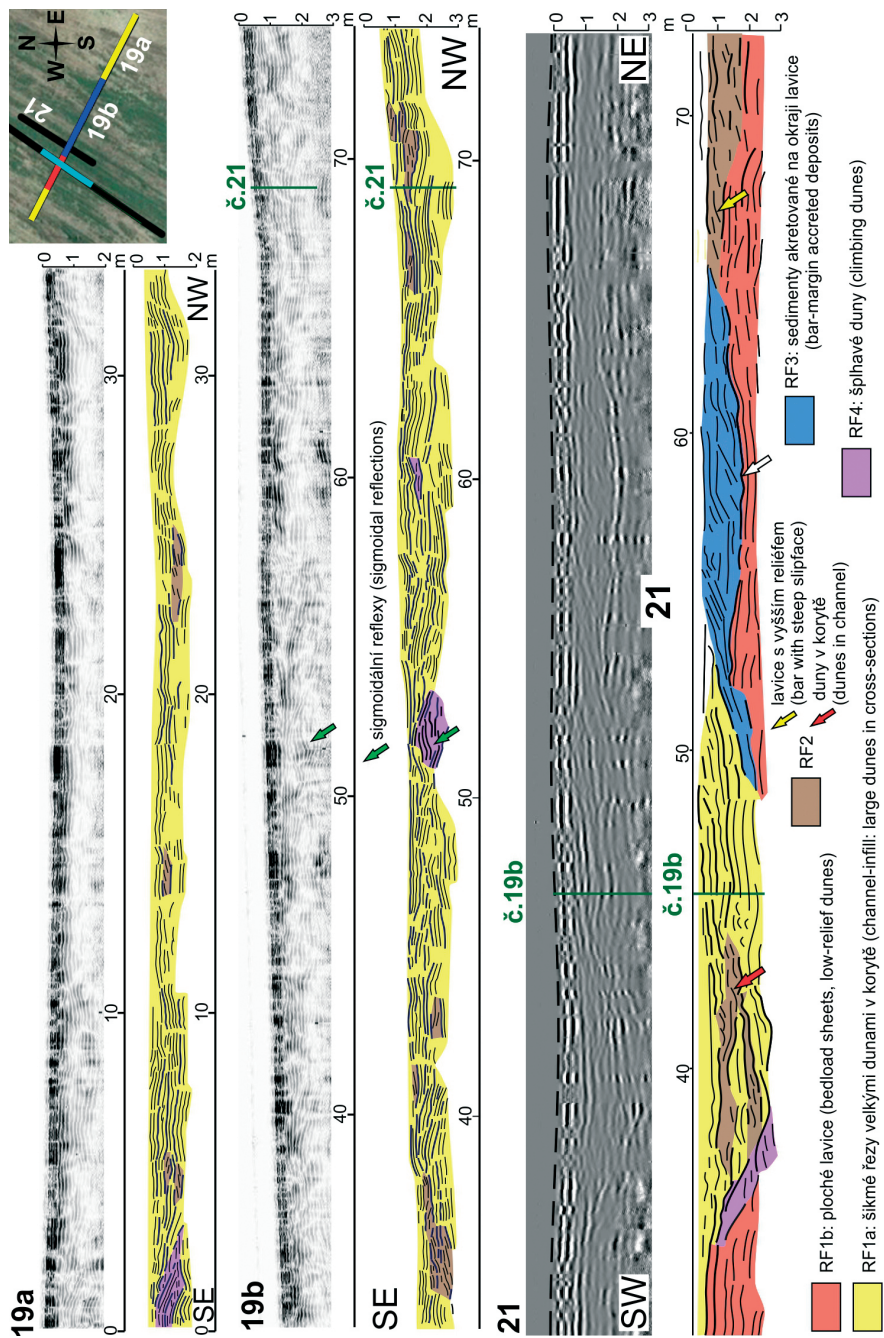
Podle tvaru, průběhu a vzájemné orientace reflexů bylo v radargramech vymezeno pět georadarových facií (RF1-RF5).

Nejrozšířenější georadarovou facií je RF1, protože tvoří téměř celý radargram 19 (obr. 2), významnou část radargramu 21 (obr. 3) a malou část radargramu 17a (obr. 4). Skládá se jednak z krátkých neprůběžných, ale i několik m dlouhých průběžných reflexů, orientovaných subhorizontálně s úklonem pod různými úhly většinou do 10°, méně často 15°. Zcela ojediněle přecházejí do příkřejšího úklonu až 22°. Tyto reflexy tvoří jednotlivé sady. Každá jednotlivá sada je tvořena zřetelně paralelními reflexy. Podle uspořádání těchto sad lze georadarovou facií RF1 rozlišit na dvě subfacie RF1a a RF1b. Převažující subfacie RF1a je tvořena mírně ukloněnými sadami uspořádanými do plochých čoček. Některé sady jsou tvořeny dlouhými konkávními nebo naopak konvexními reflexy, vždy paralelními. Subfacie RF1a představuje většinu radargramů 19a-19c, část radargramu 21 a malou část radargramu 17a (obr. 2-4) Subfacie RF1b je tvořena subhorizontálně uspořádanými deskovitými sadami. Její stavba je nejlépe zřetelná v radargramech 19c, 19d a 21 (obr. 3, 4).

Georadarová facie RF2 je druhou nejrozšířenější georadarovou facií. Tvoří velkou část radargramu 17a, skoro celý radargram 17b a části radargramu 21 (obr. 2-4). V radargramu 17b zahrnuje délku min. 50 m a mocnost 4 m, což je i nejvyšší zjištěná mocnost RF2 (obr. 2). Georadarovou facií RF2 tvoří subhorizontální reflexy a příkře šikmé reflexy.

