

KVARTÉRNÍ SEDIMENTY NA SEVERNÍM PŘEDHRADÍ LOKALITY POHANSKO U BŘECLAVI

Quaternary deposits on the Northern bailey of the Pohansko site near Břeclav

Slavomír Nehyba¹✉, Marie Dvořáková¹, Nela Doláková¹, Petr Dresler²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Ústav archeologie a muzeologie, FF MU, Arne Nováka 1/1, 602 00 Brno

Key words: Quaternary deposits, facies analysis, grain surface textures, palynology, OSL dating, depositional environment

Abstract

Sedimentological study on the Northern bailey of the fortified site Pohansko allows identification of 9th lithofacies and 2 facies associations. The lower facies association is interpreted as an infill of fluvial channels (mostly mid-channel dunes) with two cycles of filling. The fluvial channels were relatively shallow and broad (high width/depth channel ratio) and they point to braided fluvial style and channel migration. The upper fluvial association reflects significant change of the fluvial style. The sedimentary infill of the upper fluvial association is interpreted as deposits of levee and overbank deposits. Results of the OSL dating for the sample of lower facies association provide an age of 13.5 ky. Such age can be correlated with the Upper Pleistocene Allerød Interstadial (13.7–12.9 ky BP), i.e. relatively warmer phase of the Weichselian late glacial. Data of OSL dating for two samples from the upper facies association were 11.8 ky and 10.3 ky BP. The upper age can be correlated with Younger Dryas (12.9–11.7 ky BP) whereas the lower one to Preboreal. The deposition of the upper facies associations are therefore interpreted as Uppermost Pleistocene to Early Holocene in age.

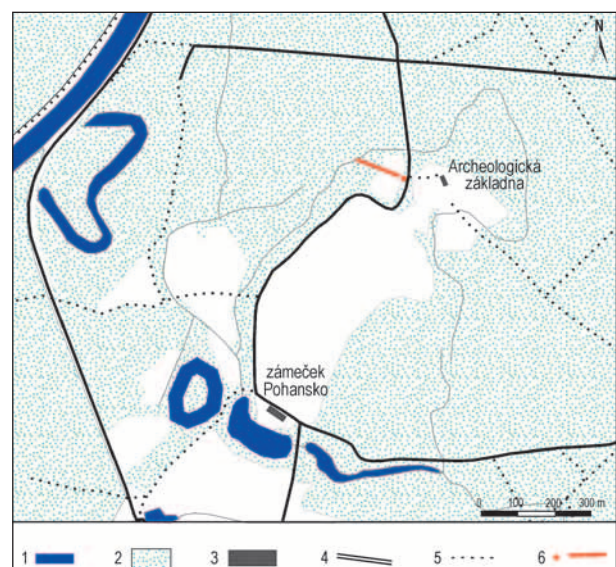
Úvod

Archeologická lokalita Pohansko u Břeclavi představuje významné raně středověké opevněné hradiště přímo v srdci Velkomoravské říše, pocházející z 9. století našeho letopočtu. Z geologického hlediska se zájmová lokalita nachází ve Vídeňské pánvi s typickými hojnými kvartérními sedimenty. Hradiště se nachází v nadmořské výšce od 155 do 157 m nad mořem. V dnešní údolní nivě Dyje, Moravy a Kyjovky vznikaly během svrchního pleistocénu a holocénu litologicky především pestré říční a eolické sedimenty. Z říčních sedimentů se jedná o říční korytové i mimokorytové sedimenty, litologicky pak o šterky, písky, prachy a jíly, případně o organikou bohaté kaly. Z eolických sedimentů jsou to váté písky a spraše (Macháček et al. 2007). Studovaná oblast je součástí údolní nivy s dunami (tzv. „hrůdy“) navátých písků a ostrůvky fluviálních písčité šterky.

Naváté písky nasedají na podložní písčité šterky a odrážejí suchá klimatická období. Eolické písky jsou žluté, bělošedé, středně až hrubě zrnité, mocné 1–10 m. Duny jsou různě orientovány, nelze tedy jednoznačně určit převládající směry větrů (Drábková et al. 2004). K navátí písků došlo většinou v průběhu nejmladšího pleistocénu a holocénu. Některé mohou pocházet také ze spodního pleistocénu (Musil 1993). Na základě korelace těchto sedimentů s podobnými evropskými lokalitami, spadá hlavní období ukládání navátých písků do pozdního glaciálu (od 12 000 let BP). Hrubozrnější polohy v rámci navátých písků považuje Havlíček (2001) za patrně fluviálního původu. Některé duny byly pohřbeny povodňovými hlínami (Macháček et al. 2007). Počáteční sedimentace povodňových hlín se odhaduje zhruba

na 3 000–4 000 BP v počáteční fázi subboreálu (Doláková et al. 2010). K intenzivnímu ukládání povodňových hlín a zarovnání údolní nivy do dnešní podoby dochází, na základě studia vývoje osídlení a archeologických výzkumů, až ke konci vrcholného středověku a v raném novověku (Dresler 2016). Jejich mocnost dosahuje až 4 m a jejich stáří je tedy svrchnoholocenní (Havlíček 2001).

Nově provedený (léto 2016) relativně rozsáhlý bagrovaný výkop na s. předhradí poskytl řadu geologických informací, které zpřesňují vývoj a procesy probíhající v zájmové oblasti na rozhraní pleistocénu a holocénu. Tyto



Obr. 1: Pozice studovaného výkopu. 1 – vodní plochy a toky; 2 – lesní plochy; 3 – stavební objekty; 4 – zpevněná komunikace; 5 – lesní cesta; 6 – studovaný odkryv.

Fig. 1: Position of the studied profile. 1 – water courses; 2 – forest; 3 – buildings; 4 – local road; 5 – forest road; 6 – studied outcrop.

