

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

PODUNAJSKEJ NÍŽINY- -PODUNAJSKEJ ROVINY

1 : 50 000

I. diel

Zostavil: Juraj Maglay



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 2024

**VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska**

I. diel

Recenzenti:

prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

doc. RNDr. Jozef Hók, CSc.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Jozef Kordík, PhD., RNDr. Dušan Kúšik, PhD., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., Mgr. Daniel Marcin, PhD., RNDr. Alexander Nagy, CSc., Ing. Zoltán Németh, PhD., RNDr. Mário Olšavský, PhD., RNDr. František Teťák, PhD.

Juraj Maglay, Klement Fordinál, Alexander Nagy, Martin Kováčik, Peter Šefčík, Martin Vlačíky, Martina Moravcová, Ladislav Šimon, Marian Zlocha, Jana Fričovská, Adriena Zlinská, Katarína Žecová, Ivan Baráth, Pavel Liščák, Barbora Ondrášiková, †Augustín Gluch, †Ľudovít Kucharič, Igor Zeman, Peter Kubeš, Katarína Benková, František Bottlík, Daniel Marcin, Juraj Michalko, Peter Baláž, Jozef Stupák, Dušan Kúšik a Ľubomír Tuček

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

PODUNAJSKEJ NÍŽINY- -PODUNAJSKEJ ROVINY

1 : 50 000

I. diel

Zostavil: Juraj Maglay



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2024

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

ISBN 978-80-8174-077-0

OBSAH

ABSTRAKT	7
1. ÚVOD (<i>J. Maglay</i>)	11
Princípy zostavenia geologickej mapy	15
1.1. Geografická a geomorfologická charakteristika územia (<i>J. Maglay</i>)	19
1.1.1. Geografické vymedzenie územia (<i>J. Maglay</i>)	19
1.1.2. Geomorfológia a geografia územia (<i>J. Maglay</i>)	20
1.2. Regionálny geologický prehľad (<i>M. Kováčik, I. Baráth,</i> <i>A. Nagy, K. Fordinál a J. Maglay</i>)	26
1.3. Prehľad geologických výskumov a prác (<i>M. Kováčik,</i> <i>K. Fordinál, A. Nagy, M. Moravcová a J. Maglay</i>)	27
Prehľad doterajšieho pokrytia územia geologickými mapami (<i>J. Maglay</i>)	35
2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (<i>M. Kováčik, K. Fordinál,</i> <i>A. Nagy a M. Moravcová</i>)	37
3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	46
3.1. Predkenozoické podložie (<i>M. Kováčik</i>)	46
Úvod	46
Doterajšie výskumy a mapy predkenozoického podložja	46
Zostavovanie schémy položia – východiskové princípy	49
Legenda k schéme zakrytých geologických jednotiek predkenozoického položia Podunajskej roviny	50
Interpretačné a diskusné poznámky	52
3.2. Paleozoikum (<i>M. Kováčik</i>)	57
Kryštalínium	57
Spodné paleozoikum(?)	57
Vrchné paleozoikum	59
3.3. Paleozoikum – mezozoikum (<i>M. Kováčik</i>)	64
3.4. Mezozoikum (<i>M. Kováčik</i>)	65
3.5. Kenozoikum	66
3.5.1. Paleogén – neogén (<i>A. Nagy, K. Fordinál a I. Baráth</i>)	66
3.5.2. Neogén (<i>A. Nagy, K. Fordinál a I. Baráth</i>)	66
Neogén vcelku (<i>A. Nagy, K. Fordinál,</i> <i>I. Baráth, A. Zlinská, K. Žecová a Ľ. Tuček</i>)	66
Miocén (<i>A. Nagy, K. Fordinál, I. Baráth, A. Zlinská a K. Žecová</i>)	66
Charakteristika neogénnych vulkanitov v Podunajskej panve (<i>Ľ. Šimon a A. Nagy</i>)	69
Miocén – vrchný pliocén (<i>K. Fordinál a A. Nagy</i>)	73
NEOGÉN – KVARTÉR	80
Pliocén – pleistocén (<i>J. Maglay a K. Fordinál</i>)	80
Kvartér	82

Kvartér vcelku (<i>J. Maglay</i>)	85
Pleistocén (<i>J. Maglay, K. Fordinál, M. Moravcová, M. Vlačíky, M. Zlocha a J. Fričovská</i>)	85
Paleontologické nálezy pleistocénnych cicavcov (<i>M. Vlačíky</i>)	129
Pleistocén/holocén (<i>J. Maglay, M. Moravcová, P. Šefčík a K. Fordinál</i>)	135
HOLOCÉN (<i>J. Maglay, M. Moravcová, P. Šefčík a K. Fordinál</i>)	159
Holocén vcelku (<i>J. Maglay, M. Moravcová, P. Šefčík a K. Fordinál</i>)	159

II. DIEL

4. TEKTONIKA (<i>A. Nagy, M. Kováčik a J. Maglay</i>)	193
5. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ	199
5.1. Predkenozoický vývoj (<i>M. Kováčik</i>)	199
5.2. Kenozoický vývoj (<i>A. Nagy, K. Fordinál a J. Maglay</i>)	200
5.2.1. Paleogénny a neogénny vývoj (<i>I. Baráth, A. Nagy a K. Fordinál</i>)	200
5.2.2. Kvartérny vývoj (<i>J. Maglay</i>)	203
6. ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV	208
6.1. Geofyzikálna preskúmanosť (<i>I. Zeman, †A. Gluch, P. Kubeš a †L. Kucharič</i>)	208
7. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (<i>K. Benková, F. Bottlik, D. Marcin a J. Michalko</i>)	226
8. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (<i>P. Liščák a B. Ondrášiková</i>)	260
9. RECENTNÝ PÔDNY POKRYV	280
9.1. Úvod (<i>P. Šefčík</i>)	280
9.2. Pôdy Podunajskej roviny (<i>P. Šefčík</i>)	281
9.2.1. Charakteristika pôdných jednotiek a pôdných komplexov (<i>P. Šefčík</i>)	282
Plošné zastúpenie pôdných jednotiek a pôdných komplexov (<i>P. Šefčík</i>)	288
Pôdne vlastnosti (<i>P. Šefčík</i>)	291
10. NERASTNÉ SUROVINY	302
10.1. Výhradné ložiská (<i>P. Baláž a J. Stupák</i>)	302
10.2. Ložiská nevyhradených nerastov (<i>P. Baláž a J. Stupák</i>)	305
10.3. Ostatné ložiskové objekty (<i>P. Baláž, J. Stupák a D. Kúšik</i>)	307
Ekonomický význam ložísk (<i>P. Baláž a J. Stupák</i>)	307
Vplyvy ťažby na životné prostredie (<i>J. Stupák a D. Kúšik</i>)	307
11. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (<i>J. Maglay, M. Moravcová, K. Fordinál, A. Nagy, P. Šefčík a M. Vlačíky</i>)	310
12. ZÁVER (<i>J. Maglay</i>)	316
SUMMARY (<i>J. Maglay</i>)	320
13. LITERATÚRA	326

ABSTRAKT

Podunajská rovina je plošne najrozsiahlejší región v histórii regionálneho geologického výskumu a mapovania realizovaného na území Slovenska. Zároveň je to jeden z posledných regiónov tohto výskumu a posledný z nížinných oblastí Slovenska, z ktorého nebola dosiaľ v zmysle príslušných smerníc zostavená regionálna geologická mapa v mierke 1 : 50 000. Potenciál tohto regiónu bol vždy významný a do budúcnosti bude čoraz významnejší najmä z hľadiska zásob podzemnej vody, využitia geotermálnej energie a tiež z pôdohospodárskeho, agrárneho a vodohospodárskeho hľadiska. Preto je k mape regiónu priložená aj mapa pôdnych typov a pôdami sa zaoberá aj príslušná kapitola. Význam územia z hľadiska tvorby a ochrany životného prostredia a rekreácie je podrobne zhodnotený v kapitole o geofaktoroch životného prostredia a význam z hľadiska zásob, najmä stavebných surovín, v kapitole o lokalizácii a opise ložísk nerastných surovín.

V zmysle geomorfologického členenia celé územie Podunajskej roviny okrem priľahlého lemu pohoria Malých Karpát je súčasťou provincie Západopanónskej panvy, subprovincie Malej dunajskej kotliny a oblasti Podunajskej nížiny. Táto oblasť sa delí na dva morfológicky odlišné podcelky: Podunajskú pahorkatinu a Podunajskú rovinu, v ktorej sú ešte podrobnejšie vyčlenené krajinné prvky mokradí (Úľanská mokraď, Čiližská mokraď, Potônska mokraď, Okoličnianska mokraď, Salibská mokraď a Martovská mokraď), Novozámocké plávajú a Jurský Šúr. Na skúmané územie zasahujú zo S a SV aj malé úseky susednej Podunajskej pahorkatiny, presnejšie okraje podcelkov Trnavskej pahorkatiny a Nitrianskej pahorkatiny.

Podľa regionálneho geologického členenia územie Podunajskej roviny vrátane priľahlých okrajov pahorkatín je súčasťou výbežku slovenskej časti Dunajskej panvy. Táto panva prislúcha k rozsiahlej oblasti vnútrohorských paniev a kotlín a na aktuálnom území pozostáva z dvoch čiastkových paniev – *trnavsko-dubnickej* a *gabčíkovskej*. Väčšinu skúmaného územia tvorí *gabčíkovská panva*, ktorú možno plošne stotožniť s uvedeným geomorfologickým celkom Podunajskej roviny. Približne v centre *gabčíkovskej panvy* sa nachádza neotektonická štruktúra *gabčíkovská depresia*, ktorá v oblasti Gabčíkova, resp. južnejšie až na území Maďarska podľa geofyzikálnych údajov dosahuje najväčšiu hrúbku kenozoickej sedimentárnej výplne. Severný, sz. a v. okraj územia patrí k *trnavsko-dubnickej panve*. Zo SZ slovenskú časť *Dunajskej panvy* tektonicky limituje asymetrická megaantiklinálna hrasť *Malých Karpát* s priľahlou časťou *Pezinské Karpáty*.

Predkenozoické podložie panvy v najväčšej miere tvoria horniny tatrického kryštalinika, následne metamorfity a granitoidy severného a južného veporika a v jv. časti sedimenty staršieho a mladšieho paleozoika a mezozoika tektonickej jednotky silicika. Niektoré jeho časti vystupujú na povrch len v oblasti Malých Karpát.

Na predkenozoickom fundamente leží transgresívne a diskordantne kenozoická sedimentárna výplň slovenskej časti Dunajskej panvy, ktorá pravdepodobne obsahuje aj sedimenty paleogénneho a spodnomiocénneho veku bez bližšieho stratigrafického a sedimentárnopetrografického určenia. Nad nimi sa nachádzajú usadeniny neogénneho až pliocénneho veku. Na báze sú produkty andezitového vulkanizmu spodnobádenského veku (*šurianske vulkanity*).