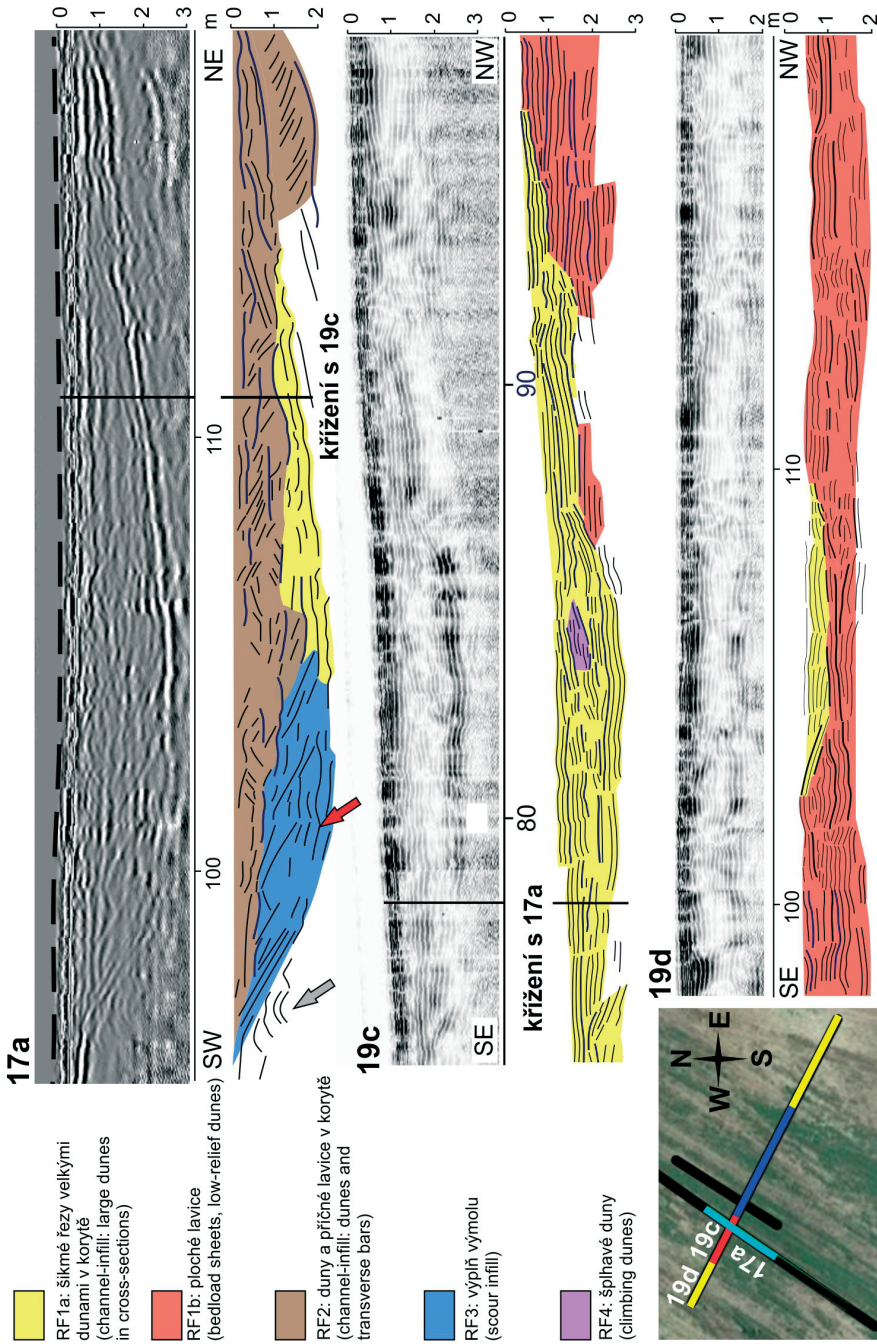


Obr. 2. Radargram 19 a úseky 17b–d radargramu 17.  
Fig. 2. GPR profile No. 19 and 17b–d sections of GPR profile No 17.



Obr. 3. Úseky 19a, b radarogramu 19 a radarogram 21.  
 Fig. 3. Sections 19a, b of GPR profile No. 19 and GPR profile No 21.





Obr. 4. Úsek 17a radargramu 17 a úseky 19c, d radargramu 19.  
 Fig. 4. 17a section of GPR profile No. 17 and 19c, d sections of GPR profile No. 19.



Subhorizontální reflexy jsou přímé až lehce zvlněné (místy konkávní), průběžně v délce několika m. Reflexy jsou řídké rozmístěny se svislými vzdálenostmi mezi 0,25 a 1 m a jsou vždy vzájemně paralelní. Ve svislých mezerách mezi subhorizontálními reflexy se vyskytují krátké šikmé reflexy, ukloněné pod úhly 15–40° vůči průběžnějším subhorizontálním reflexům. Tyto šikmé reflexy jsou konkávní a přímé, vzájemně paralelní a tvoří sady. V radarogramu 21 jsou šikmé reflexy lehce konvexní (žlutá šipka v radarogramu 21 na obr. 3).

Georadarová facie RF3 se vyskytuje v radarogramech 21 (obr. 3) a 17a (obr. 4). RF3 je definována paralelními reflexy, které upadají ostře šikmo dolů pod úhlem až 30°. Šikmé reflexy dosahují délky až 2,5 m a zabírají úsek o mocnosti ~1,5 m. Nahoře jsou někdy ukončeny hyperbolickým ohybem a dole jsou většinou ukončeny dvojím způsobem: na sadě hyperbolických reflexů (obr. 4, radarogram 17a, šedá šipka) nebo na zvlněných až konkávních reflexech různé délky (obr. 4, radarogram 17a, červená šipka). V radarogramu 21 je tento konkávní reflex průběžný podél laterálního rozsahu příslušné georadarové facie a skládá se z několika delších kontinuálních i krátkých úseků, přerušovaných krátkými mezerami (bílá šipka v obr. 3).

Georadarová facie RF4 tvoří čtyři izolovaná tělesa v radarogramech 19a–c a 21 (obr. 3, 4). RF4 tvoří krátké subhorizontální, vzájemně paralelní reflexy. Těsně za 50. metrem radarogramu 19b (obr. 3) jsou konce hyperbol zalomené, takže reflexy mají tvar deformovaného, zploštělého písmene S (sigmoidální reflexy). Tyto jsou z obou stran jasně ohraničeny příkré šikmými reflexy (sklon 20–30°). Ostře šikmé reflexy definují celkovou značně šikmou orientaci všech těles RF4. Na začátku radarogramu 19a spolu laterálně sousedí dvě popsane sady reflexů (obr. 3).

Georadarová facie RF5 zobrazuje přes 140 m sv. části radarogramu č. 17 (obr. 1). Maximální zachycená mocnost je ~2 m a celá georadarová facie je mělce podpovrchová. Skládá se z hyperbolických reflexů a neprůběžných subhorizontálních reflexů. Tyto se vyskytují buď společně (obr. 2, radarogram 17c) nebo jsou některé úseky RF5 tvořeny jen hyperbolickými reflexy (obr. 2, radarogram 17d).