✉ slavek@sci.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-34>

Tab. 1: Stručný popis vyčleněných facií.
Tab. 1: List of lithofacies.

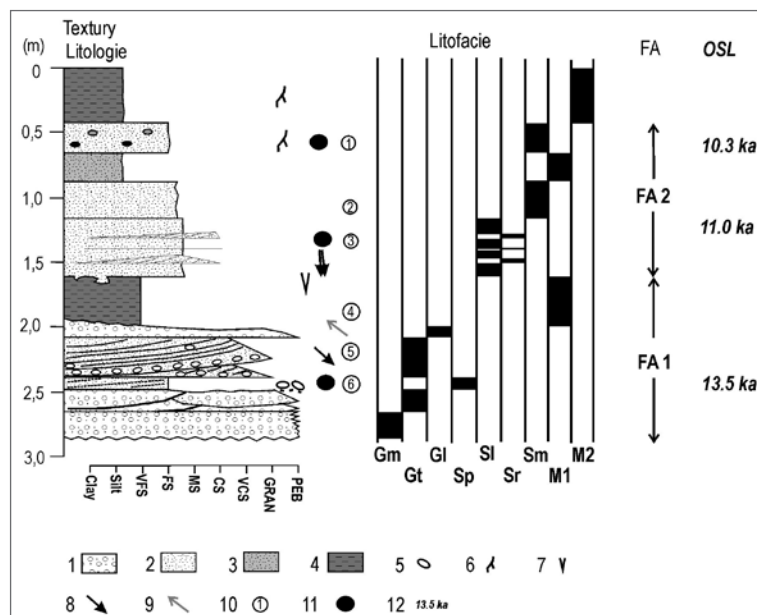
Symbol	Popis
Gm	Štěr s podpůrnou strukturou valounů, dobře zaoblené valouny krystalinických hornin, velikost do 5 cm (osa A), matrix tvořena středozrnným až hrubozrnným pískem, masivní až hrubě planární zvrstvení, deskovitá tělesa, mocnost kolem 10 cm (báze neodkryta). Ostrý nerovný konvexní top těles.
Gt	Korytovitě šikmo zvrstvený štěr až písčité štěr. Podpůrná struktura valounů k top až podpůrná struktura písčité matrix. Nahoru zjemňující trend v rámci jednotlivých setů. Ploše koryovitý až klínovitý tvar těles. Báze valouny do 4 cm (osa A), dobře zaoblené, Matrix tvořena sytě žlutošedým, středozrnným až hrubozrnným pískem. Ostrá báze i top. Báze erozní, ploše konkávní. Top zřetelně konvexní, poryt neprůběžnou polohou nabohacenou většími klasty. Relativně nízký sklon šikmého zvrstvení (8–10°). Mocnost setů kolem 15 cm. Mocnost coasetu kolem 30 cm.
Gl	Štěr s podpůrnou strukturou valounů, písčité matrix až kostrovitá stavba, ploše ležící valouny do 1 cm max. 4 cm, valouny dobře vytříděné. Klínovitý tvar tělesa, mocnost maximálně 10 cm. Ostrá plochá báze, ostrý erozní konkávní top (orientace 305/13). Výskyt neprůběžných ploše uložených čoček špatně vytříděného středozrnného písku o mocnosti do 2 cm v rámci štěrku.
Sp	Planárně šikmo zvrstvený jemnozrnný až středozrnný žlutohnědý písk, relativně dobře vytříděný, ostrá planární báze, erozní top. Mocnost izolovaného setu do 10 cm. Ploše deskovité tělesa.
Sr	Čeřinově šikmo zvrstvený středozrnný, středozrnný až hrubozrnný písk. Čočkovité polohy o mocnosti do 2 cm v rámci facie Sl. Relativně dobře vytříděný.
Sl	Žlutohnědý středozrnný, středozrnný až hrubozrnný písk, místy střídání lamin hrubozrnného a středozrnného písku, mírně ukloněná planární laminace (sklon do 10°). Ostrá téměř plochá báze i neostrý plochý top. Mocnost do 40 cm, vložky facie Sr.
Sm	Žlutohnědý rezavě smouhovaný jemnozrnný až středozrnný písk, masivní, místy slabě zřetelná ukloněná planární laminace, zbytky rostlinné hmoty, stopy po kořenech. Mocnost těles do 30 cm, ostrá plochá báze i top.
M1	Světle žlutohnědá rezavě smouhovaná nepravidelně jemně písčité jílovitá hlína či jílovitý písk. Ostrá báze nepravidelně buď ukloněná až koryovitá, nebo ploše deskovitá. Ostrý generelně plochý top s hojnými drobnými vtisky a drobnými deformacemi (stopy po činnosti organismů, mrazové klíny?). Ploše koryovitý nebo ploše deskovitý tvar tělesa.
M2	Sytě hnědošedá humózní prachovitá hlína, místy bělavě skvrnitá, vápnitá. Masivní. Stopy po kořenech.

výsledky jsou prezentovány v předloženém příspěvku. Pozice výkopu je znázorněna na obrázku 1.

Metodika

Základem studia byl popis profilu, litofaciální analýza, hodnocení architektury sedimentárních těles a granulometrická analýza. Faciální analýza vycházela ze zásad dle Tucker (1988), Walker a James (1992) a Nemeč (2005). Zrnitostní analýza (6 vzorků) byla provedena kombinací metody síťování za mokra na normovaných sítích (Retsch AS – 200) a laserové difrakce (CILAS 1064). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σ I) byly využity vzorce dle Folk a Ward (1957). Na vybraných vzorcích bylo provedeno studium povrchových tvarů/exoskopie (Mahaney 2002; Křížová et al. 2011) na statis-

ticky významné populaci křemenných zrn v zrnitostních třídách 0,25–0,50 mm a 0,50–1,00 mm v rámci tří vzorků. Povrchové anorganické povlaky zrn byly rozpuštěny kyselým loužením v HCl, zbývající gely $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ byly rozpuštěny v NaOH. Po vyčištění bylo vybráno pod binokulární lupou z každého vzorku 100 zrn, z nichž 50 zrn bylo z frakce 0,25–0,50 mm a 50 zrn z frakce 0,50–1,00 mm. Celkem bylo vybráno 300 zrn. Tato zrna byla nalepena na terčíky a pokovena vrstvou zlata. Jednotlivá zrna byla zkoumaná pod elektronovým mikroskopem JEOL 6490 LV. Hodnocení zaoblení a tvaru jednotlivých zrn vycházelo z klasifikace Powers (1953) a Krumbein a Sloss (1951). Celkem tři odebrané vzorky písků byly datovány metodou opticky simulované luminiscence (OSL).