Sedimentárna výplň predstavuje súbor piesčito-ílovitých a ílovito-piesčitých uloženín s občasnými výskytmi zlepcov/štrkov, uhlia, uhoľných ílov a vápencov. Horniny spodno- až vrchnobádenského veku reprezentujú *špačinské* a nadložné *báhonské súvrstvie* morského pôvodu. Sú zložené z pieskovcov, ílovcov, zlepcov, vzácné vápencov a uhlia.

Obdobie sarmatu dalo vznik *vrábel'skému súvrstviu* v osladzujúcom sa vodnom prostredí. Usadeniny sú reprezentované ílmi, pieskami, štrkami a uhlím. Nadložné *ivanské, beladické a volkovské súvrstvie* panónskeho veku reprezentujú usadeniny brakického a sladkovodného prostredia. Sú zložené z pieskov, ílov a štrkov s občasným výskytom uhoľných ílov. Vrchná časť *volkovského súvrstvia* a celé *kolárovske súvrstvie* pliocénneho veku vznikali v kontinentálnych podmienkach formujúcej sa riečnej siete. Reprezentujú ich piesčito-štrkovité, resp. štrkovito-piesčité usadeniny.

Celkovo sedimentárna výplň dosahuje v priemere hrúbku okolo 5 500 m (Fusán et al., 1987), v oblasti *gabčíkovskej depresie* maximálne až 8 500 – 9 000 m (Hrušecký, 1999).

Na území Podunajskej roviny má kvartérna sedimentácia kontinuálny superpozičný vývoj. Najstaršie kvartérne sedimenty sú vrstvy fluvialných až fluvialno-limnických sedimentov bazálnej časti kvartérnej výplne centra *gabčíkovskej depresie*. Podľa geofyzikálnych meraní sa tieto sedimenty nachádzajú približne v hĺbke 450 – 500 m a bezprostredne na maďarskom území až v hĺbke 550 – 600 m (Scharek et al., 1998). Sedimenty tvoria *spodný komplex* piesčito-štrkového súvrstvia (Janáček, 1967). Všade vykazujú diskordanciu s pliocénnymi pieskami, drobnými štrkami a ílmi *kolárovskeho súvrstvia*.

V nasledujúcom slede vývoja panvy boli vrstvy spodného pleistocénu na jej okrajoch priebežne erodované a nahradené mladšími fluvialnými súvrstviami. Ide o sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu tvoriace hlavnú masu kvartérnej sedimentárnej výplne panvy. Sedimenty budujú bazálnu časť piesčito-štrkového súvrstvia rozsiahleho plochého náplavového vejára – vnútrozemskej delty Dunaja. Označujú sa ako *stredný komplex „dunajskej štrkovej série“* (Janáček, 1967). Hrúbka spodnej časti *stredného komplexu* nie je rovnaká. Smerom do centra depresie sa zväčšuje na približne 70 – 100 m.

Terasový ekvivalent sedimentov sa v rámci skúmaného územia vyskytuje na j. a jv. svahoch pohoria vo forme zvyškov *vrchných terás* s bázou vo výške 35 – 45 m nad hladinou toku Dunaja a s hrúbkou akumulácie do 7 m.

V nadloží uvedenej fluvialnej akumulácie sú v panve deponované fluvialné sedimenty mladšej časti stredného pleistocénu, označované ako stredná časť *stredného komplexu „dunajskej štrkovej série“*. Aj tieto sedimenty sú od sedimentov spodnej časti *stredného komplexu* oddelené nesúvislou vrstvou piesčitých ílov hrubou 3 – 8 m, zodpovedajúcich interglaciálu holstein. Hrúbka sedimentov strednej časti *stredného komplexu* dosahuje na okraji *gabčíkovskej panvy* hodnoty 10 – 25 (30) m a v smere do centra panvy sa zväčšuje na zhruba 50 m. Na jej v. a jv. okraji sa sedimenty buď vôbec nevyskytujú, alebo dosahujú len minimálnu hrúbku. V apikálnej časti delty v Bratislave je situácia obdobná. To indikuje možné spomalenie tektonického poklesu panvy až jeho stagnáciu v tomto období. Terasové ekvivalenty sa v rámci územia vyskytujú na priľahlých okrajových elevačných štruktúrach Malých Karpát v Bratislave v 2 úrovniach *stredných terás* na svahoch Malých Karpát v Devínskej bráne. Na priľahlom okraji Nitrianskej pahorkatiny sa syngenetické fluvialné terasové sedimenty nachádzajú pod návejmi sprašových sérií.

Fluvialna akumulácia vrchného pleistocénu tvorí vrchnú časť *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* a jej plošný rozsah je totožný s rozsahom nadložnej akumulácie holocénu. Exaktné odčlenenie sedimentov od podložnej stredno-pleistocénnej akumulácie je zložité. Vrchná časť *stredného komplexu* dosahuje na okraji *gabčíkovskej panvy* vrátane územia Bratislavy hrúbku približne 10 – 12 m, čím sa toto súvrstvie stotožňuje s *dnovou akumuláciou*. Smerom do centra panvy sa hrúbka súvrstvia zväčšuje na 15 – 18 m a ďalej na JV narastá na hodnoty prevyšujúce 50 m. Smerom od centra *gabčíkovskej depresie* na JV sa opäť postupne zmenšuje až na hodnotu 6 – 8 m pri Komárne.

Piesčité štrky vrchnej časti *stredného komplexu* sa dostávajú blízko k povrchu pod holocénny kryt v tzv. jadre Žitného ostrova v úseku od Bratislavy cez Dunajskú Stredú torzovite až po Komárno. Synchronne sedimenty vystupujú na povrch aj vo forme *nízkych terás*, napr. na pravobreží Dunaja pozdĺž štátnej hranice s Rakúskom, na ľavobreží v Bratislave a na sv. okraji územia v pásme od Šoporne po Nové Zámky. *Nízke terasy* sú často pokryté povodňovými vápnitými siltmi a fluvialnými a eolickými pieskami. Ostatné výskyty v regióne predstavujú umelé odkrývy v podobe štrkovísk. Výraznejšiu fáciu povrchovej časti *dnovej akumulácie* tvorí systém piesčitých telies *agradračných valov*. Časť fluvialných pieskov bola eolicky redeponovaná na krátku vzdialenosť a tvorí základ vzniku eolických presypov uložených vo forme dún, ktoré sa následne pretvárali aj počas holocénu.

Holocénne fluvialné sedimenty tvoria v rámci kvartérneho vývoja sedimentácie Podunajskej panvy tzv. *vrchný komplex dunajskej štrkovej série*. Súvrstvie je diskordantne uložené na *strednom komplexe* a odráža intenzívne hydrodynamické zmeny všetkých tokov územia v laterálnom smere. Sedimenty sú reprezentované najmä litofaciálne pestrými, laterálne sa meniacimi náplavami povrchového nívneho krytu, tvoreného hlavne siltom, piesčitým siltom, pieskom, štrkovitým

pieskom, štrkom a ílom. Hrúbka holocénneho pokryvu sa často zväčšuje smerom od „jadra“ Žitného ostrova k hlavným tokom od 0,5 m do 3 m. V oblasti Gabčíkova dosahuje aj vyše 5 m.

Povrch územia je spestrený hustou sieťou mŕtvych a slepých ramien aj občasne prietochných korýt. Vo výplniach mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu sa vyvinuli fluvialno-organické, organogénne a palustrické sedimenty, slatinné rašeliny a humolity.

Na svahoch úpätia Malých Karpát a na svahoch úvalín Nitrianskej pahorkatiny sa vyvinula pestrá škála variet deluviálnych, deluviálno-fluviálnych a deluviálno-proluviálnych sedimentov prechodného obdobia pleistocén – holocén.

Územie regiónu je hlavnými zlomovými pásmami rozčlenené na systém čiastkových prepadlín a elevácií. Z geodynamického hľadiska formovanie slovenskej časti Dunajskej panvy prebiehalo počas dvoch etáp tektonickej aktivity. Prvá etapa sa odohrala v spodnom až strednom miocéne, druhá etapa vo vrchnom miocéne, pliocéne až kvartéri. Prvé štádium sa vyznačuje výraznou zlomovou aktivitou na celom území Dunajskej panvy, zatiaľ čo druhé štádium sa obmedzuje predovšetkým na jej okrajové časti. V súčasnosti dominuje stabilizácia panvy spojená s malou tektonickou aktivitou, ktorá je naďalej sústredená do okrajových častí Dunajskej panvy. Na geologickej mape je zobrazené pomerne malé množstvo prevažne zakrytých a predpokladaných zlomových systémov. Príčinou je úplná absencia možnosti priameho pozorovania a merania signifikantných tektonických prejavov v odkryvoch aj na povrchu. Pomiocénna tektonická aktivita v rámci slovenskej časti Dunajskej panvy nie je zreteľná ani z geofyzikálnych profilov.

1. ÚVOD



Región Podunajská rovina je posledný z regiónov oblasti nížin Slovenska, z ktorého dosiaľ v zmysle platnej smernice MŽP SR č. 4/1996-3.1 z 20. 5. 1996 nebola zostavená a publikovaná regionálna geologická mapa v mierke 1 : 50 000. Jej publikovaním sa dosiahlo úplné pokrytie územia nížin SR základnými a regionálnymi geologickými mapami. Tým sa v tejto oblasti zavŕšila nielen prvá etapa dlhodobého systematického a koncepčne riadeného regionálneho geologického mapovania, ale aj rozsiahly výskum kvartéru a neogénu najväčšej panvy na území SR. Význam tohto regiónu bol a v budúcnosti aj bude enormný najmä z hľadiska jeho potenciálu v oblasti zásob podzemnej vody, využitia geotermálnej energie, zásob stavebných surovín, z pôdohospodárskeho, agrárneho a vodohospodárskeho hľadiska, ako aj z hľadiska ochrany a tvorby životného prostredia a rekreácie.