## 5. INTERPRETACE A DISKUSE

### Geneze georadarových facií

Sady paralelních reflexů georadarové facie RF1 představují litofaciální sety a hranice mezi sadami korelují s reaktivačními povrchy, podél kterých se nevýrazně měnil směr a sklon setů a tudíž i směr sedimentace (HEINZ a AIGNER 2003, SKELLY *et al.* 2003). Čočkovitost sad reflexů subfacie RF1a, zejména konkávní tvar některých sad, ukazují na sedimentární výplně koryt (HEINZ a AIGNER 2003, SKELLY *et al.* 2003, LUNT *et al.* 2004). Tabulární stavba subfacie RF1b představuje laterálně rozsáhlé, tenké štítové sedimentární vrstvy (HEINZ a AIGNER 2003, LUNT *et al.* 2004, RICE *et al.* 2009), vertikálně přirůstající do deskovitých těles (ploché lavice, MIAL 1977, ALLEN 1983).

Georadarová facie RF2 znázorňuje sedimenty příčných lavic (transverzálních barů) se hřbety orientovanými značně šikmo až skoro příčně k orientaci koryt nebo trojrozměrných dun (megačeřin). Krátké šikmé reflexy jsou vrstvy vzniklé sklouzáváním materiálu po příkré, poproudové straně lavic a dun. Subhorizontální reflexy odpovídají reaktivačním povrchům, resp. plochám, po kterých lavice poproudově přirůstaly, v případě lehce konkávního tvaru subhorizontálních reflexů se jednalo o duny (BEST *et al.* 2003, SMITH *et al.* 2005, RICE *et al.* 2009). Sada tvořená bazálním subhorizontálním či konkávním reflexem a nadložními, na tomto bazálním reflexu ukončenými šikmými reflexy představuje podélný až šikmý řez jednou příčnou lavicí/dunou. Superpozice těchto sad vznikla vertikální akrecí zmíněných lavic a dun.

Spodní konkávní reflexy a hyperbolické reflexy pod sadami šikmých reflexů georadarové facie RF3 jsou bázemi velkých výmolů. Hyperbolické reflexy odrážejí změny fyzikálních parametrů prostředí (např. náhlé změny permitivity nebo měrné elektrické

vodivosti), které v úlomkovitých sedimentech způsobují např. velké klasty (ÉKES a FRIELE 2003, ROBERTS *et al.* 2003). Zvláště konkávní báze fluvialních výmolů bývají pokryty tenkými polohami hrubého štěrku, představujícími erozní rezidua (reziduální horizonty, lagy). Jedná se o znaky intenzivní hloubkové eroze sedimentů (PISARSKA-JAMROŽY a ZIELIŃSKI 2014). Sady šikmých reflexů georadarové facie RF3 vznikly poproudovou až laterální akrecí materiálu na rozhraní lavic a koryt (BEST *et al.* 2003, SKELLY *et al.* 2003).

Georadarová facie RF4 se podobá sigmoidálním reflexům, zaznamenávajícím šikmou akrecí (šplhání) dun po ukloněném dně směrem ze zahlobbené osní části koryta k jeho břehu (SKELLY *et al.* 2003).

Georadarová facie RF5 zobrazuje odrazy velkých klastů (hyperbolické reflexy, ÉKES a FRIELE 2003, ROBERTS *et al.* 2003) a agradaci plochých sedimentárních těles (HEINZ a AIGNER 2003, LUNT *et al.* 2004, RICE *et al.* 2009). RF5 jako celek představuje hrubozrnný sediment uložený jako nezřetelné štítové vrstvy nebo štěrko-balanované sedimenty v širokých, nejasně vymezených korytech.

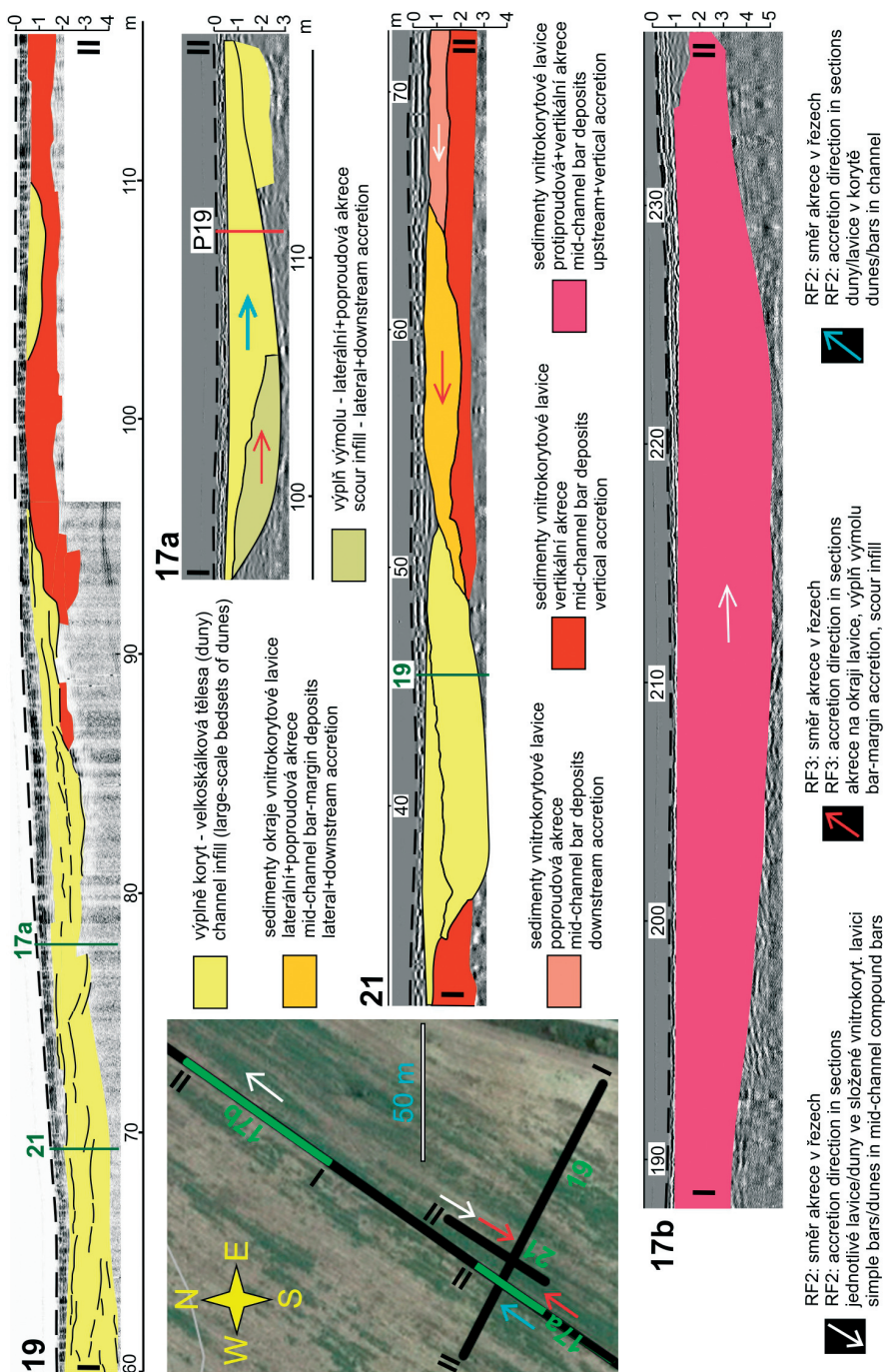
### Depoziční prostředí georadarových facií RF1–RF4

Podle interpretace jednotlivých facií představují facie RF1–RF4 jako celek sedimentární záznam fluvialního řečiště s koryty a lavicemi (obr. 5).