Obr. 2: Litologický profil studovaný výkopem s vyznačením pozice vyčleněných facií, faciálních asociací i odebraných vzorků. 1 – štěr; 2 – písk; 3 – jílovitý písk; 4 – hlína; 5 – valouny; 6 – stopy po kořenech; 7 – mrazové klíny; 8 – orientace šikmého zvrstvení; 9 – osa koryta; 10 – vzorky zrnitosti; 11 – vzorky exoskopie; 12 – výsledky OSL. VFS – velmi jemnozrnný písk; FS – jemnozrnný písk; MS – středozrnný písk; CS – hrubozrnný písk; VCS – velmi hrubozrnný písk; GRAN – granule; PEB – valouny.
Fig. 2: Lithostratigraphic log of the studied profile with position of selected lithofacies, facies associations and samples. 1 – gravel; 2 – sand; 3 – clayey sand; 4 – soil; 5 – scattered pebbles; 6 – traces of roots; 7 – frost wedges; 8 – orientation of cross-stratification; 9 – channel axis; 10 – samples for grain-size analyses; 11 – samples for study of mikrottextures; 12 – results of OSL. VFS – very fine sand; FS – fine sand; MS – medium sand; CS – coarse sand; VCS – very coarse sand; GRAN – granules; PEB – pebbles.

Datování bylo provedeno formou zakázky v centru GADAM Gliwice (Polsko).

Celkem 6 vzorků z jemnozrnějších poloh sedimentů bylo odebráno na palynologická studia. Vzorky byly laboratorně zpracovány metodou macerace (HCl, HF, KOH) a acetolýzy [$\text{H}_2\text{SO}_4 + (\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$]. Z důvodů zkoncentrování obsahu palynomorf bylo využito těžké kapaliny ZnCl_2 . Determinace palynomorf byla prováděna optickým mikroskopem Nikon Alphaphot 2, zejména podle prací Beug (2004) a Reille (1999). Pylový diagram byl zpracován programem POLPAL (Walanus, Nalepka 1999).

Výsledky

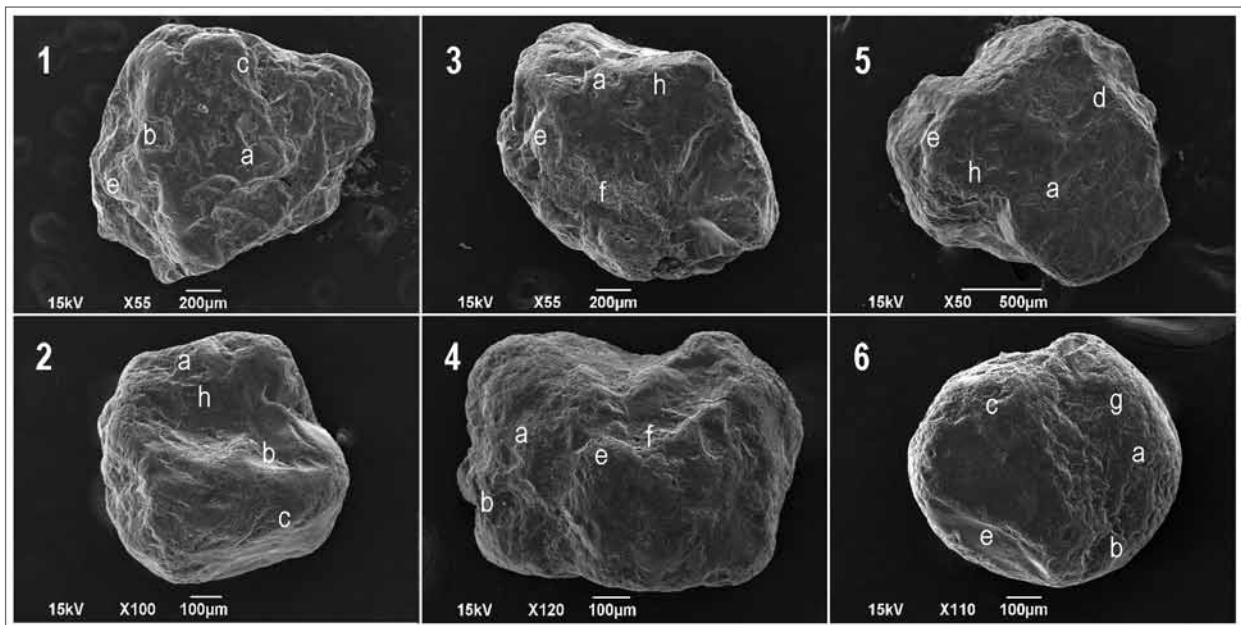
Faciální analýza v rámci profilu odkrytého výkopem vedla k rozlišení celkem 9 litofacií. Základní litologické charakteristiky vyčleněných litofacií jsou uvedeny v tabulce 1. Sedimentární profil s vymezením jednotlivých litofacií, faciálních asociací i pozicí odebraných vzorků je pak prezentován na obrázku 2.