V týchto vysvetlivkách sú zhrnuté všetky zásadné výsledky geologického výskumu realizovaného podľa projektu geologickej úlohy a v zmysle zákona č. 569/2007 Z. z. o geologických prácach (geologický zákon), ako aj na základe ďalších relevantných legislatívnych predpisov a nariadení, najmä uvedenej smernice na zostavovanie a vydávanie geologických máp v mierke 1 : 25 000 a regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000. Podľa tohto projektu sa v regióne (obr. 1.1) v r. 2012 – 2016 priebežne realizoval terénny geologický výskum spojený so základným podrobným geologickým mapovaním na listoch v mierke 1 : 25 000 vrátane reambulácie starších prác geologického mapovania formou reambulačných túr. Terénny výskum bol zameraný hlavne na nové komplexné geologické mapovanie takmer výlučne kvartérnych sedimentov, ako aj na detailnejšie mapovanie a čiastočnú reambuláciu úpätného pásma paleozoika Malých Karpát v priľahlom leme prekrytia plochy so susedným regiónom. V rámci geologickej dokumentácie boli vyhodnotené aj vybrané štruktúrne vrty zachytávajúce prevažne neogénne sekvencie panvy, vybrané vrty kategórie CF a HG vrty, ktoré súviseli so zostavovaním geologických rezov, a povrchové,

prevažne hydrogeologické vrty zachytávajúce kvartérne a vrchnopleistocénne uloženiny.

Spolu s mapovacími prácami sa počas terénneho výskumu priebežne realizovali odbery vzoriek z malého množstva prírodných a umelých odkryvov, ako aj z výnosov vrtných jadier. Vzorky sa priebežne, ale najmä po skončení vrtných prác laboratórne mineralogicky, sedimentárno-petrograficky, chemicky, paleontologicky, biostratigraficky, luminiscenčne a izotopovo vyhodnocovali. Vo vlastnej réžii boli využité renomované geoanalytické laboratória (GAL) v Spišskej Novej Vsi, laboratória aplikovanej technológie nerastných surovín (ATNS) v Košiciach a špeciálne laboratória na numerické určenie absolútneho veku metódou AMS v Poznani a metódou OSL v Gliwiciach v Poľsku. Výsledky vyhodnotenia boli využité pri zostavovaní geologickej mapy, geologických rezov a pri komplexnom zhodnotení paleoprostredia Podunajskej roviny od posledného interglaciálu a v holocéne.

Kvartérne sedimenty v regióne mapovali: J. Maglay, K. Fordinál, M. Vlačíky, A. Nagy, P. Šefčík, I. Baráth, M. Zlocha, J. Fričovská a L. Šimon, ktorí v priľahlých častiach Malých Karpát vlastné výskumy mapovania kvartéru doplnili o výsledky mapovania M. Kováčika. Študovala sa najmä litogenetická náplň, úložné pomery, stratigrafia a vývoj všetkých genetických typov kvartérnych sedimentov. Pri fluviálnych sedimentoch sa riešil hlavne mechanizmus sedimentácie, teda vertikálnej a laterálnej akrecie, prikorytovej a korytovej agradácie, laterálnej a čiastočne aj hĺbkovej erózie a denudácie. Skúmala sa aj paleogeografia tokov, vývoj riečnych koryt a ramien hlavných tokov v čase, vzťah dunajských náplavov k akumuláciám malokarpatskej, a hlavne vážskej proveniencie a vzťah fluviálnych sedimentov k eolickým pieskom. Predmetom štúdia boli aj deflačné oblasti a v ich protiklade oblasti výraznejšieho výskytu presypov eolických pieskov. Zvýšená pozornosť v priestorovom vymedzení plôch rozšírenia sa venovala prítomnosti prechodných, vrchnopleistocénno-holocénnych akumulácií vystupujúcich v tzv. „jadre“ Žitného ostrova a akumulácií v terasovom vývoji na pravobreží Dunaja, na jeho ľavobreží v Bratislave a pozdĺž priľahlých okrajov Trnavskej pahorkatiny a Nitrianskej pahorkatiny. Zaznamenávali sa všetky mokrade s rozšírením palustrických sedimentov, slatinných rašelinísk a iných teritórií s prítomnosťou humolitov a fosílnych pôd. Genetické subtypy fluviálnych sedimentov boli okrem stratigrafie detailnejšie členené na základe faciálneho a frakčného (zrnitostného) princípu na íly, silty (v recentných a fosílnych pôdach hlíny), piesky a štrky vrátane prechodných zrnitostných frakcií (napr. piesčitý štrk, piesčitý silt a pod.).

Na mape sú okrem fluviálnych sedimentov zobrazené aj eolické sedimenty od subrecentných cez holocénne, prechodné pleistocénno-holocénne až po vrchnopleistocénne, vystupujúce vo forme piesčitých dún rôznych rozmerov a tvarov, prípadne vo forme plochých sprašových pokryvov riečnych terás.

Dôraz sa kládol aj na stratigrafiu a plošný rozsah proluviálnych sedimentov úpätia Malých Karpát a deluviálno-proluviálnych sedimentov vyústení pahorkatinných úvalín a suchých dolín. Mapovali sa aj deluviálne a deluviálno-fluviálne sedimenty priľahlého úpätia pohoria.

Napriek tomu, že nikde na skúmanom území neboli zaznamenané priame pozorovania prejavov neotektoniky, riešil sa aj neotektonický vývoj a predpokladaná kvartérna štruktúrno-tektonická stavba územia. A. Nagy zostavil štruktúrnu neotektonickú schému územia Podunajskej roviny a priľahlej časti Malých Karpát. I. Zeman a J. Maglay zostavili novšiu mapu hrúbky kvartérnych uloženín. Priložená je aj pôdna mapa regiónu v mierke 1 : 200 000, ktorú zostavil P. Šefčík.

Kvôli lepšiemu znázorneniu a pochopeniu geologickej stavby a vývoja panvy počas kvartéru zostavil J. Maglay 3 priečne kvartérnogeologické rezy územím v jeho západnej, strednej a východnej časti.

Podrobné spracovanie sedimentov neogénu a vyhodnotenie geologickej a tektonickej stavby a vývoja kenozoickej sedimentárnej výplne relevantnej časti Dunajskej panvy (*gabčíkovskej depresie*) na mapovanom území realizovali A. Nagy, K. Fordinál, A. Zlinská, K. Žecová a I. Baráth. Boli vyhodnotené litologické, sedimentárno-petrografické a stratigrafické pomery neogénnych sedimentárnych hornín. Zároveň boli zrekonštruované a definované jednotlivé sedimentačné prostredia a mechanizmus ich sedimentácie. Kvôli exaktnejšiemu a názornejšiemu porozumeniu neogénnej geologickej stavbe príslušnej časti panvy zostavili A. Nagy, K. Fordinál a I. Baráth pozdĺžny geologický rez celým územím. Štúdiom a vyhodnotením pochovaných produktov kenozoického vulkanizmu, identifikovaných v rámci neogénnych sedimentárnych sekvencií v širšej oblasti štruktúry Podunajskej panvy, sa zaoberal L. Šimon.

Mladšie i staršie paleozoikum v rámci kryštalinika priľahlého pásma Malých Karpát mapoval a reambuloval M. Kováčik, ktorý zároveň spracoval a vyhodnotil stavbu kenozoického podložia slovenskej časti Dunajskej panvy.

Na objasnenie geologickej stavby a paleogeografického vývoja územia regiónu počas neogénu boli veľmi dôležité výsledky geológov špecialistov, ktoré sú súčasťou manuskriptových správ (Zlinská, 2013, 2015; Žecová, 2015). Biostratigrafické mikrofaunistické vyhodnotenie terciérnych foraminifer z morských miocénných sedimentov odobraných z vrtných jadier starších hlbokých naftových vrtov z Podunajskej nížiny, uložených v skladoch hmotnej dokumentácie spoločnosti Nafta, a. s., v Gbeloch, realizovala A. Zlinská. Spoločenstvá vápnitých nanofosilií, odobraných taktiež zo vzoriek z uvedených vrtných jadier, biostratigraficky vyhodnotila K. Žecová za technickej podpory M. Marčekovej.

Chemické analýzy vzoriek fluviálnych sedimentov a pôdotvorného substrátu sa realizovali v GAL Spišská Nová Ves a vyhodnotil ich Ľ. Findura. Granulometrické merania sa robili v ATNS Košice a vyhodnotil ich Ľ. Tuček.

Najnovšie výsledky o fosílnych ekosystémoch kvartéru Podunajskej roviny, paleoekológii a klimatických zmenách v období od posledného interglaciálu až do súčasnosti na základe výsledkov izotopových analýz kyslíka $\delta^{18}\text{O}$ a uhlíka $\delta^{13}\text{C}$ určených zo schránok malakofauny a absolútneho numerického datovania metódami AMS ^{14}C a OSL vyhodnotila a do samostatnej práce sústredila Moravcová (2017). Významné sú aj výsledky biostratigrafického paleontologického vyhodnotenia a biometrie osteologických fragmentov cicavcov nájdených v niektorých štrkovniach v rámci regiónu, ktoré vyhodnotil M. Vlačíky.

Nosnou časťou týchto vysvetliviek je kapitola 3. Podrobne sa zaoberá základnou charakteristikou všetkých geologických jednotiek vyčlenených na mape a v rezoch, ako aj celkovou geologickou stavbou zobrazeného územia. Na zostavení mapy sa podieľali autori uvedení pri jednotlivých geologických jednotkách v obsahu tejto práce. Vyhodnotenie tektonickej aktivity (kapitola 4) a celkového geologického a tektonického vývoja Podunajskej roviny v čase (kapitola 5) spracovali A. Nagy, M. Kováčik, K. Fordinál a J. Maglay.

Dôležitou súčasťou vysvetliviek je aj zhodnotenie geofyzikálnych údajov o území v kapitole 6 na základe účelového výberu poznatkov z manuskriptovej práce (Gluch et al., 2016). V kapitole sú podrobne vyhodnotené skúmané geofyzikálne parametre zhrnuté na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií Podunajskej roviny. Na zostavení textu a uvedenej mapy sa podieľali A. Gluch[†], I. Zeman, E. Kucharič[†] a P. Kubeš.

Informácie o mimoriadne bohatých zásobách podzemnej vody v regióne, potenciáli využitia termálnej vody a geotermálnej energie a celkové zhodnotenie hydrogeologických pomerov Podunajskej roviny podávajú K. Benková a D. Marcin v kapitole 7. Na uvedenú kapitolu nadväzuje podrobná charakteristika geofaktorov životného prostredia územia, ktorú zostavili P. Liščák a B. Ondrášiková (kapitola 8). Z hľadiska poľnohospodárskeho využívania krajiny P. Šefčík v kapitole 9 podrobnejšie zhrnul poznatky o recentnom pôdnom pokryve územia a jeho základné charakteristiky. Prehľad nerastných surovín a ložísk regiónu spracovali P. Baláž a J. Stupák v kapitole 10.