První skupinou těles v řečišti jsou vnitrokorytové složené lavice (mid-channel compound bars, BRIDGE 2003), jejichž stavbu odhalují subfacie RF1b v radargramech 19 a 21 a facie RF2 v radargramu 17b. Na sobě naložené tabulární sady subhorizontálních paralelních reflexů subfacie RF1b jsou jednotlivé široké duny s nízkým reliéfem (LUNT *et al.* 2004), které společně tvoří složenou plochou lavici. Méně často po povrchu složené lavice migrovaly jednotlivé duny/lavice (unit bars, BRIDGE 2003) s vyšším reliéfem, přirůstající akrecí šikmých vrstev na své příkré poproudové straně (RICE *et al.* 2009), viz radargram 21 na obr. 3. Facie RF2 v radargramu 17b vznikla akrecí jednotlivých lavic/dun na protiproudové straně velké složené vnitrokorytové lavice (BEST *et al.* 2003, LUNT *et al.* 2004, BRIDGE a LUNT 2006). Dokazuje to struktura facie RF2 v radargramu 17b, ve které jsou bazální reflexy souhlasně mírně ukloněny na JZ, zatímco šikmé reflexy upadají na SV (obr. 2). Jednotlivé lavice/duny přirůstaly (mírně šplhaly) na SV po svahu složené lavice ukloněném na JZ, proti nebo kose k proudu. Současnou vertikální akrecí lavic/dun tato strana složené lavice přirůstala proti směru říčního toku.

Druhou skupinou těles jsou koryta a jejich výplně. V průřezech šikmých/kolmých na směr proudění jsou koryta zřetelně asymetrická. Na průběhu báze koryt je závislá distribuce facií RF1a, RF3 a RF4, představujících sedimentární výplň koryt. Nejpříkřejší erozní stranu koryt pokrývá facie RF4, která představuje duny šplhající šikmo-poproudově po příkrém dně (SKELLY *et al.* 2003). Jedná se o nejstarší část korytové výplně, jejíž depozice začala ihned po vytvoření dna hloubkovou a boční erozí. Facie proto kopíruje dynamický reliéf dna koryta.

Facie RF3 se v radargramu 21 nachází na rozhraní složené lavice a koryta (obr. 3, 5). Laterálně se vyvíjí z duny migrující po povrchu složené lavice (facie RF2 v radargramu 21) do výplně koryta (facie RF1a v radargramu 21). Facie RF3 v radargramu 21 akretovala v laterálně poproudovém směru důsledkem přetoku vody z povrchu lavice sekundárními koryty (SKELLY *et al.* 2003, BEST *et al.* 2006, cross-bar channel, BRIDGE a LUNT 2006) do přilehlého hlavního koryta (bar-margin deposits, BEST *et al.* 2003). Facie RF3 v radargramu 17a (obr. 4) vznikla laterálně-poproudovou akrecí sedimentů do lokálního výmolu, který mohlo vyhloubit silné turbulentní proudění pod soutokem dvou menších samostatných koryt (confluence scour, hollows, SIEGENTHALER a HUGGENBERGER 1993, LUNT *et al.* 2004, BEST *et al.* 2006).



Obr. 5. Sedimentární architektura georadarových facií RF1–RF4.

Fig. 5. Sedimentary architecture of GPR1–GPR4 facies.

Většinu korytové výplně představuje subfacie RF1a. Její genezi lze interpretovat porovnáním křížení dvojic radargramů 19b a 21 (obr. 3) a dále 17a a 19c (obr. 4). První křížení ukazuje v obou radargramech subfacii RF1a. Tvary sad paralelních reflexů, odchylky v orientaci sousedních sad a pozice na pozvolnější straně koryta dokládají, že se jedná o laterálně-poproudově akretované jednotlivé lavice/duny (ALLEN 1983). Facie RF1a v radargramu 21 tvoří těleso, které lze vzhledem k jeho pozici nad pozvolnější stranou koryta označit za průřez postranní lavicí (side bar, BRIDGE 1993, 2003). V křížení radargramů 19c a 17a se zobrazuje odlišná struktura. Subfacií RF1a v radargramu 19c odpovídá facie RF2 v radargramu 17a. Jelikož RF2 znázorňuje řez zhruba paralelní s prouděním (zjevné bazální reflexy a šikmé, poproudově akretované reflexy jednotlivých dun/lavic), musí RF1a v tomto křížení znázorňovat kolmý/kosý průřez stejnými tělesy, tj. jednotlivými dunami či lavicemi. Facie RF1a tedy představuje v korytě amalgamované jednotlivé duny a lavice. V radargramu 19 je zjevné, že sady facie RF1a tvoří větší série, které na sebe navazují laterálně i vertikálně, což je zjevné hlavně mezi 40. a 70. m radargramu 19b (obr. 3). Na bázi sérií se někdy nachází facie RF4. Tuto sedimentární stavbu lze interpretovat jako složenou výplň koryta, kdy jednotlivé série představují velkoškálová tělesa, uložená latero-poproudovou akrecí v korytě (BRIDGE 1993). Každé velkoškálové těleso je omezeno reaktivačními povrchy a složeno z různě orientovaných, mnohdy šplhavých dun (BRIDGE 2003). Bazální pozice šplhavých dun (RF4) možná ukazuje na výmolové báze velkoškálových těles (BLAŽAUSKAS *et al.* 2007).