Prostorové rozšíření litofacií i jejich geneze umožnila odlišení dvou faciálních asociací, tedy dvou částečně odlišných depozičních prostředí.

Spodní faciální asociace (FA 1) je tvořena litofaciemi Gm, Gt, Gl, Sp a M1. V rámci spodní části FA 1 naprosto dominují šterkové litofacie (především Gm a Gt), když písčité litofacie Sp představuje jen relativně drobnou vložku. Šterkovité litofacie tvoří obvykle korytovitá až klínovitá tělesa. V jednotlivých setech i cosetech je obvyklý nahoru

jemňující trend spojený především s ubýváním výskytu i velikosti valounů. Sedimenty písčité litofacie Sp jsou charakteristické dominancí středozrného písku (68,7% písčité frakce), čemuž odpovídá i medián Mz, který je 0,42 mm a relativně vysoká hodnota vytrídění σI (1,6). Přítomnost psefitické frakce v rámci litofacie Sp je 11,2%. Vyšší část FA 1 je tvořena nepravidelně korytovitým tělesem litofacie M1. Zrnitostně se jedná o jílovito-písčité prach, když zastoupení prachovité frakce bylo 60%, písčité 28,2% a jílovité 11,8%. Přesto, že v rámci písčité frakce výrazně dominoval velmi jemnozrný písek, tak byla zjištěna také zrna velmi hrubozrného písku. Těmto výsledkům odpovídá medián Mz (0,06 mm) i relativně nízká hodnota vytrídění σI (2,4).

Sedimenty svrchní faciální asociace FA 2 jsou reprezentovány litofaciemi Sl, Sm, Sr a M1. V rámci FA 2 dominují tři litofacie tj. Sl, Sm a M1, přičemž role poslední litofacie Sr je minoritní. Nápadná je ostrá erozní báze FA 2. Spodní část FA 2 je tvořena nejprve sedimenty litofacie Sl s ojedinělými a neprůběžnými výskytu litofacie Sr a následně spodním tělesem litofacie Sm. Svrchní část FA 2 je reprezentována litofacií M1 a svrchním tělesem litofacie Sm. Pro sedimenty litofacie Sl je charakteristický vysoký podíl písčité frakce (93,7%), s dominancí hrubozrného (41,2%) a středozrného písku (30,1%). Hodnota mediánu Mz byla 0,65 mm a hodnota vytrídění σI 1,7. Výsledky zrnitostní analýzy litofacie Sm přinesly proměnlivé hodnoty. Sedimenty spodního tělesa litofacie Sm lze klasifikovat



Obr. 3: Exoskopické snímky křemičitých zrn. 1 – vzorek 1 (frakce 0,50–1,00 mm) – polozaoblené zrnko, diskovitý tvar; 2 – vzorek 1 (frakce 0,25–0,50 mm) – zaoblené zrnko, sférický tvar; 3 – vzorek 3 (frakce 0,50–1,00 mm) – polozaoblené zrnko, diskovitý tvar; 4 – vzorek 3 (frakce 0,25–0,50 mm) – polozaoblené zrnko, čepelovitý tvar; 5 – vzorek 6 (frakce 0,50–1,00 mm) – poloostrohanné zrnko, diskovitý tvar; 6 – vzorek 6 (frakce 0,25–0,50 mm) – zaoblené zrnko, sférický tvar; a – V-jamky; b – mísovitá jamky; c – srpkovitá útvary; d – rovné stupně; e – obloukové stupně; f – křemičitý povlak; g – křemičité globule; h – klikaté hřbítky.

Fig. 3: Exoscopic images of quartz grains. 1 – sample 1 (fraction 0.50–1.00 mm) – sub-rounded grain, discoidal shape; 2 – sample 1 (fraction 0.25–0.50 mm) – rounded grain, spheroidal shape; 3 – sample 3 (fraction 0.50–1.00 mm) – sub-rounded grain, discoidal shape; 4 – sample 3 (fraction 0.25–0.50 mm) – sub-rounded grain, bladed shape; 5 – sample 6 (fraction 0.50–1.00 mm) – sub-angular grain, discoidal shape; 6 – sample 6 (fraction 0.25–0.50 mm) – rounded grain, spheroidal shape; a – V-shaped pits; b – dish-shaped breakage concavities; c – crescent-shaped features; d – straight steps; e – arc-steps; f – silica pellicle; g – silica globules; h – meandering ridges.

Tab. 2: Zastoupení tvarů a zaoblení studovaných zrn spolu s četností mikrotexturních znaků (počty zrn).
 Tab. 2: The frequency of microtextures, roundness and sphericity of studied samples (number of grains).

		I	I	3	3	6	6
		0,25–0,50 mm	0,50–1,00 mm	0,25–0,50 mm	0,50–1,00 mm	0,25–0,50 mm	0,50–1,00 mm
mikrotextury	v-jamky	33	24	32	34	19	18
	mísovité jamky	17	16	27	31	22	25
	srpkovité útvary	20	24	15	7	11	10
	rovné stupně	12	18	22	17	13	10
	obloukové stupně	5	9	19	10	8	12
	křemičitý povlak	21	10	12	16	8	10
	křemičité globule	7	1	11	3	19	3
	klikaté hřbítky	18	26	20	30	27	28
	paralelní rýhy	9	4	2	2	1	5
	lasturnatý lom	9	2	2	0	2	2
zaoblení	polozaoblené	24	33	24	30	15	24
	poloostrohanné	20	16	16	9	23	14
	zaoblené	4	1	6	8	4	10
	ostrohanné	1	0	1	0	3	0
tvar	diskovitý	22	24	27	21	23	16
	sférický	11	19	7	18	6	8
	čepelovitý	7	2	9	2	10	14
	tyčovitý	9	5	4	6	6	10

jako prachovité písky (prachovitá frakce 11,3 %, písčité frakce 85,8 %), když v písčité frakci hraje nejvýznamnější roli středozrný písek (42 %) a hrubozrný písek (26,5 %). Hodnota mediánu M_z je 0,35 mm a hodnota vyřídění σ 1,9 (relativně špatné vyřídění). Sedimenty svrchního tělesa litofacie Sm, které už odpovídá svrchní části FA 2, jsou pak klasifikovány jako písky (zastoupení písčité frakce je 92,1 %) s dominancí středozrného (73,9 % v rámci písčité frakce) a jemnozrného písku (22,2 % písčité frakce). Hodnota M_z je 0,29 mm a hodnota vyřídění σ 0,6 (střední vyřídění). Tato situace ukazuje na určité rozdíly v podmínkách transportu a depozice odlišných těles litofacie Sm. Mezi spodním a svrchním tělesem litofacie Sm je pak vložka jílovito-písčitých prachů litofacie M1.