Výsledky základného a regionálneho geologického výskumu Podunajskej roviny sú zhrnuté v týchto vysvetlivkách a podrobne opísané v jednotlivých archívnych manuskriptoch. Graficky sú znázornené na mapových listoch základných geologických máp v mierke 1 : 25 000, na geologickej mape regiónu v mierke 1 : 50 000, v geologických rezoch, litostratigrafických tabuľkách, rôznych grafoch, tabuľkách, schémach a na obrázkoch. Vedecká hodnota výsledkov by nedosiahla svoju úroveň bez technickej podpory pracovníkov ŠGÚDŠ. Na zakresľovaní autorských čistokresieb 40 listov základných geologických máp študovaného územia sa technicky podieľal J. Dvořák. Digitalizáciu uvedených máp a prenos do podoby geologickej mapy regiónu v mierke 1 : 50 000 a prípravu mapy na tlač realizovali J. Vlachovič a M. Antalík. Editáciu a konečnú revíziu mapy a legendy pred tlačou

urobil R. Fritzman. Zostavovanie máp dokumentačných bodov a všetky nastavbové práce v prostredí GeoIS uskutočnili K. Lacenová a G. Bystrická. Ďalšie grafické a písomné technické práce a spracovanie príloh vykonávala M. Huszárová. Výraznú technickú podporu pri realizácii vzorkovacích prác, príprave odkryvov na dokumentáciu a odbery vzoriek, realizácii plytkých mapovacích, ručne vrtných sond a pri preprave osôb a materiálu zabezpečoval J. Melicherčík.

Na základe nových údajov a skutočností získaných v rámci základného a regionálneho geologického výskumu a mapovania Podunajskej roviny bolo zaznamenané veľké množstvo poznatkov. Podrobnejšie sú zhrnuté v závere týchto vysvetliviek (kapitola 11) a zobrazené na geologickej mape regiónu, v geologických rezoch, litostratigrafických tabuľkách a schémach.

Redakčnú prípravu vysvetliviek do tlače a ich jazykové, grafické a technické spracovanie zabezpečovali J. Hrtusová, S. Žideková a L. Martinský. Tlač a knižárske spracovanie realizovalo oddelenie vydavateľstva a propagácie ŠGÚDŠ pod vedením L. Martinského.

Za dosiahnuté výsledky geologického výskumu vyslovuje editor všetkým autorom, spoluautorom a technickým pracovníkom úprimné poďakovanie.



Obr. 1.1. Rozsah mapovaného územia v rámci územia Slovenska.

Princípy zostavenia geologickej mapy

Jednotlivé mapové listy základnej geologickej mapy a následne aj samotná geologická mapa regiónu Podunajská rovina boli zostavené primárne na základe aktuálnej smernice (MŽP SR, 1996). Na zobrazenie plošných, čiarových a bodových prvkov, ako aj zvolených indexov na mape a v legende boli použité prvky vychádzajúce z jednotnej legendy pre geologické mapy 1 : 25 000 (ÚÚG, 1972). Tie boli následne transformované aj do geologickej mapy regiónu 1 : 50 000 a zodpovedajúcej číselne označenej legendy k mape.

Prevažne poľnohospodársky využívané územie s malou vertikálnou disekciou reliéfu pôsobí z hľadiska povrchovej geologickej stavby zdanlivo monotónne. Vyznačuje sa enormne nízkym počtom prirodzených odkryvov poskytujúcich relevantné geologické údaje. Využiteľné umelé odkryvy vo forme plytkých základových výkopov, prípadne starších, dnes rekultivovaných ťažobných jám sa nachádzajú hlavne v intravilánoch sídiel alebo v ich blízkosti. Väčšina opustených štrkovní, pieskovní, prípadne hlinísk sa v súčasnosti využíva rekreačne, najmä ako rybolovné revíry. Pôvodné umelé odkryvy sú v dôsledku úprav brehov len zriedkavé. Komerčne využívané veľkoplošné rybníky (Jelka, Bohel'ov, Čičov, Trávník a i.) disponujú upravenými brehmi, často tvorenými navážkou.

Územie sa vyznačuje aj veľkým počtom antropogénnych zásahov pretvárajúcich jeho povrchovú geologickú stavbu. Dominujú najmä poľnohospodárske úpravy terénu s cieľom ekonomickejšieho obhospodarovania pôdy, úpravy starých riečnych korýt, mŕtvych ramien a iných znížení reliéfu, ako aj rozsiahle melioračné a vodohospodárske úpravy ako napríklad líniové stavby odvodňovacích (resp. zavlažovacích) kanálov, prekládok aktívnych riečnych korýt a vybudovaných plavebných kanálov.

Z genetického hľadiska celú povrchovú stavbu územia, okrem úzkych lemov prekrývajúcich susediace regióny Malých Karpát a čiastočne Trnavskej pahorkatiny a Nitrianskej pahorkatiny, tvoria pleistocénno-holocénne a holocénne fluviálne sedimenty Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Dudváhu, Váhu a Nitry a lokálne sekundárne, prevažne holocénne eolické sedimenty. Pre tento fluviálny systém je charakteristická vysoká laterálna dynamika eróznno-akumulačných procesov a tým aj časté zmeny fluviálnych facií a zmeny v zrnitostnom zložení sedimentov v horizontálnom i vertikálnom smere. Pri zostavovaní geologických máp to do istej miery ovplyvňovalo exaktné znázornenie a presné ohraničenie vyčlenených zrnitostných frakcií a im zodpovedajúcich polygónov na mape z hľadiska ich mierok a čitateľnosti. Fluviálne sedimenty majú navyše na celom území výrazne vyvinutý pôdny pokryv znemožňujúci ich priame pozorovanie počas terénneho výskumu a mapovania.

Toto územie je z mnohých aspektov špecifické a kvôli svojmu morfológickému rovinnému rázu výrazne odlišné od iných regiónov skúmaných a mapovaných v minulosti. Pri znázornení povrchovej geologickej stavby bolo preto nutné okrem spomenutej smernice využiť ďalšie doplnujúce prvky zobrazenia zistených javov.

Geologická mapa regiónu je mapa povrchová – zakrytá, zostavená na základe geneticko-stratigrafického princípu a litologickej náplne hlavne kvartérnych (holocénnych až pleistocénno-holocénnych) uloženín. Staršie panvové (vrchnomiocénne) sedimenty vystupujú na povrch len v Bernolákove a horniny paleozoika v úzkom leme od Bratislavy po Svätý Jur.

Hlavným zdrojom získavania primárnych údajov na vyhodnocovanie a zostavovanie mapy bol základný terénny geologický výskum a mapovanie. Pri jeho realizácii sa v rovinnom reliéfe kládol zvýšený dôraz na akékoľvek jeho

povrchové zmeny, na prítomnosť iných ako hlinitých frakcií v pôdach, na lokalizáciu slanísk, slatinných rašelinísk, hnilokalov, močiarov, eolických presypov a na dôsledné vyhľadávanie a popis odkryvov aj s prípadným odberom vzoriek na chemické a izotopové analýzy a datovanie. Pri povrchových zmenách v reliéfe išlo najmä o zaznamenanie plošného rozsahu mierne vyvýšených plošín, priebehu a segmentácie agračadných valov, prítomnosti lokálnych vyvýšení a znížení, lokalizácie a rozsahu eolických presypov, priebehu starých (opustených) riečnych koryt, mŕtvych ramien a rozsiahlejších znížení. Pri pôdach išlo o zistenie prítomnosti ílovej, piesčitej a štrkovej frakcie v nich.

Zaznamenané poznatky boli konfrontované s údajmi zo starších geologických mapových diel, odborných publikácií a archívnych prác. Plošný rozsah a priebeh facií vychádzajúci z fluvialných foriem vývoja 3 základných typov riečnych lavíc sa spresňoval pomocou topografických podkladov v mierke 1 : 10 000, pomocou vlastných, v rámci projektu zostavených geofyzikálnych máp zdanlivej rezistivity (Gluch et al., 2016) a digitálneho modelu reliéfu. Na identifikáciu a spresnenie prvkov fluvialnej roviny boli použité rektifikované ortofotomapy národného geoportálu (<http://geoportal.gov.sk>), satelitné snímky voľne dostupnej verzie programu Google Earth a v súvislosti s paleogeografiou a históriou vývoja a priebehu riečnych koryt a ramien aj historické mapové podklady 1. – 3. vojenského mapovania (<https://mapire.eu/en/map/thirdsurvey25000/>).

Údaje o povrchovej geologickej stavbe sa abstrahovali, verifikovali a dopĺňali zo širokej databázy geologických popisov HG vrtov, IG vrtov a sond a iných plytkých mapovacích vrtov (<http://apl.geology.sk/geofond/vrty/>). Pre malý počet prírodných a umelých odkryvov s cieľom spresniť plošný rozsah jednotlivých zrnitostných frakcií fluvialných sedimentov a identifikovať organogénne sedimenty, humolity, prípadne fosílné pôdy sa v rámci mapovacích prác realizovali aj plytké, ručne vŕtané sondy do hĺbky 1,2 m (v niektorých prípadoch do 3,0 m).

Základná aj regionálna geologická mapa Podunajskej roviny zobrazuje povrchovú, prevažne holocénnu až prechodnú pleistocénno-holocénnu geologickú stavbu do hĺbky okolo 2 m. Riadi sa princípom prevažujúcej zrnitostnej frakcie sedimentu v tomto intervale od recentného pôdneho pokryvu smerom do podložia, pričom dôraz sa kladie na hĺbku prvej výraznejšej diskordancie frakcií smerom od povrchu. Najčastejšie ide o diskordanciu medzi piesčito-siltovitou frakciou a frakciou podložných piesčitých štrkov. To znamená, že ak v tomto intervale prevláda napr. piesčitá frakcia, sediment je na mape vyznačený ako fluvialny piesok (kolónky 7, 17, 26), aj keď jeho povrchový prejav v recentnom pôdnom pokryve nie je alebo nemusí byť zreteľný. Rovnako to môže byť aj v prípade znázornenia iných zrnitostných frakcií. Príkladom opodstatnenia realizácie ručne vŕtaných sond je okrem iného fakt, že na mnohých miestach s povrchovým výskytom štrkovitých hĺn sa pomocou sond zistilo, že bezprostredne podložné fluvialne sedimenty vôbec neobsahujú štrky, tie sa nachádzajú až v nižších horizontoch.

Vo väčšine sond a vrtov každá povrchová zrnitostná frakcia smerom do podlažia prechádza do piesčitých štrkov až štrkov. Najčastejší povrchový vývoj do hĺbky 2 m predstavuje sled: recentná pôda (hlina) → silt (prach, kal) → piesok → piesčité štrk. V takomto prípade je sediment na geologickej mape označený číselným indexom (kolónka 9, prípadne 19 a 28).