Koryta studovaného řečiště měla zřetelně asymetrický průřez s příkrou erozní stranou a pozvolnou sedimentační stranou (radargram 21 na obr. 3 a 5). Tento typ průřezu je charakteristický pro ohyb koryta (např. BRIDGE 1993). Popsaná sedimentární architektura je typická pro divočí říčky s jedním nebo několika hlavními sinuosními kanály, větvičnými se mezi složenými lavicemi uvnitř i po stranách koryta (např. BRIDGE 1993, 2003). Studované lokality je blízká sedimentární architektura říčky Niobrara, vyznačující se plochými lavicemi a do nich zahloubenými koryty různé hierarchie (SKELLY *et al.* 2003).

Na základě georadarového průzkumu lze fluviální prostředí charakterizovat následovně (obr. 5). Během povodní v řečišti vznikaly vnitrokorytové lavice a formovala se sinuosní hlavní koryta. Lavice měly plochý povrch a do přilehlých koryt spadaly jen mírně konvexními stranami (tabulární tvar RF1b a mírné sklony šplhání v RF2 v radargramu 17b na obr. 2). Po kulminaci průtoku a vyznění eroze započala sedimentace velkoškálových těles, která akretovala migrací a amalgamací jednotlivých dun a příčných lavic. Sedimentace probíhala hlavně podél vnitřní strany ohybů koryt, kde přiléhající strana vnitrokorytových lavic přirůstala do koryta poproudově-laterální akrecí. Přes povrch vnitrokorytových lavic voda proudila sekundárními kanály a ústila do hlavního koryta. Na soutocích zesílené proudění vymílalo prohlubně, do nichž následně progradovaly ústové valy, které do hlavního koryta někdy přirůstaly v šikmo protichůdném směru.

### Paleogeografická interpretace georadarových facií RF1–RF4

Georadarové facie RF1–RF4 leží pod povrchem plošiny na sv. úpatí Písečnicku, v místě povrchových výchozů štěrkovitých sedimentů s hojnými klasty eratik (obr. 1B, C). Podle toho je lze interpretovat jako glaci-fluviální sedimenty. Faciální architektura se podobá výplním proglaciálních řek tekoucích podél okraje ledovcového štítu (ice-marginal river, BLAŽAUSKAS *et al.* 2007). Směry akrece facie RF2 v radargramech 17a, 17b ukazují, že řeka tekla zhruba na SV (obr. 5). Protisměrné orientace reflexů facie RF3 v radargramech 17a a 21 je možné vysvětlit jako šikmé přirůstání dnových forem od protilehlých břehů do osy koryta. Protisměrná akrece se vyskytuje na soutoku dvou dílčích koryt, pod níž vzniká výmol (confluence scour, LUNT *et al.* 2004), do kterého následně šikmo protisměrně přirůstají ústové lavice (tributary-mouth bars, BRIDGE 1993). Jelikož radargramy 19a–19c zachycují vůči proudění šikmý řez korytovou výplní, je pravděpo-



dobné, že toto koryto bylo orientováno obdobně jako předchozí tělesa a že tedy celé řečiště směřovalo přibližně na SV. Tento směr byl zaznamenán i v glaciáluálních sedimentech na severním okraji Žulovské pahorkatiny ~ 14 km vjv. směrem od Písečnicku-Kohoutu (HANÁČEK a ADAMEKOVÁ, 2020). Glaciáluální uložení podél severního okraje Žulovské pahorkatiny a ve Vidnavské nížině tak možná představují reliktu proglaciáluální výplavové plošiny, z J–JZ omezené vyvýšenými částmi pahorkatiny a Hořtickým stupněm Rychlebských hor a od S čelem degradujícího nebo stagnujícího ledovcového štítu. Toky na této plošině směřovaly zhruba na SV. Severovýchodní orientace směřování podhorské říční sítě tohoto úseku předpolí Sudetského pohoří je konzistentní od neogénu do recentu (ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008). Proglaciáluální glaciáluální toky z doby rané deglaciaci i horské řeky geneticky nevázané na ledovcový štít měly a mají podobnou orientaci, což lze přičíst zásadní roli regionální terénní morfologie na vývoj piedmontní drenážní sítě. Proglaciáluální výplavová plošina Vidnavské nížiny a s. okraje Žulovské pahorkatiny byla analogická k řekám lemujícím okraj viselského ledovcového štítu v severní Evropě (ice-marginal river, BLAŽAUSKAS *et al.* 2007 nebo ice-marginal valleys, PISARSKA-JAMROŽY 2015). I tyto řeky byly orientovány ve směru souhlasném s moderní říční sítí (generelně k Z), respektive s jejími nezaledněnými úseky. Je tedy zjevné, že moderní říční síť sleduje velmi podobné směry jako v pleistocénu na stejných místech vyvinutá glaciáluální říční síť.

### **Depoziční prostředí, paleogeografická a stratigrafická interpretace georadarové facie RF5**

Mělice podpovrchová hloubka, značný laterální rozsah a subhorizontální vnitřní struktury ukazují, že facie RF5 představuje plošně rozsáhlé, ale nepříliš mocné sedimenty. Tato architektura je typická pro aluviální kužely, které jsou jinak převládajícími sedimenty Vidnavské nížiny i západní části Žulovské pahorkatiny (IVAN 1983, ŽÁČEK *et al.* 1995, SKÁČELOVÁ 1997, PECINA *et al.* 2005, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008). Sedimentace na aluviálních kuželech často probíhá v nejasně vymezených korytech za vzniku tabulárních vrstev, navíc s rozhodujícím podílem štěrku a hojnými balvany (BLAIR a MCPHERSON 1994). Facie RF5 tomuto charakteru vyhovuje, protože četné hyperbolické reflexy naznačují právě hojnou přítomnost velkých štěrkových valounů a příměs balvanů o velikosti několika dm. Hrubozrnnost sedimentů RF5 podporuje korelace s materiálem na povrchu plošiny. Podle povrchového petrografického rozdělení plošiny se RF5 rozprostírá ve středním úseku, kde se na povrchu masově vyskytuje hrubý štěrk s převahou rychlebských hornin a občasnými eratiky.

Všechny štěrkové sedimenty na Písečnicku a také sedimenty plošiny zdvižené nad úroveň údolní terasy Červenky a táhnoucí se od úpatí Písečnicku na SV až za osadu Kohout jsou na geologické mapě 1:50 000 (SKÁČELOVÁ 1997) označeny jako „glacigenní a glaciáluální písčito-štěrkovité sedimenty.“ Na základě uvedených dokladů je vhodné kvarterní sedimenty na plošině rozdělit (obr. 1B). K ledovcovým uloženinám náleží všechny kvarterní sedimenty na temeni Písečnicku. Ovšem na plošině sv. od kopce k nim lze zařadit jen sedimenty pod povrchem recentní deprese (facie RF1–RF4, resp. jihozápadní úsek plošiny podle petrografie povrchových štěrků). Na samotném Písečnicku jde o subglaciáluální glacitektonity, melt-out tilly a sedimenty podledovcových dutin (HANÁČEK *et al.* 2021). Na sv. úpatí Písečnicku se jedná o glaciáluální sedimenty proglaciáluálního toku. Střední úsek plošiny s facií RF5 a severovýchodní úsek východně od osady Kohout představují aluviální sedimenty.