Sedimenty nejvyšší litofacie M2 nebyly dále klasifikovány ani diskutovány. Byly předběžně označeny za glejovou půdu silně ovlivněnou antropogenní činností.

Tvarová analýza písčitých zrn ukázala, že nejvíce jsou zastoupena zrna polozaoblená, která tvoří více než polovinu zkoumaných vzorků. Asi třetinu vzorků tvoří poloostrohanná zrna, desetinu zaoblená zrna a ostrohanná zrna se vyskytují pouze ojediněle. Ve všech vzorcích je přítomno více polozaoblených zrn ve frakci 0,50–1,00 mm než ve frakci 0,25–0,50 mm. Naopak poloostrohanná zrna jsou četnější ve frakci 0,25–0,50 mm než ve frakci 0,50–1,00 mm. Zaoblená zrna jsou více zastoupena ve frakci 0,50–1,00 mm, kromě vzorku 1, kdy je více zaoblených zrn ve frakci 0,25–0,50 mm. Ostrohanná zrna jsou zastoupena ve vzorku 3 a 6 pouze ve frakci 0,25–0,50 mm a v případě vzorku 1 jen ve frakci 0,50–1,00 mm.

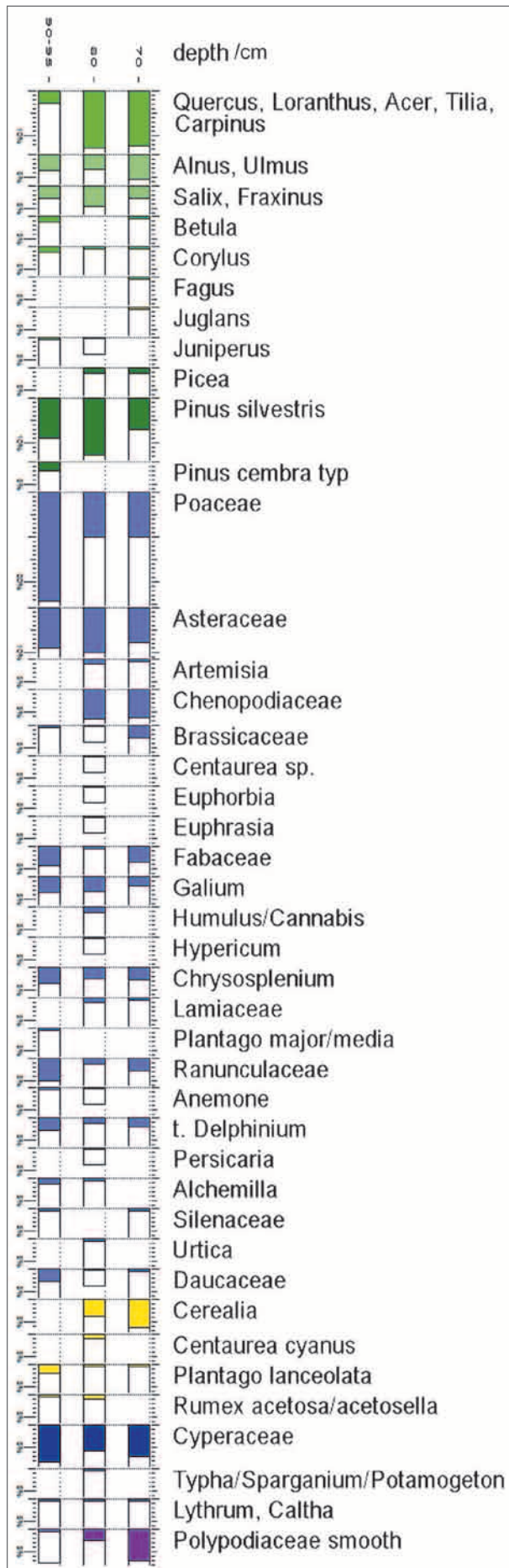
Nejčastějším tvarem písčitých zrn je diskovitý tvar, který tvoří téměř polovinu vzorků. Dalším hojným tvarem je sférický tvar, který je zastoupen u čtvrtiny vzorků. Nejméně jsou zastoupeny čepelovité a sloupcovité tvary.

Více než polovina zkoumaných písčitých zrn je pololesklá. Nejčastěji přítomné mikrotextury jsou V-jamky. Dále jsou hojně zastoupeny znaky jako mísovité jamky

a klikaté hřbítky. Kromě zmíněných mikrotextur jsou zastoupeny i rovné stupně, srpkovité útvary, křemičité povlaky, obloukové stupně a křemičité globule. Menší zastoupení mají i paralelní rýhy a lasturnatý lom. Zastoupení jednotlivých mikrotextur je ve studovaných vzorcích velmi podobné. Nejvyšší četnost mikrotextur je u vzorku 3. Množství mikrotextur je větší ve frakci 0,25–0,50 mm než ve frakci 0,50–1,00 mm. Texturní i mikrotexturní charakteristiky vybraných zrn jsou prezentovány na obrázku 3 a četnost sledovaných charakteristik v tabulce 2. Zkoumaná zrna patří do skupiny částečně zaoblených lesklých zrn (EM/EL) (MycieIska-Dowgiało, Woronko 1998). Zrna nevykazují známky poškození hran a rohů zrn.