Plošné, čiarové a bodové prvky sú na mape vyznačené štandardne v zmysle smernice. Vzhľadom na špecifický fluvialny charakter regiónu je na mape formou krátkych paralelných prerušovaných čiar navyše vyznačený priebeh morfológicky alebo historicky registrovaných a zaznamenaných starých riečnych korýt a ramien, ak je ich sedimentárna náplň zhodná so sedimentmi okolia. V ostatných prípadoch sú staré (opustené) riečne korytá a ramená vyznačené štandardne plnou čiarou. V miestach, kde na študované územie zasahujú fluvialne terasové akumulácie pokryté sprašami, je použité duálne zobrazenie. V takýchto prípadoch farba šrafy označuje vek fluvialneho sedimentu a farebný odtieň výplne polygónu pokrývny (povrchový), v tomto prípade eolický sediment. V miestach, kde bol dostatok indícií a možností zvlášť vyčleniť fluvialne sedimenty mladšej časti holocénu, príslušné polygóny sú na mape zobrazené svetlejšim modrým odtieňom. Na mape sú zobrazené až 2 typy antropogénnych uloženín, pričom kritériom tohto rozčlenenia bol ich dosah na životné prostredie. Prvým typom sú alochtónne uloženiny skládok, hald a navážok (kolónka 1) a druhým typom autochtónne uloženiny pozostávajúce z lokálne premiestneného, prípadne len nahrnutého prírodného materiálu fluvialnych sedimentov okolia. Sem boli zaradené aj rekultivované skládky (kolónka 2).

Väčšinu geologických hraníc vyčlenených fluvialnych facií nebolo možné na takom rozsiahlom zakrytom rovinatom území spoľahlivo vyčleniť. Preto bola v mnohých prípadoch na mape použitá prerušovaná čiara na znázornenie ich predpokladanej hranice.

Na geologickej mape je zobrazené pomerne malé množstvo zistených a predpokladaných tektonických línií. Príčinou je úplná absencia možnosti priameho pozorovania a merania významných tektonických prejavov v odkryvoch i na povrchu. Pomocná tektonická aktivita v rámci panvy nie je zreteľná ani z geofyzikálnych profilov.

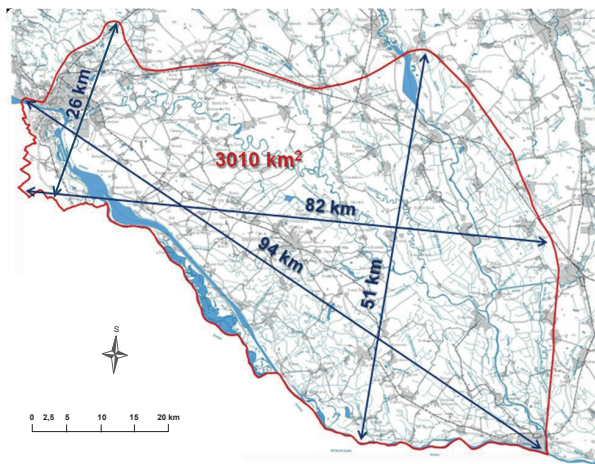
Vysvetlivky mapových značiek (legenda) boli zostavené podľa uvedenej smernice so štandardnými rastrami a farebnými odtieňmi vyjadrujúcimi litológiu a vek sedimentu či pevnej horniny. Na jednotlivých listoch manuskriptu základnej geologickej mapy 1 : 25 000 je použité písomné indexové značenie vyčlenených jednotiek (polygónov) a na geologickej mape regiónu 1 : 50 000 číselné značenie.

Tretí rozmer znázornenia geologickej stavby je vyjadrený 4 geologickými rezmí. Tri z nich (rezy 1 – 2, 3 – 4, 5 – 6) zachytávajú kvartérnu sedimentárnu výplň panvy a na vyjadrenie zákonitostí vývoja sedimentácie z hľadiska mierky mapy sú vo vertikálnom smere výrazne prevýšené (1 mm = 2 m). Sú situované v sz., strednej a jv. časti regiónu a všetky sú z hľadiska mimoriadne veľkej plochy

skúmaného územia vedené v priečnom smere. Štvrtý, neprevýšený rez (rez 7 – 8) znázorňuje neogénnu sedimentárnu stavbu zobrazenej časti panvy vrátane zjednodušeného predkenozoického podložia panvy. Je vedený v pozdĺžnom sz.-jv. smere s viacerými zalomeniami, prispôbenými hlbokým štruktúrnym a geotermálnym vrtom.

1.1. Geografická a geomorfologická charakteristika územia

1.1.1. Geografické vymedzenie územia



Obr. 1.2. Priestorové vymedzenie skúmaného regiónu a jeho plošné parametre.



Obr. 1.3. Aktuálny listoklad topografických máp v mierke 1 : 25 000 použitý pri mapovaní a ako podklad autorských čistokresieb základných geologických máp.

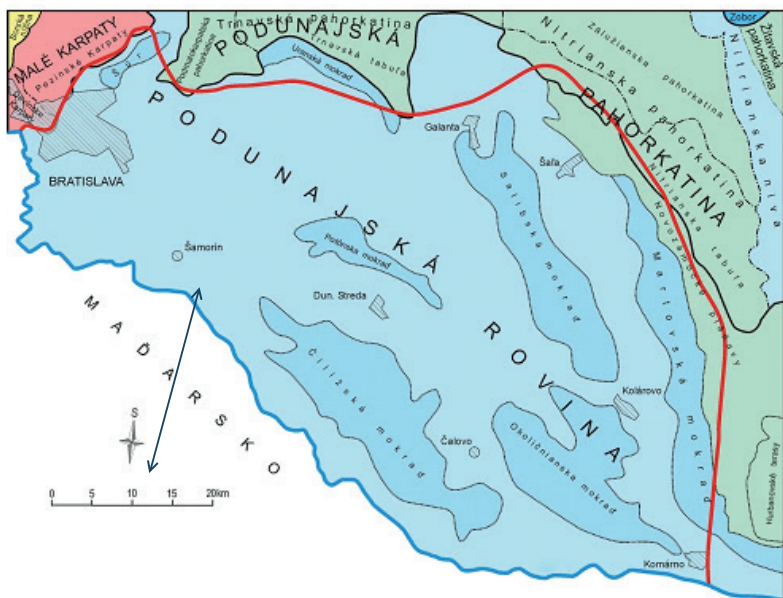
Hranica regiónu Podunajskej roviny (obr. 1.2) je z väčšej časti limitovaná priľahlými okrajmi okolitých regiónov, na ktorých sa v minulosti realizoval základný a regionálny geologický výskum a následne boli zostavené a publikované regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000. Preto hranica skúmaného regiónu nezodpovedá plošnému rozsahu geomorfologického celku Podunajskej roviny podľa Mazúra a Lukniša (1978, 1986), najmä v jej severnom a východnom úseku. Zvyšnú časť hranice územia tvorí štátna hranica s Rakúskom a Maďarskom. Územie v zjednodušenej podobe tvorí lichobežník, ktorý zo Z vymedzuje štátna hranica s Rakúskom a priľahlá časť Malých Karpát, zo S Trnavská pahorkatina (presnejšie Podmalokarpatská pahorkatina a Trnavská tabuľa), resp. priľahlé časti nív Čiernej vody, Malého Dunaja, Dudváhu a Váhu, zo SV okraj Nitrianskej pahorkatiny (presnejšie Nitrianskej tabule), z V priľahlé časti nív Nitry (čiastočne Žitavy a Váhu) a z J a JZ tok Dunaja a ním prebiehajúca štátna hranica s Maďarskom.

V súlade s priebehom hranice je celková rozloha skúmaného regiónu 3 010 km². Predstavuje to najväčšiu plochu územia zo všetkých regiónov, z ktorých boli dosiaľ v histórii základného a regionálneho geologického výskumu a mapovania územia Slovenska zostavené a tlačou vydané regionálne mapy v mierke 1 : 50 000 (obr. 1.2). Najdlhšia vzdialenosť od najzápadnejšieho bodu v Bratislave-Karlovej Vsi v smere na JV po najvýchodnejší bod v mieste ústia Váhu do Dunaja v Komárne je 94 km. Dĺžka regiónu v smere Z – V je 82 km, jeho šírka v z. časti medzi Svätým Jurom a Čunovom je 26 km a vo v. časti medzi Šoporňou a Veľkými Kosihami je 51 km.

Územie bolo kartograficky spracované na 40 mapových listoch (resp. prevažne na častiach mapových listov) topografických máp v mierke 1 : 25 000 aktuálneho listokladu v Křovákovom zobrazení (obr. 1.3) a na 14 mapových listoch (resp. častiach) v mierke 1 : 50 000 v tom istom zobrazení (Srňka, 1986). Série mapových listov v mierke 1 : 25 000 boli použité jednak pri geologickom mapovaní v teréne (prvá séria), jednak pri zostavení archívnych manuskriptov autorských čistokresieb základných geologických máp v mierke 1 : 25 000 (druhá séria).

1.1.2. Geomorfológia a geografia územia

V nadväznosti na kapitolu 1.1.1. *Geografické vymedzenie územia* toto územie z geografického hľadiska predstavuje plošne rozsiahlu rovinatú nížinnú oblasť zaberajúcu z. a j. časť slovenského územia Podunajskej nížiny s rozlohou 3 010 km². Oblasť je charakteristická minimálnou členitosťou reliéfu, pričom absolútna výška sa pohybuje od 107 m n. m. v Komárne do 130 m n. m. v Bratislave. Vzhľadom na to, že toto územie zaberá aj priľahlý úzky lem Pezinských Karpát, absolútna výška na jeho sz. okraji dosahuje hodnoty aj viac ako 160 m n. m. Relatívne výškové rozdiely v rámci povrchu roviny málokedy prekračujú hodnotu 3 – 4 m, v ojedinelých prípadoch, napr. v pásmach výskytu eolických pieskov, dosahujú aj 15 m (osada Balvány, Nesvady, Ivanka pri Dunaji a i.).



Obr. 1.4. Geomorfologické členenie Podunajskej roviny a príslahlých regiónov podľa Mazúra a Lukníša (1980) v úprave Kočického a Ivaniča (2011) a Dvořáka (2021) v tejto práci.

Malá výšková členitosť Podunajskej roviny sa odzrkadľuje v nevelkých podnebných rozdieloch medzi jej jednotlivými časťami. Podľa mapy Končeka (in Mazúr a Jakál – eds., 1980) a mapy klimatických oblastí (Lapin et al., in *Atlas krajiny SR*, 2002) prislúcha väčšina jej územia k teplej, mierne suchej až suchej klimatickej oblasti s teplou, mierne suchou až suchou nížinnou klímou s jarnou a jesennou inverziou teplôt. Tá sa vyznačuje miernou zimou (do 90 dní) s priemernou teplotou v januári $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ a viac a teplým letom s počtom letných dní v roku viac ako 50 (viac ako $25\text{ }^{\circ}\text{C}$). Severozápadná časť územia v blízkosti Malých Karpát prechádza do mierne vlhkej oblasti s chladnejšou zimou. Celkovo územie na okraji pohoria prislúcha k mierne teplej klimatickej oblasti s prevažne mierne teplou a mierne vlhkou až vlhkou vrchovinnou klímou s miernou až chladnou zimou a priemernou teplotou vzduchu v júli viac ako $16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Priemerná ročná teplota vzduchu na nížine sa pohybuje v rozmedzí $8 - 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Šťastný et al., in *Atlas krajiny SR*, 2002).