Stratigrafická pozice facie RF5 v nadloží facie RF2 při sv. konci radargramu 17b (obr. 2) dokazuje, že aluviální sedimenty jsou mladší než glaciáluální sedimenty. Tím je vysvětlena přítomnost eratik v aluviálních sedimentech, které do nich byly resedimentovány během aluviální eroze glaciáluálních uloženin. Genetickou i stratigrafickou odlišnost aluviálních sedimentů facie RF5 od glaciáluálních sedimentů (RF1–RF4) podporuje i lo-

kální morfologie. Glacifluviální sedimenty zaujímají mírně zahloubenou část plošiny podél Písečnicku. Aluviální sedimenty jsou situovány výše a mají mírně klenutý povrch (radargram 17 na obr. 1). Lokální deprese zahloubená do facií RF1-RF4 vznikla čistě místní erozní událostí, kdy v místě deprese došlo nejprve k úplnému odstranění aluviálních sedimentů a proříznutí erozní báze do podložních glacifluviálních sedimentů. Zářez do glacifluviálních uloženin naznačuje i náhlé ukončení korytovitých těles erozním povrchem terénu (radargram 19, viz obr. 2). Vznik lokální deprese na sv. úpatí Písečnicku patrně souvisel s viselským zahlubováním potoka Červenky, do něhož je deprese orientována (obr. 1). Viselská údolní terasa potoka Červenky je vůči povrchu studované plošiny snížena o ~5 m podél jasně utvořeného svahu (obr. 1).

Glacifluviální sedimenty (RF1-RF4) a aluviální sedimenty (RF5) tedy budují terasový stupeň, morfostratigraficky zdvižený nad viselskou údolní terasu. Glacifluviálním uloženinám lze přisoudit elsterské stáří, protože do elsterského glaciálu spadají rovněž ostatní sedimenty pevninského zalednění v podhůří Rychlebských hor (ŽÁČEK *et al.* 2004, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008, NÝVLT *et al.* 2011, GREENWOOD *et al.* 2021, HANÁČEK *et al.* 2021). Otázkou je stáří aluviálních sedimentů georadarové facie RF5.

Předpolí Sudetského a Karpatského pohoří se během kvartéru stalo zónou erozně-sedimentárních procesů vycházejících z ledovcového štítu i z protilehlých horských údolí a svahů (MACOUN *et al.* 1965, PROSOVÁ 1981, SALAMON 2014, HANÁČEK a BUBÍK 2021). Podhůří prodělalo rozsáhlou erozní etapu vývoje, která následovala po ústupu elsterského ledovcového štítu a předcházela nástup sálské (saale 1, drenthe) aluviálně-fluviální sedimentace. Eroze ovšem nezasáhla podhůří rovnoměrně. Nejintenzivněji působila v osních částech říčních údolí, odkud vyklidila téměř všechny elsterské glacigenní, glacifluviální a glacialakustrinní sedimenty. Relikty elsterských ledovcových uloženin se zachovaly zejména v preglaciálně založených depresích, které zůstaly pod bází hloubkové eroze následující elsterskou deglaciací. Na tyto relikty pak během anaglaciální fáze prvního sálského glaciálu sedimentovaly fluviální uloženiny (MACOUN *et al.* 1965, TYRÁČEK a HAVLÍČEK 2009, NÝVLT *et al.* 2011). Na bočních svazích říčních údolí však nedocházelo k tak rozsáhlé erozi, pročež se zde dochovaly významné relikty elsterských sedimentů, které posléze překryly různé uloženiny prvního sálského glaciálu (KRZYSZKOWSKI *et al.* 2000).

V údolích řek vytékajících z Rychlebských hor a sousední Zlatohorské vrchoviny byly elsterské glacifluviální sedimenty ojediněle zastíženy vrty v podloží sálských fluviálních uloženin tvořících hlavní terasu řeky Bělé (CHÁB *et al.* 2004). Ve většině případů však byly patrně erodovány v období mezi elsterskou ledovcovou sedimentací a raně sálskou říční sedimentací. Odlišná je geologická stavba na úpatí sz. hřebene Rychlebských hor podél okrajového sudetského zlomu, kde leží i studovaná lokalita. V této oblasti jsou na plochem hřebetu mezi údolím Vidnávky a Skorošického potoka elsterské ledovcové sedimenty plošně překryty aluviálními sedimenty. Tyto jsou kladeny do prvního a druhého sálského glaciálu (saale 1 - drenthe a saale 2 - warthe, PECINA *et al.* 2005, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008), kdy progadovaly z horského hřebene na opuštěnou elsterskou proglaciální plošinu.

V podmínkách elsterské deglaciace byla ledovcová sedimentace v prostoru opuštěném ledovcovým štítem záhy vystřídána podhorskou aluviální sedimentací. Tato měla velký progradacní i agradační potenciál právě na tektonicky založeném úpatí Rychlebských hor, kam patří i studovaná oblast a kde mají sálské aluviální sedimenty značnou rozlohu (PECINA *et al.* 2005, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008). Hloubkové erozní zářezy vodních toků vytékajících z Rychlebských hor vznikaly až následně důsledkem pohybů podél sudetského okrajového zlomu. Jeho aktivita kombinovala tektonické pohyby zemské kůry a reakce na glaciostatické zatížení/odlehčení během posledního glaciálu (ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2022) a beze sporu i ve starších chladných obdobích (KRZYSZKOWSKI *et al.* 2000, 2019).

Superpozice aluviálních sedimentů (RF5) nad erozně seříznutými glacifluviálními sedimenty (RF1-RF4) klade vznik aluviálních sedimentů do doby po ústupu elsterského ledovcového štítu z úpatí Rychlebských hor. Morfostratigraficky jasně vymezená pozice RF5

nad údolní terasou potoka Červenky dokazuje vznik aluviálních sedimentů před zaříznutím údolí potoka a viselskou fluviální sedimentací. Toto vymezení dovoluje závěr, že aluviální kužel georadarové facie RF5 progradoval do předpolí Rychlebských hor na opuštěnou proglaciální plošinu ještě závěrem elsterského glaciálu nebo až během některého ze sálských glaciálů. Druhá alternativa umožňuje korelaci aluviálních sedimentů RF5 s dalšími aluviálními sedimenty podél okrajového sudetského zlomu na úpatí Rychlebských hor, které jsou kladeny do saale 1-drenthe a saale 2-warthe (PECINA *et al.* 2005, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.* 2008).