Pro palynologická studia bylo vybráno 5 vzorků ze zatlučené sondy na okraji studovaného profilu (70 cm, 80 cm, 95 cm, 120 cm a 140 cm). Nejhlubší vzorek byl palynologicky sterilní a vzorek z hloubky 120 cm (litofacie Sm) obsahoval pouze velmi malé množství palynomorf. V nadložních vzorcích bylo determinováno více než 100 palynomorf, proto bylo možné vytvořit pylový diagram, který je znázorněn na obrázku 4.

Z pylového diagramu lze pozorovat nápadnou změnu vegetace mezi vzorky z hloubek 95 cm (litofacie S1) a 80 cm (litofacie M2). V pylovém spektru z hloubky 95 cm výrazně převládalo zastoupení bylin (76 %), dřeviny tvořily 24 % vegetace. Ve vzorku bylo zastoupeno pouze minimální množství teplotně náročnějších dřevin, reprezentovaných několika pylovými zrny dubu (*Quercus*) a jedním zrnem habru (*Carpinus*), u kterého ovšem není vyloučená redepozice nebo dálkový transport (viz diskuse). Další dřeviny patřily teplotně nenáročným světlomilným stromům jako borovice lesní (*Pinus silvestris*) a borovice limba (*Pinus cembra*), bříza (*Betula*), a jalovec (*Juniperus*). Zjištěno bylo několik pylových zrn lísky (*Corylus*). Poměrně vyšší zastoupení měly dřeviny lužních porostů zejména olše (*Alnus*) a vrby (*Salix*) a poněkud méně jilmu (*Ulmus*). Krajina byla otevřená, parkovitého



Obr. 4: Pylový diagram určených rostlinných typů; zeleně – dřeviny, modře – byliny, žlutě – synantropní prvky, fialově – kapraděrosty.

Fig. 4: Pollen diagram of determined plant types; green – woods, blue – herbs, yellow – synantropic members, violet – ferns.

charakteru, s porosty dřevin v blízkosti vodního toku. Spektrum bylin bylo poměrně jednotvárné, přes 25 % z celkového složení palynospektra tvoří trávy (Poaceae). Hojně jsou zastoupeny rovněž složnokvěté (Asteraceae) a vlhkomilné ostřice (Cyperaceae).

Následující nadložní vzorek (80 cm) má zcela jiný charakter. Krajina byla zalesněnější, dřeviny tvoří 37 % z celkového složení palynospektra. Výrazně vzrůstá podíl teplomilných dřevin (více než 10 %). Hojnou dřevinou je dub (*Quercus*). Ve spektru se objevují: javor (*Acer*), lípa (*Tilia*), smrk (*Picea*), habr (*Carpinus*). Podíl indikátorů lužních porostů se nemění, ale nově se objevuje jasan (*Fraxinus*). Znatelně ubylo travin, bylinné spektrum je pestřejší. Objevují se antropogenní indikátory jako obiloviny (*Cerealia*), chrpa modrák (*Centaurea cyanus*). Poměrně hojně jsou zastoupeny nitrofilní rostliny, zejména merlíkovité (*Chenopodiaceae*). Celkově má vegetace charakter teplejší fáze holocénu. Ve vzorku byl zjištěn výskyt zelené řasy rodu *Pediastrum*, která dokumentuje existenci vodního prostředí.

Nejvyšší studovaný vzorek (70 cm – litofacie M2) má obdobný charakter. Determinována byla pylová zrna ořešáku (*Juglans*), který je na našem území pěstovanou dřevinou. Přibývá obilovin a kapradin, které mohou druhotně zarůstat vlhké, člověkem odlesněné areály.

Interpretace a diskuze

Interpretace sedimentů FA1 ukazuje, že sedimenty litofacie Gm představují vnitřní části říčních valů („bar core“) případně štěrky na bázi koryta. Interpretace vychází z publikací Miall (1996) a Bridge (2003), což platí i pro následující text. Jejich sedimentace je spojena s migrujícími „bedload sheets“. Sedimenty facie Gt jsou interpretovány jako odraz relativně plochých štěrkových vnitrokorytových valů (jazykovitý val se sinusoidním hřbetem – 3D). Nahoru zjemňující trend ukazuje na laterální migraci neprůběžných těles s nepravidelným hřbetem. Sedimenty facie Gl pak představují svrchní části štěrkových valů, odráží vysokou rychlost proudění („bedload sheets“) případně přelití valu za vysokého vodního stavu. Ojedinelá vložka facie Sp ukazuje na sedimentaci v rámci písčitého fluvialního valu (příčný val – 2D), menší rychlosti proudění než v případě štěrkových valů, případně na výplň drobnějšího koryta. Většina kontaktů litofacií je interpretována jako povrchy (bounding surfaces) 3 řádu (dle Miall 1996). Povrch 5 řádu (dle Miall 1996) je spojen se svrchní vrstevní plochou tělesa Sp a jejím kontaktem s facií Gt. Sedimenty litofacií Gm, Gt, Sp a Gl jsou interpretovány jako sedimenty výplně koryta, především vnitrokorytové valy. Lze doložit dvě fáze/cykly tvorby valů: první cyklus (litofacie sled Gm, Gt a Sp) a druhý cyklus (litofacie Gt a Sl). Mocnost sedimentů obou cyklů je přibližně 40 cm (báze spodního cyklu nebyla výkopem

dosažena). To ukazuje na relativně mělká a široká říční koryta, naznačuje spíše divočící fluvialní styl a hojně překládání proudnice. Tyto procesy jsou považovány za autocyklické. Svrchní vrstevní plocha litofacie G1 je spojována s povrchem 4. řádu (dle Miall 1996) a odráží nejspíš opuštění říčního koryta. Litofacie M1 pak představuje vzhledem k jejímu tvaru nejspíše výplň opuštěného koryta, které bylo sedimenty dotováno především za vysokého vodního stavu. Také v tomto případě lze usuzovat na relativně vysokou hodnotu poměru šířka/hloubka fluvialního koryta. Míra zachování sedimentů litofacie M1 je nejspíše spojena s výraznější změnou v říčním režimu a může naznačovat allogenní původ. Na to ukazují i zjištěné povrchové strukturální tvary na svrchní vrstevní ploše FA 1. Celkově sedimentace FA 1 odráží především procesy laterální a poproudové akrece a také vertikální agradace.