Počasie v širšej oblasti roviny sa formuje na prechode medzi oceánskym a pevninským vplyvom. Preto je veľmi premenlivé a odchýlky od dlhodobého priemeru v jednotlivých rokoch a mesiacoch sú pomerne veľké. Naproti miernym zimám je teplota v letných mesiacoch vysoká. Najvyššia teplota je pravidelne zaznamená-

vaná v júli, minimálna v januári. Najvyšší priemer, vyše 20 °C, vykazuje júl, ale aj pre mesiac august je príznačná ešte stále vysoká teplota.

S miernou a nestálou zimou nížiny súvisí aj skutočnosť, že snehová pokrývka tu nie je pravidelným javom. Preto aj v najchladnejších mesiacoch sa zrážky vyskytujú často aj vo forme dažďa. Trvalá snehová pokrývka sa vyskytuje najčastejšie len v januári. Trvá priemerne 25 – 30 dní, čo je najmenej na Slovensku (Došek et al., 1966). Podunajská rovina patrí medzi oblasti Slovenska s najväčším počtom jasných dní v roku. Odráža sa to aj vo vysokom počte hodín slnečného svitu. V lete je celkom malá aj oblačnosť, podstatne nižšia ako v zimných mesiacoch (Novotná, 2008).

Ďalšou charakteristickou črtou Podunajskej roviny je jej aridita. Priemerné ročné úhrny zrážok sa pohybujú medzi 530 – 700 mm/rok, čo je najmenej na Slovensku. Len na okraji Malých Karpát dosahujú hodnoty medzi 600 – 900 mm/rok. V januári sa priemerné úhrny pohybujú v rozmedzí 30 – 50 mm a na okraji pohoria medzi 60 – 80 mm. Zodpovedá to júlovým úhrnom na celom území roviny (Faško a Šťastný in *Atlas krajiny SR*, 2002).

Priemerné suché obdobie trvá 30 – 50 dní v roku (Tarábek in Mazúr a Jakál – eds., 1980). Na celom území prevládajú sz. vetry pred severnými a jv. vetrami. Ich priemerná rýchlosť sa pohybuje v rozmedzí 2 – 4 m . s⁻¹.

Približne 2/3 plochy územia s rozlohou zhruba 1 900 km² prislúchajú k povodiu Dunaja (vrátane Malého Dunaja), zvyšná plocha s rozlohou asi 1 100 km² prináleží k povodiám Čiernej vody, Váhu (vrátane Dudváhu) a čiastočne aj Nitry. Dunaj odvodňuje celú širšiu oblasť Žitného ostrova, Čierna voda odvodňuje sz. a s. časť územia a Váh sv. a v. časť územia. Ako uvádzajú Šimo a Zaťko (in Mazúr a Jakál – eds., 1980), Dunaj, Malý Dunaj a Váh majú snehovo-dažďový režim odtoku z horských až vysokohorských oblastí, ostatné toky majú dažďovo-snehový režim odtoku z vrchovinnó-nížinných oblastí. Váh, Dudvák a Nitra dosahujú vysokú vodnosť v mesiacoch marec – apríl, s výraznejším vedľajším zvýšením vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy, Dunaj a Malý Dunaj v mesiacoch apríl – máj. Všetka povrchová voda v tokoch pochádza zo zrážok, len v malej miere zo skrytých prestupov z vedľajších tokov. Hustota riečnej siete je na väčšine územia nerovnomerná, v priemere dosahuje len 100 – 500 m/km².

Podzemná voda sa viaže hlavne na štrky a piesky v rozsahu nív, dnových fluvialných akumulácií a superpozične deponovaných mohutných štrkopiesčitých fluvialných až fluvialno-limnických súvrství kvartéru a neogénu. V celom študovanom území dominuje medzizrnová priepustnosť. Približne 18 – 20 % podzemnej vody sa napája infiltráciou zo zrážok a takmer 80 % skrytými prestupmi z povrchových tokov.

V zmysle regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1978, 1986), resp. Mazúra a Lukniša (in Mazúr a Jakál – eds., 1980), na plochu územia zasahujú viaceré geomorfologické jednotky niekoľkých rádo, vyčlenené na

základe typologickej klasifikácie reliéfu (obr. 1.4). Na úseku Bratislava – Svätý Jur sa v tektonickom kontakte stretávajú dve podsústavy – Karpaty a Panónska panva. Tento kontakt je významný aj z toho hľadiska, že oddeľuje aj geomorfologické jednotky nižších rádov, v ktorých sa úzky priľahlý lem Karpát stáva súčasťou provincie Západných Karpát, subprovincie Vnútrotných Západných Karpát, Fatransko-tatranskej oblasti a celku Malé Karpaty s podcelkom Pezinské Karpaty.

Okrem uvedeného tenkého lemu pohoria je celá plocha územia súčasťou provincie Západopanónskej panvy a subprovincie Malej dunajskej kotliny. V rámci uvedenej subprovincie je študované územie súčasťou oblasti Podunajskej nížiny deliacej sa na dva podcelky – Podunajskú pahorkatinu a Podunajskú rovinu. Z celkovej plochy tohto územia približne 95 % tvorí Podunajská rovina s podrobnejšie vyčlenenými časťami: Úľanská mokraď, Čiližská mokraď, Potónska mokraď, Okoličnianska mokraď, Salibská mokraď a Martovská mokraď, Novozámocké pláňavy a Šúr (obr. 1.4). Na plochu vymedzeného územia Podunajskej roviny zo S a SV zasahujú aj malé časti celku Podunajskej pahorkatiny s podcelkami Trnavská pahorkatina a Nitrianska pahorkatina. Trnavskú pahorkatinu členia Mazúr a Lukniš (l. c.) na dva oddiely. V Bernolákove je to najjužnejšia časť oddielu Podmalokarpatskej pahorkatiny a v Sládkovičove jv. časť oddielu Trnavskej tabule. Z Nitrianskej pahorkatiny v pásme medzi Šintavou a Novými Zámkami zasahuje na územie priľahlá časť oddielu Nitrianskej tabule.

V celom regióne sa v dôsledku interakcie endogénnych neotektonických a exogénnych procesov vygenerovali približne tri typy štruktúrno-tektonického reliéfu. Pre rozsiahlu Podunajskú rovinu zaberajúcu najväčšiu časť plochy je príznačný rovinný až nepatrne zvlnený akumulačno-erózný až akumulačný fluvialny reliéf, na povrchu morfolotektonicky nediferencovaný, s priemerným sklonom 1,5° (max. do 2°). Ide o fluvialnú rovinu, miestami až fluvialnú a slatinnú mokraď s nepatrným, resp. žiadnym uplatnením litológie, s recentnými, lokálne eróznymi, prevažne laterálne pôsobiacimi procesmi. Možno ju vcelku označiť ako fluvialnu nivu, resp. *fluvialny systém*.

Na malej ploche Trnavskej pahorkatiny v Bernolákove, kam zasahuje jej oddiel označovaný ako Podmalokarpatská pahorkatina, sa vyvinul morfolotektonicky slabo diferencovaný, mierne až stredne zvlnený eolicko-proluviaľny eróznodendračný úvalinový reliéf eolickkej pahorkatiny s priemerným sklonom svahov do 6° s recentným slabým fluvialnym procesom doplneným miernym pohybom svahových hmôt. V Sládkovičove, kam na územie čiastočne zasahuje Trnavská tabuľa, a v pásme Šoporňa – Nové Zámky so zasahujúcim okrajom Nitrianskej tabule sa vyvinul morfolotektonicky slabo diferencovaný, nepatrne až mierne zvlnený eróznodendračný eolicko-fluvialny reliéf eolicky zvlnených rovín s okrajovými úvalinami, s priemerným sklonom svahov do 2° (max. 3°) a s recentným fluvialnym, čiastočne výmoločným eróznym procesom pri slabom uplatnení litológie.

V ostrom kontraste s predchádzajúcimi typmi reliéfu sa nachádza morfotektonicky diferencovaný reliéf vyvinutý na štruktúrno-tektonickom bloku priľahlého v. okraja Pezinských Karpát v pásme od Bratislavy po Svätý Jur. Prejavuje sa výrazne pozitívnu, ale nerovnomernou pohybovou tendenciou. Pre toto pásmo je príznačný mierne až stredne rezaný rázsochový, miestami až planačno-fluviálny reliéf fluvialne rezanej vrchoviny na kryštalických štruktúrach so stredným až silným uplatnením litológie s priemerným sklonom svahov $6 - 14^\circ$ (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr a Jakál, 1980).

Horizontálna členitosť reliéfu je na priľahlých štruktúrach roviny a pohoria veľmi rozdielna. Podľa Mazúra (in Mazúr a Jakál – eds., l. c.) sa v rovinných častiach nížiny pohybuje v rozmedzí $0 - 0,5 \text{ km/km}^2$ a v okrajovej časti Malých Karpát $1,75 - 3,5 \text{ km/km}^2$.

Podľa Čurlíka a Šefčíka (1999) sa na tomto území koncom posledného glaciálu a v holocéne vyvinulo približne 6 pôdnych typov s mnohými varietami a v rôznom druhovom zastúpení.

Na alúviách roviny a v rozsahu okrajových nív všetkých väčších tokov sa vyvinuli fluvizeme typické, ale aj napr. fluvizeme modálne karbonátové, glejové karbonátové a lokálne gleje karbonátové. V menej zaplavovaných miestach alúvií prechádzajú fluvizeme do čiernic modálne karbonátových, glejových karbonátových a v depresných miestach, resp. zníženinách mokradí až do glejov. Naopak, v zníženinách s dlhodobým zamokrením sa vyvinuli organozeme.

Na pokryvoch spráší vznikli černozeme typické, černozeme modálne karbonátové, lokálne erodované, prípadne až hnedozemné. Hnedozeme typické sú lokalizované na sprášach a polygenetických svahových hlinách v miestach s premyvným vodným režimom, ako napr. v Karlovej Vsi a v okolí Bernolákova, kde sú miestami erodované. Na sprašových hlinách v pohorí a v časti Bernolákova sa vyvinuli hnedozeme pseudoglejové až luvizeme typické. Na prolúviálnych sedimentoch okraja pohoria sú často vyvinuté sedimentologicky štruktúrované hnedozeme vyznačujúce sa špecifickým vývojom.