## 6. ZÁVĚRY

Georadarový průzkum plošiny sv. od Písečnicku odhalil dva sedimentární celky a tím i dvě etapy předviselského kvarterního vývoje.

Prvním celkem jsou glaci-fluviální sedimenty proglaciálního divočího toku s jasně vyvinutými sinuosními koryty a vnitrokorytovými i postranními lavicemi. Proglaciální glaci-fluviální sedimenty u Javorníku a glaci-fluviálně-glacilakustrinní sedimenty u Vidnavy mohly být vzhledem ke své nadmořské výšce součástí rozsáhlé výplavové plošiny, kterou z jihu ohraničovaly Žulovská pahorkatina a Rychlebské hory a ze severu čelo ledovcového štítu.

Druhým celkem jsou sedimenty aluviálního kuželu. Tyto spočívají v litostratigrafickém nadloží elsterských glaci-fluviálních uloženin a zároveň morfostratigraficky výše nad viselskou údolní terasou. Aluviální kužel tedy vznikl v období těsně po ústupu elsterského ledovcového štítu nebo až během sálských glaciálů.

Výsledky georadarového průzkumu ukazují, že plošina sv. od Písečnicku není zcela pokryta ledovcovými sedimenty, jak jsou zakresleny v základní geologické mapě 1:50 000 (SKÁCELOVÁ 1997). Samotné ledovcové (glaci-fluviální) sedimenty se omezují pouze na sv. úpatí Písečnicku. Střední a sv. část plošiny kolem osady Kohout je pod povrchem tvořena nejprve poledovcovými elsterskými nebo sálskými aluviálními sedimenty, které překrývají hlouběji pohřbené elsterské glaci-fluviální sedimenty.

## PODĚKOVÁNÍ

Publikace vznikla v rámci výzkumné činnosti Vlastivědného muzea Jesenicka (VMJ\_GEO\_KV). Výzkum byl rovněž podpořen projektem ECOPOLARIS, číslo CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_013/0001708 financovaným Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky. Autoři děkují recenzentům Danielu Nývltovi (Masarykova univerzita) a Petru Táboříkovi (Akademie věd České republiky) za posouzení rukopisu a připomínky, které pozvedly jeho kvalitu.

## LITERATURA

- ALLEN, J. R. L., 1983: Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. devonian), welsh borders. - *Sedimentary Geology*, 33, 237-293.
- BADURA, J., PRZYBYLSKI, B., ZUCHIEWICZ, W., 2004: Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. - *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 7-29.
- BEST, J. L., ASHWORTH, P. J., BRISTOW, C. S., RODEN, J., 2003: Three-Dimensional Sedimentary Architecture of a Large, Mid-Channel Sand Braid Bar, Jamuna River, Bangladesh. - *Journal of Sedimentary Research*, 73, 516-530.
- BEST, J., WOODWARD, J., ASHWORTH, P., SAMBROOK SMITH, G., SIMPSON, C., 2006: Bar-top hollows: A new element in the architecture of sandy braided rivers. - *Sedimentary Geology*, 190, 241-255.
- BLAIR, T. C., MCPHERSON, J. G., 1994: Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. - *Journal of Sedimentary Research*, 64, 450-489.

- BLAŽAUSKAS, N., JURGAITIS, A., ŠINKŪNAS, P., 2007: Patterns of Late Pleistocene proglacial fluvial sedimentation in the SE Lithuanian Plain. – *Sedimentary Geology*, 193, 193–201.
- BRIDGE, J. S., 1993: The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: Best, J. L., Bristow, C. S. (Eds.): *Braided Rivers*, 13–71, Geological Society Special Publication, 75.
- BRIDGE, J. S., 2003: *Rivers and Floodplains*. – Blackwell Publishing, 490 pp.
- BRIDGE, J., COLLIER, R., ALEXANDER, J., 1998: Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar. – *Sedimentology*, 45, 977–986.
- BRIDGE, J. S., LUNT, I. A., 2006: Depositional model of braided rivers. In: Sambrook Smith, G. H., Best, J. L., Bristow, C. S., Petts, G. E. (Eds.): *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*, 11–50, 6 International Association of Sedimentologists.
- BRISTOW, C. S., 1993: Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh. In: Best, J. L., Bristow, C. S. (Eds.): *Braided Rivers*, 277–289, Geological Society Special Publication, 75.
- BRISTOW, C., 1996: Reconstructing Fluvial Channel Morphology from Sedimentary Sequences. In: Carling, P. A., Dawson, M. R. (Eds.): *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, 351–371, John Wiley & Sons, Ltd.
- CASSIDY, N. J., RUSSELL, A. J., MARREN, P. M., FAY, H., KNUDSSON, O., RUSHMER, E. L., VAN DIJK, T. A. G. P., 2003: GPR derived architecture of November 1996 jokulhlaup deposits, Skeidararsandur, Iceland. In: Bristow, C. S., Jol, H. M. (Eds.): *Ground Penetrating Radar in Sediments*, 153–166, Geological Society, Special Publications, 211, London.
- ÉKES, C., FRIELE, P., 2003: Sedimentary architecture and post-glacial evolution of Cheekye fan, southwestern British Columbia, Canada. In: Bristow, C. S., Jol, H. M. (Eds.): *Ground Penetrating Radar in Sediments*, 87–98, The Geological Society, London.
- GÁBA, Z., 1972: Nejzazší výskyt uložení kontinentálního zalednění na Jesenícku. – *Časopis Slezského muzea (A)*, 21, 135–139.
- GREENWOOD, S. L., HUGHES, A. L. C., WINSBORROW, M. C. M., 2021: The EISC evolution prior to the Last Glacial Maximum. In: Palacios, D., Hughes, P. D., Garcia-Ruiz, J. M., Andrés, N. (Eds.): *European Glacial Landscapes. Maximum Extent of Glaciations*, 203–211, Elsevier.
- HANAČEK, M., ADAMEKOVÁ, K., 2020: Glacifluviálně-glacilakustrinní sekvence u Vidnavy na severním okraji Žulovské pahorkatiny. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 27, 69–78.
- HANAČEK, M., BUBÍK, M., 2021: Maximální rozšíření pleistocenního ledovcového štítu ve Vnějších Západních Karpatech a Východních Sudetech – současné znalosti a nový důkaz. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 85–92.
- HANAČEK, M., NÝVLT, D., JENNIGS, S. J. A., 2021: Thermal basal regime of the Elsterian ice-sheet marginal zone in a hilly mountain foreland, Rychleby Mts., Eastern Sudetes. – *Boreas*, 50, 582–605.
- HANAČEK, M., NÝVLT, D., NEHYBA, S., 2013: Písečník u Javorníku – drumlin se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 22–29.
- HEINZ, J., AIGNER, T., 2003: Three-dimensional GPR analysis of various Quaternary gravel-bed braided river deposits (southwestern Germany). In: Bristow, C. S., Jol, H. M. (Eds.): *Ground Penetrating Radar in Sediments*, 99–110, The Geological Society, London.
- CHÁB, J., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., MANOVÁ, M., NÝVLT, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., VEČERA, J., ŽÁČEK, V., 2004: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14–224 Jeseník s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba, Praha.
- IVAN, A., 1983: Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. – *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 20, 49–69.
- KRZYSZKOWSKI, D., BRIDGLAND, D., R., ALLEN, P., WESTAWAY, R., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., CZERWONKA, J., A., 2019: Drainage evolution in the Polish Sudeten Foreland in the context of European fluvial archives. – *Quaternary Research*, 91, 493–519.
- KRZYSZKOWSKI, D., PRZYBYLSKI, B., BADURA, J., 2000: The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Klodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). – *Geomorphology*, 33, 149–166.
- LUNT, I. A., BRIDGE, J. S., TYE, R. S., 2004: A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. – *Sedimentology*, 51, 377–414.
- MACOUN, J., ŠIBRAVA, V., TYRÁČEK, J., KNEBLOVÁ-VODIČKOVÁ, V., 1965: Kvartér Ostravska a Moravské brány. – *Ústřední ústav geologický*, 419 pp.
- MIALL, A. D., 1977: A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth-Science Reviews*, 13, 1–62.
- NÝVLT, D., ENGEL, Z., TYRÁČEK, J., 2011: Pleistocene Glaciations of Czechia. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L., Hughes, P. D. (Eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, A closer look. Developments in Quaternary Science*, 15, 37–46, Elsevier.