Ostrá erozní báze FA 2 s řadou strukturálních tvarů je interpretována jako povrch 5. řádu (dle Miall 1996), spojený se změnou fluvialního stylu a ukazuje na výraznou změnu (allogenní) sedimentárních podmínek. Sedimenty dominantní litofacie S1 jsou interpretovány jako sedimenty „planar bed flow“, které mohou vznikat v rámci velmi plochých valů jak v rámci výplně koryt, tak i přelivů z koryta. Facie Sr je produktem spodního proudového režimu a představuje finální etapu sedimentace v rámci tvorby valů či přelivů z koryta. Sedimenty spodního tělesa litofacie Sm lze geneticky spojit se sedimenty S1, které byly následně postiženy pedogenními procesy. Sedimenty svrchního tělesa Sm jsou interpretovány jako sedimenty přelivů z koryta, přičemž představují proximální část takového přelivu a následně byly postiženy pedogenními procesy. Podobně sedimenty litofacie M1 reprezentují mimokorytové sedimenty spojené s distálními partiemi přelivů z koryta. Tyto sedimenty bývají někdy označovány jako „povodňové hlíny“. Celkově lze sedimenty FA 2 spojit s dominancí vertikální agradace a sedimentaci spojit s procesy v rámci agradačního valu a údolní nivy.

Výsledek datování metodou OSL pro vzorek z facie Sp v rámci spodní faciální asociace FA 1 poskytl hodnotu 13,5 ky. Tato hodnota odpovídá svrchnopleistocennímu interstadiálnímu výkyvu allerød (13,7–12,9 ky BP), tj. teplé fázi viselského pozdního glaciálu, po které následuje mladší dryas. S procesy v rámci mladšího dryasu, tedy v posledním výrazně chladném období na našem území, lze spojit genezi deformací na svrchní ploše FA 1.

Hodnota datování metodou OSL ze sedimentů litofacie S1 v rámci svrchní faciální asociace FA 2 přinesla hodnotu 11,8 ky a hodnota datování metodou OSL ze sedimentů svrchního tělesa litofacie Sm (také FA 2) pak hodnotu 10,3 ky. Vyšší hodnota odpovídá sice ještě mladšímu dryasu (12,9–11,7 ky BP) a nižší hodnota pak již spíše preboreálu. Sedimentaci FA 2 lze tedy datovat do nejvyššího pleistocénu až časného holocénu. V období nejvyššího dryasu předpokládá Havlíček (2004) maximální období tvorby navátých písků. Absence šikmého zvrstvení větší

škály, absence sedimentů zrnoků i relativně vysoké zastoupení hrubozrnného písku v sedimentech litofacie Sm a Sr však nepodporuje představu o eolickém původu těchto sedimentů.

Vzhledem k tomu, že prokázání role „eolizace“ není vždy jednoduché ani jednoznačné, byly vzorky datované metodou OSL dále hodnoceny pomocí exoskopie křemenných zrn. Nejčastěji zjištěné V-jamky charakterizuje Mahaney (2002) jako důležité diagnostické znaky fluvialních sedimentů. Naopak Křížová et al. (2011) uvádí V-jamky jako produkt glaciálního, eolického i fluvialního prostředí. Na zkoumaných zrnech jsou V-jamky poměrně velké a hluboké, což je typické pro fluvialní sedimenty, zatímco u eolických sedimentů nejsou V-jamky tak výrazné (Šušolová et al. 2016). Také mísovité jamky mohou vznikat ve fluvialním prostředí o vysoké kinetické energii, zatímco klikaté hřbítky vznikají ve fluvialním prostředí o nízké kinetické energii (Křížová et al. 2011). Podobně výskyt nepoškozených zrn skupiny EM/EL je dle Mycie-Iska-Dowgiało, Woronko (1998) dokladem krátce trvajícího působení vysokoenergetického vodního prostředí. Exoskopie tedy eolizaci jednoznačně neprokázala.

V souladu s výsledky sedimentologie, lze na základě palynologického studia interpretovat z hloubky 95 cm otevřenou krajinu parkovitěho charakteru, s vyšším výskytem dřevin v blízkosti vodního toku. V období závěru pozdního glaciálu a počátku holocénu se tradičně předpokládá chladné klima (Firbas 1949). V území údolní nivy v blízkosti soutoku velkých toků Moravy a Dyje, které leží v její jižní části republiky a současně území s nejnižší nadmořskou výškou (kolem 155 m n. m. v.) mohly být místní podmínky poněkud příznivější než v dalších areálech. Obdobný předpoklad vyjadřuje Ložek (1999). Poněkud problematický je nález pylového zrna habru (*Carpinus*). Rozšíření habru do České republiky se podle dřívějších prací předpokládalo od subboreálu (Firbas 1949). Podle studií Opravila (1983), Rybníčka a Rybníčkové (1985) a Dolákové et al. (2010) byly jeho první výskyty na území soutoku Moravy a Dyje zaznamenány mnohem dříve (od mezolitu) než v ostatních areálech ČR. Nicméně jeho výskyt in situ v sedimentech z konce glaciálu je málo pravděpodobný. Glaciální refugia habru byla dokumentována na území Maďarské nížiny (Magyari 2002; Feurdean 2005). Pylové zrno habru v sedimentech konce posledního glaciálu bylo pravděpodobně zaneseno na studované území dálkovým větrným transportem z těchto refugií. Výskyt pylových zrn habru zanesených na naše území spolu s prachovou frakcí sedimentů byl u nás prokázán během větrné bouře v březnu 2007, přičemž materiál pocházel z Ukrajiny (Hladil et al. 2008). Nadložní 2 vzorky (80 cm, 70 cm) měly odlišný charakter vegetace. Pylová spektra indikovala zalesněnější území s vyšším zastoupením teplomilných dřevin, zjištěné byly indikátory zemědělské činnosti. Krajina vypovídala o klimaticky příznivějších podmínkách teplejší fáze holocénu.