Na zvetraninách pevných kyslých granitoidných a kryštalických hornín sa vyskytujú hnedé pôdy – kambizeme typické a ich subtypy ako napr. kambizeme čiastočne ilimerizované a pseudoglejové. Na miestach s väčšími lesnými pokrývkami na priľahlých svahoch až plošinách Pezinských Karpát sú sprievodne vyvinuté rankery.

Podrobnejšie informácie o pôdach Podunajskej roviny sú v kapitole 9.

Rastlinstvo Podunajskej roviny a jej širšieho okolia je kvôli stretávaniu sa hercýnskej, karpatskej a panónskej vegetačnej oblasti veľmi rozmanité a bohaté (Došek et al., 1966). Pre Podunajskú rovinu sú typické aj stepi a lesostepi, no najväčšia plocha sa dnes využíva agrárne a je transformovaná na úrodné polia. Pre územie sú popri kultúrnej stepi charakteristické slaniská, slatiny, piesočiny a lužné lesy. Rovina so Žitným ostrovom je najbohatšia oblasť slatín na Slovensku. Dnes

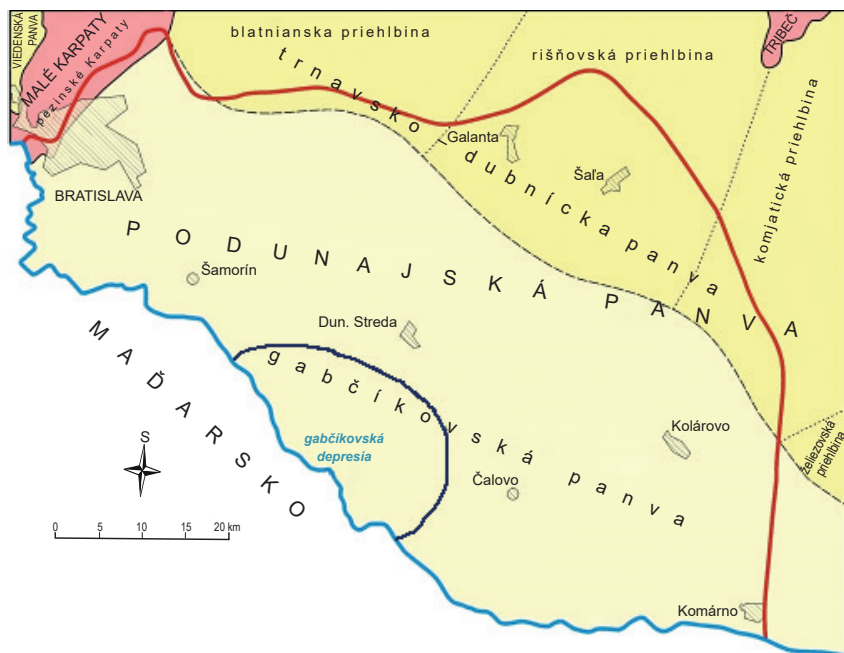
sa v blízkom okolí rašelinísk väčšinou nachádzajú orné pôdy. Na takmer všetkých ložiskách je ostricový porast, ktorý tvorí prevažnú časť pokryvu. Väčšinu tvoria charakteristické slatinné lúky, ktoré vznikli zarastaním slepých ramien Dunaja a tóní. Odvodňovaním sa veľmi degradujú, takže s pôvodnými typickými slatinnými lúkami sa stretávame len vzácné a ojedinele (napr. typický druh podunajských slatín marica pilkatá *Cladium mariscus* sa zachovala v území len na troch lokalitách). Na vodnej hladine tóní a slepých ramien a kanálov nájdeme v bohatom zastúpení leknó biele (*Nymphaea alba*), leknicu žltú (*Nuphar lutea*), vodnianku (*Hydrocharis* sp.), niekoľko druhov červenavcov (*Potamogeton* sp.), bublinatku (*Utricularia vulgaris*), žaburinku (*Lemna* sp.) a iné.

Z ekologickeho hľadiska sú veľmi cenné lužné lesy v okolí Dunaja. Vyskytujú sa tu porasty topoľov (*Populus* sp.), jelší (*Alnus* sp.), jaseňov (*Fraxinus* sp.), dubov (*Quercus* sp.) a vrb (*Salix* sp.), pod ktorými na nižšom stupni vegetuje javor poľný (*Acer campestre*), drieň (*Cornus* sp.), hruška (*Pyrus* sp.), bršlen (*Euonymus* sp.), plamienok (*Clematis* sp.) a iné krovinovité (Mariot a Khandl, 1981). Na jar tu kvitne množstvo snežienok (Novotná, 2008).

Vegetácia lužných ekosystémov (Šomšák, 1999, 2001) sa viaže na hydropeologické podmienky vytvorené Dunajom najmä v najmladšom období holocénu. Platí to o všetkých typoch rastlinstva, t. j. od vyslovene vodných fytoocenóz cez močiarne a brehové typy až po krovinovú a lesnú vegetáciu. Je to veľmi dynamická vegetácia, ktorá sa v porovnaní s klimazonálnymi typmi rastlinstva dokáže prispôbiť meniacim sa podmienkam vodného režimu v priebehu relatívne krátkeho obdobia a následne vytvoriť stabilné ekosystémy.

Vyrovňovanie vodných tokov a výstavba ochranných hrádzí podstatne zasiahli do pôvodného režimu vôd Dunaja a spôsobili preformovanie rastlinstva. Odstavenie vôd pretekajúcich okolo Malého Dunaja podnietilo zarastanie mnohých mŕtvych ramien, čo vyústilo do vzniku zaujímavých spoločenstiev hydro-hygrofytov (Hejný, 1960). Významné zmeny nastali aj v medzihrádzovom priestore napriameneho nového toku Dunaja a jeho ramien, v terajšom inundačnom území. Tvrdé listnáče ako dub letný (*Quercus robur*), menej aj jaseň úzkolistý (*Fraxinus angustifolia*), neznášali častú prítomnosť takýchto vôd a z inundačných území medzihrádzového priestoru postupne vymizli. Na ich miesto nastúpili vrb, a to predovšetkým vrba biela (*Salix alba*), menej aj vrba krehká (*Salix fragilis*) a topole (*Populus nigra*, *Populus alba*, *Populus x canescens*) (Šomšák, 1999, 2001). Vrbovo-topoľové lesy v blízkosti tokov existovali aj v minulosti, no na podstatne menšej ploche. Zmena rastlinných spoločenstiev sa dotkla aj nelesnej a vodnej vegetácie. Niektoré staršie úseky mŕtvych ramien sa v inundačnom území s častejšími a mohutnejšími záplavami stali prietočnými a bránili vzniku a existencii rastlinstva stojatých vôd. Vodná vegetácia mala zabezpečené existenčné podmienky len v ramenách, ktoré boli a sú iba občas prietočné (Oľahelová, 2001).

1.2. Regionálny geologický prehľad



Obr. 1.5. Regionálne geologické členenie Podunajskej roviny a príľahlých oblastí podľa Vassa et al. (1988) v úprave Nagya (2021) v tejto práci.

V zmysle regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988a, b – obr. 1.5) je územie Podunajskej roviny vrátane príľahlých okrajov Trnavskej pahorkatiny a Nitrianskej pahorkatiny súčasťou výbežku *Podunajskej panvy* (dnes označovanej ako slovenská časť *Dunajskej panvy*), ktorá na území Slovenska svojím rozsahom zodpovedá geomorfologicky vyčlenenej Podunajskej nížine. Slovenská časť *Dunajskej panvy* je súčasťou oblasti vnútrohorských paniev a kotlín a na študovanom území pozostáva z dvoch čiastkových paniev – *trnavsko-dubníckej* (čiastkovej) *panvy* a *gabčíkovskej* (čiastkovej) *panvy* (obr. 1.5). Väčšinu plochy regiónu tvorí *gabčíkovská panva*, ktorú možno do veľkej miery plošne stotožniť s geomorfologickým celkom Podunajskej roviny.

Približne v centre *gabčíkovskej panvy* sa nachádza mladá neotektonická čiastková poklesová štruktúra – *gabčíkovská depresia*, podľa geofyzikálnych údajov s najväčším poklesom v oblasti Gabčíkova, resp. južnejšie až na území Maďarska. Približne v línii Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo – Galanta – Šaľa – Nové Zámky do priestoru skúmaného územia zo S až SV zasahuje okraj pozdĺžnej a paralelnej *trnavsko-dubníckej panvy*, tektonicky rozčlenenej na *blatniansku*, *rišňov-*

skú, komjatickú a železovskú priehľbinu. Zo SZ Podunajskej panvy tektonicky limituje asymetrická megaantiklinálna hrast' Malých Karpát s časťou Pezinské Karpáty.

Malé Karpáty tvoria najzápadnejšie pohorie Západných Karpát nadväzujúce na východoalpiské jednotky (Maheľ, 1986). Ich priľahlý úzky lem, zasahujúci na skúmané územie v sz. časti, tvorí kryštallické jadro pezinskej časti Malých Karpát prináležiace k tatrickej megajednotke. Toto kryštallikum aj so svojimi obalovými sukcesiami nachádzajúcimi sa mimo regiónu je súčasťou alpiského bratislavského príkrovu, presnejšie bratislavského čiastkového príkrovu s. s. (Plašienka et al., 1991).

Prevažnú časť územia Podunajskej roviny tvorí kenozoická sedimentárna výplň *Podunajskej panvy* ležiaca diskordantne a transgresívne na podloží. Podložie panvy tu v najväčšej miere tvoria horniny tatrického kryštallinika, následne metamorfity a granitoidy severného a južného veporika a v jv. časti sedimenty staršieho a mladšieho paleozoika a mezozoika tektonickej jednotky silicika (Špička, 1967).

Hlavnú masu sedimentárnej výplne *Podunajskej panvy* tvoria neogénne usadeniny spodnobádenského až pliocénneho veku. V podloží strednomiocénnych sedimentov sa predpokladá aj prítomnosť paleogénnych a spodnomiocénnych uloženín a na rozhraní vlastnej neogénnej sedimentárnej výplne s horninami uvedených tektonických jednotiek podložia v rámci bádenských usadenín aj niekoľko pochovaných izolovaných stratovulkanických centier (Vass, 2002). Neogénna a lokálne paleogénna sedimentárna výplň panvy dosahuje dovedna hrúbku zhruba 5 500 m (Fusán et al., 1987) alebo (sensu Hrušický, 1999) maximálne až 8 500 – 9 000 m.