- PECINA, V., ČURDA, J., HANÁČEK, M., KOČANDRLE, J., NÝVLT, D., OPLETAL, M., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J., ŽÁČEK, V., 2005: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14–221 Žulová s Vysvětlivkami. – MS, Česká geologická služba, 111 pp.
- PISARSKA-JAMROZY, M., 2015: Factors controlling sedimentation in the Toruń-Eberswalde ice-marginal valley during the Pomeranian phase of the Weichselian glaciation: an overview. – *Geologos*, 21, 1–29.
- PISARSKA-JAMROZY, M., Zieliński, T., 2014: Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and palaeoenvironmental conditions. – *Boreas*, 43, 330–348.
- PROSOVÁ, M., 1981: Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenícká oblast. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 3, 265–294.
- RICE, S. P., CHURCH, M., WOOLDRIDGE, C. L., HICKIN, E. J., 2009: Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada. – *Sedimentology*, 56, 709–736.
- ROBERTS, M. C., NILLER, H.-P., HELMSTETTER, N., 2003: Sedimentary architecture and radar facies of a fan delta, Cypress Creek, West Vancouver, British Columbia. In: Bristow, C. S., Jol, H. M. (Eds.): *Ground Penetrating Radar in Sediments*, 111–126, The Geological Society, London.
- RŮŽIČKOVÁ, E., RŮŽIČKA, M., ZEMAN, A., KADLEC, J., 2003: Kvarterní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů – Česká geologická služba, Praha, 92 pp.
- SAMBROOK SMITH, G. H., ASHWORTH, P. J., BEST, J. L., WOODWARD, J., SIMPSON, C. J., 2005: The morphology and facies of sandy braided rivers: some considerations of scale invariance. In: Blum, M. D., Marriott, S. B., Leclair, S. F. (Eds.): *Fluvial Sedimentology VII*, 145–158, Special Publication Number 35 of the International Association of Sedimentologists.
- SALAMON, T., 2014: Rozwój strefy glacialmarginalnej na przedpolu Beskidu Śląskiego (dział bielski Pogórza Śląskiego). – *Przekład Geologiczny*, 62, 103–110.
- SIEGENTHALER, C., Huggenberger, P., 1993: Pleistocene Rhine Gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. In: Best, J. L., Bristow, C. S. (Eds.): *Braided Rivers*, 147–162, Geological Society Special Publication, 75.
- SIKOROVÁ, J., VÍSEK, J., NÝVLT, D., 2006: Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geological Quarterly*, 50, 3, 345–352.
- SKÁCELOVÁ, D., 1997: Geologická mapa ČR 1:50 000. List 04–44 Javorník. Český geologický ústav, Praha.
- SKELLY, R. L., BRISTOW, C. S., ETHRIDGE, F. G., 2003: Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower Niobrara River, northeast Nebraska. – *Sedimentary Geology*, 158, 249–270.
- SMITH, G. H. S., ASHWORTH, P. J., BEST, J. L., WOODWARD, J., SIMPSON, C. J., 2005. The morphology and facies of sandy braided rivers: some considerations of scale invariance. In: Blum, M.D., Marriott, S.B., Leclair, S.F. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VII*. Special Publication Number 35 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 145–158.
- ŠTĚPANČIKOVÁ, P., ROCKWELL, T. K., STEMBERK, J., RHODES, E. J., HARTVICH, F., LUTTRELL, K., MYERS, M., TÁBOŘÍK, P., ROOD, D. H., WECHSLER, N., NÝVLT, D., ORTUÑO, M., HÓK, J., 2022: Acceleration of Late Pleistocene activity of a Central European fault driven by ice loading. – *Earth and Planetary Science Letters*, 591, 117596.
- ŠTĚPANČIKOVÁ, P., STEMBERK, J., VILÍMEK, V., KOŠTÁK, B., 2008: Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic). – *Geomorphology*, 102, 68–80.
- TYRÁČEK, J., HAVLÍČEK, P., 2009: The fluvial record in the Czech Republic: A review in the context of IGCP 518. – *Global and Planetary Change*, 68, 311–325.
- ŽÁČEK, V., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., NEKOVAŘÍK, Č., NÝVLT, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J., 2004: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-222 Vidnava s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba, Praha.
- ŽÁČEK, V., SEKÝRA, J., OPLETAL, M., 1995: Geologická mapa ČR, list 14-22 Jeseník. – Soubor geologických a účelových map 1 : 50 000. Český geologický ústav, Praha.