Poděkování

Výzkum byl součástí aktivit v rámci grantu GAČR 16-15678S – Vývoj interakce přírodního prostředí a subsis-

tenční strategie raně středověké společnosti. Za posouzení příspěvku a připomínky jsme vděční Lence Lisé a Jaroslavu Kadlecovi.

Literatura

- Beug, H. J. (2004). Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- Bridge, J. S. (2003). Rivers and Floodplains - forms, processes and sedimentary record. – Blackwell, 1–491. Oxford.
- Doláková, N., Rozzková, A., Přichystal, A. (2010). Palynology and Natural Environment In The Pannonian To Holocene Sediments of the Early Medieval Centre Pohansko Near Breclav (Czech Republic). – Journal of Archaeological Science, USA/UK: Elsevier, 37, 10, 2538–2550. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.05.014>
- Drábková, E., Havlíček, P., Majer, P., Manová, V., Mixa, M., Müller, P., Nováková, D. (2004). Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. List 34–23 Břeclav. – Česká geologická služba. Praha.
- Dresler, P. (2016). Břeclav-Pohansko VIII. Hospodářské zázemí centra nebo jen osady v blízkosti centra? – Brno.
- Feurdean, A. (2005). Holocene forest dynamics in northwestern Romania. – The Holocene 15,3, 435–446. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl803rp>
- Firbas, F. (1949). Spät- und nachzeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. – Allgemeine Waldgeschichte, Jena.
- Havlíček, P. (2001). Geologická stavba velkomoravského mocenského centra Břeclav-Pohansko a jeho okolí. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000, 71–73, Praha.
- Havlíček, P. (2004). Geologie soutokové oblasti Dyje s Moravou. – In: Hrib, M., Kordovský, E. (eds) Lužní les v Gyjsko-moravské nivě. Břeclav, 11–19.
- Hladil, J., Strnad, L., Šálek, M., Jankovská, V., Šimandl, P., Schwarz, J., Smolík, J., Lisá, L., Koptíková, L., Rohovec, J., Böhmová, V., Langrová, A., Kociánová, M., Melichar, R., Adamovic, J. (2008). An anomalous atmospheric dust deposition event over Central Europe, 24 March 2007, and fingerprinting of the SE Ukrainian source. – Bulletin of Geosciences, 83, 175–206.
- Kadlec, J., Grygar, T., Světlík, I., Ettl, V., Mihaljevič, 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>
- Křížová, L., Křížek, M., Lisá, L. (2011). Význam povrchové analýzy křemenných zrn pro studium geneze nezapevněných sedimentů. – Geografie, 116, 1, 59–78.
- Krumbein, W. C., Sloss, L. L. (1951). Stratigraphy and Sedimentation. – 660s. Freeman. San Francisco.
- Magyari, E. (2002). Holocene biogeography of *Fagus sylvatica* L. and *Carpinus betulus* L. in the Carpathian-Alpine Region. – Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis, 26, 15–35.
- Mahaney, W. C. (2002). Atlas of sand grain surface textures and application. – 237s. Oxford University Press. New York.
- Macháček, J., Doláková, N., Dresler, P., Havlíček, P., Hladilová, Š., Přichystal, A., Rozzková, A., Smolíková, L. (2007). Raně středověké centrum na Pohansku u Břeclavi a jeho přírodní prostředí. – Archeologické rozhledy, Praha, LIX-2007, 278–314.
- Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits. – Springer-Verlag, 1–582. Berlin.
- Musil, R. (1993). Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M.: Geologie Moravy a Slezska., 133–151. Brno.
- Mycielska-Dowgiało, E., Woronko, B. (1998). Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. – Przegląd Geologiczny, 46, 12.
- Nemec, W. (2005). Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – 28s. Institut for geovitenskap, University of Bergen.
- Oprail, E. (1983). Habr obecný (*Carpinus betulus* L.) v československém kvartéru. – Časopis Slezského Muzea Opava (A), 32, 67–82.
- Powers, M. C. (1953). A New roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Petrology, 23, 1. Tulsa. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Reille, M. (1995). Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du nord. – 535p. Marseille.
- Rybničková, E. (1985). Dřeviny a vegetace Československa v nejmladším kvartéru (paleobotanická studie). – MS, Ústav experimentální fyto techniky ČSAV. Brno.
- Šušolová, J., Králová, V., Hadacz, R., Dundek, P., Volařík, D. (2016). Srovnávací studie povrchu křemenných zrn na lokalitách jižní a jihovýchodní Moravy. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 29–38, Brno.
- Tucker, M. (ed.) (1988). Techniques in Sedimentology. – 394 s. Blackwell Science, Oxford.
- Walanus, A., Nalepka, D. (1999). POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numerical analysis. – Acta Paleobotanica, Suppl. 2, 659–661. Kraków.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models: Response to Sea Level Changes. – 380s. Geological Association of Canada, St. John's.

Editor: Martin Ivanov

Doporučená citace článku: 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, 1–2, 34–40.