Neogénna výplň je na celom území pokrytá hrubým súvrstvom dominantne fluvialných uloženín kvartéru. Tie sú na sedimentoch neogénu aj v území *gabčíkovskej depresie* uložené transgresívne a diskordantne. Predstavujú unikátnu vnútrozemskú deltu Dunaja, laterálne limitovanú menšou delťou Váhu, prípadne Nitry a Žitavy. Charakter uloženia je superpozičný, len po okrajoch roviny a pri pohorí nastupuje terasový vývoj akumulácie. Na pleistocénnych fluvialných sedimentoch je uložená holocénna fluvialná akumulácia, eolické sedimenty a časté sú aj výskyty organogénnych sedimentov. V priľahlej časti Pezinských Karpát sú početné výskyty deluvialných, deluvialno-fluvialných, deluvialno-proluvialných a proluvialných sedimentov (Maglay in Bezák et al., 2008).

1.3. Prehľad geologických výskumov a prác

Územie Podunajskej roviny bolo od druhej polovice 19. storočia predmetom geomorfologických, geografických, geoeologických, geologických, paleontologických, inžinierskogeologických, hydrogeologických, pedologických, prípadne

geoarcheologických výskumov a prieskumov, ktorých výsledkom boli záverečné správy, mapy, vysvetlivky k mapám, a hlavne iné odborné publikácie a vedeckovo-výskumné práce.

Geológia tejto časti Malých Karpát je zobrazená na troch publikovaných regionálnych geologických mapách (Koutek a Zoubek, 1936; Mahel' a Cambel, 1972; Polák et al., 2011). Základné informácie o geologickej stavbe, litológii, ako aj dopĺňajúce literárne odkazy možno načerpať predovšetkým z vysvetliviek k uvedeným geologickým mapám (Koutek a Zoubek, 1936; Buday et al., 1962; Polák et al., 2012). Prvá systematická práca venovaná najmä južným častiam kryštalinika Malých Karpát pochádza od Richarza (1908). Z množstva publikovaných údajov o geológii kryštalinika a jeho zložení majú významné miesto podrobné práce Cambela. Malokarpatské metamorfované horniny rozčlenil na tzv. pezinsko-pernecké kryštalinikum a harmónsku sériu, pričom lokálne pripúšťa prechodné vzťahy medzi týmito sériami (Cambel, 1958; Cambel in Buday et al., 1962). Granitoidné horniny Malých Karpát sa delia na bratislavský a modranský granitoidný masív. Bratislavský granitoidný masív tvoria acidné a viac hrubozrnné granity-granodiority, ktorých substrát tvorí pezinsko-pernecké kryštalinikum. Modranský granitoidný masív budujú bázeickejšie granodiority až tonality a areálne sa viaže na metasedimenty harmónskej série. Na základnú prácu o priestorovom rozmiestnení granitoidných hornín, ich petrografii a petrochemickej klasifikácii (Cambel a Valach, 1956) neskôr nadviazala geochemicko-petrologická štúdia o typológii a petrogenetickej diferenciacii malokarpatských granitoidov (Cambel a Vilinovič, 1987). Izotopové geochronologické stanovenia malokarpatských granitov sumarizované v práci Cambela et al. (1990) udávajú zväčša spodnokarbónsky vek. Najnovšie datovanie spresnilo vek bratislavského granitoidného masívu na približne 355 ± 5 mil. rokov (Kohút et al., 2009).

Harmónska séria bola na základe nálezov ojedinelých zvyškov tentakulitov stratigraficky zatriedená do devónu (Horný a Chlupáč in Buday et al., 1962). V prípade kryštalicích bridlíc v areáli bratislavského masívu sa na základe palynologického štúdia usudzuje, že ich vekový rozsah je silúrsko-devónsky (Čorná, 1968; Planderová a Pahr, 1983). Neskôr to podporili aj geochronologické datovania synsedimentárneho bázeického magmatizmu situovaného vo vrchnejších častiach staropaleozoickej formácie (v oblasti Perneka), stanovené na 371 mil. rokov (Putiš et al., 2009a). Členenie staropaleozoických formácií Malých Karpát na harmónsku sériu a pezinsko-pernecké kryštalinikum (sensu Cambel, 1958) navrhli Ivan et al. (2001) na základe geochemického štúdia redefinovať na perneckú (metabazalty typu N-MORB) a pezinskú skupinu (metabazalty typu E-MORB, vnútrokontinentálnych či ostrovných oblúkov), ktoré majú zaujímať inú priestorovú konfiguráciu.

Predgranitoidné hereýnske regionálne metamorfné pretvorenie staropaleozoických vulkanicko-sedimentárnych súborov dosiahlo len nízkostupňové podmienky.

Zásadnú metamorfnú pečať v kryštallických bridliciach zanechala periplutonická metamorfóza. Takzvaná regionálna periplutonická metamorfóza v areáli bratislavského granitoidného masívu bola na základe petrologického štúdia charakterizovaná vyčlenením štyroch metamorfných zón – od najnižšej, biotitovej zóny až po najvyššiu, staurolitovo-sillimanitovú zónu (Korikovskij et al., 1984). Alpínska metamorfóza sa prejavuje najmä v mylonitových zónach v kryštaliniku a dosahovala podmienky anchimetamorfózy (Putiš, 1987; Plašienka et al., 1993). Vek alpínskej deformácie v bratislavskom granitoidnom masíve je geochronologicky stanovený na 77 mil. rokov, resp. 81 mil. rokov (Kantor et al., 1987; Putiš et al., 2009).

Najstaršie poznatky o neogénnych sedimentoch zo študovaného územia, konkrétne z územia Bratislavy, pochádzajú z polovice 19. storočia (Kornhüber, 1856). Presnejšie informácie o stratigrafii sedimentov z tejto oblasti boli získané začiatkom 20. storočia vyhodnotením hlbokého vrtu realizovaného pri Dynamitke (dnes Istrochem, a. s.), ktorým boli prevrtané sedimenty panónskeho a sarmatského veku a v hĺbke 201,7 m predkenozoické podložie reprezentované granitmi (Toula, 1915). Neskôr sa na území Bratislavy uskutočnili hydrogeologické vrtý a zo sedimentov bola spracovaná fauna mäkkýšov a ostrakódov (Koutek, 1937; Zalányi, 1923). V druhej polovici 30. rokov 20. storočia bola podrobne spracovaná geologická stavba a stratigrafické pomery územia okolia Bratislavy (Koutek a Zoubek, 1936a) a tektonické pomery slovenskej časti Dunajskej panvy (Čepek, 1938). V 40. rokoch minulého storočia sa v okolí Ivanka pri Dunaji realizoval vrtný geologický prieskum. Stratigrafické začlenenie sedimentov na základe mikrofosílií (foraminifer, lastúrníček) urobil Pokorný (1946). Identifikoval bádenské, sarmatské a panónske sedimenty. Matějka (1949) v stručnosti opísal geologické a stratigrafické pomery Dunajskej panvy a Kolesík (1949) zhodnotil výsledky vrtného prieskum v okolí Kolárova. V 50. rokoch 20. storočia sa v širšom okolí Bratislavy, Bernolákova, Ivanka pri Dunaji, Vajnôr a Pezinka uskutočnil plytký štruktúrny prieskum naftovými cf. vrtmi, ktorý priniesol nové poznatky o stratigrafii okrajovej časti slovenskej časti Dunajskej panvy. Panónske sedimenty boli rozdelené na štyri faunisticky a litologicky dobre odlíšiteľné celky, a to na súvrstvie spodného a stredného panónu, uhoľnú sériu stredného panónu a modrú a pestrú sériu vrchného panónu (Čílek, 1957, 1960). V tomto období boli vzhľadom na budúcu výstavbu vodného diela Dunaj zhodnotené dovtedajšie práce o neogénnych sedimentoch Dunajskej panvy (Buday, 1955). Boli získané aj nové poznatky o geologickej stavbe okolia Bratislavy (Myslil, 1958).

V 50. až 70. rokoch minulého storočia prebiehal v slovenskej časti Dunajskej panvy intenzívny vrtný naftový prieskum. Jeho cieľom bolo objasniť stratigrafické, tektonické a litologické pomery neogénnych sedimentov, ako aj možnosť výskytu nafty a zemného plynu. Uvedené vrtý boli priebežne jadrované. Na základe fosílií z týchto vrtov Jiříček (1961, 1964) charakterizoval vývoj panónu v sloven-

skej časti Dunajskej panvy. V 70. a 80. rokoch sa na študovanom území v rámci projektu výskumných geotermálnych vrtov zrealizovalo niekoľko hlbokých vrtov. Na SZ od Galanty bol vyhlbený geotermálny vrt FGG-1 (Franko, 1977), v Topolníkoch vrt FGT-1 (Franko, 1978), v Gabčíkove vrt FGGA-1 (Franko et al., 1984), vo Vlčanoch vrt FGV-1 (Remšík et al., 1984) a v Boheľove vrt GPB-1 (Fendek et al., 1984).

V polovici 80. rokov minulého storočia na území centrálnej časti Bratislavy v rámci projektovanej rýchlodráhy sa uskutočnil vrtný prieskum (Vlasková et al., 1986). Zo sedimentov týchto vrtov boli spracované viaceré fosílné skupiny (mäkkýše, ostrakódy, palynomorfy, vápnitý nanoplanktón). Prispelo to k presnejšiemu rozčleneniu vrchnomiocénnych sedimentov okrajovej časti Dunajskej panvy (Fordinál, 1993a, b, 1995; Fordinál a Tuba, 1988, 1992; Fordinál et al., 1990, 1993; Nagy et al., 1995; Papšíková, 1989). V tomto období boli zhodnotené aj tektonické a neotektonické pomery širšieho okolia Bratislavy (Vaškovský, 1986) a získali sa ďalšie informácie o stratigrafii a petrografii neogénnych sedimentov tejto oblasti (Vass et al., 1992).

Začiatkom 21. storočia bola predmetom štúdia stratigrafia vrchnomiocénnych brakických a sladkovodných sedimentov slovenskej časti Dunajskej panvy (Kováč et al., 2010, 2011; Šujan et al., 2016), ako aj paleogeografia a geodynamický vývoj paniev na území Západných Karpát (Kováč et al., 2017, 2018).

Jedným z prvých významnejších diel týkajúcich sa územia Podunajskej roviny z hľadiska výskumu kvartéru a geomorfologického hľadiska je jeho kartografické zobrazenie na mape Mikovíného (1738 – obr. 1.6). Využitelným prínosom mapy, ako aj neskorších kartografických zobrazení v rámci 3 vojenských mapovaní územia rakúsko-uhorskej monarchie (<http://geoportal.gov.sk>) je možnosť identifikácie stavu plošného rozsahu rôznych facií fluviaálnych nivných sedimentov, historického stavu a priebehu riečnej siete vrátane priebehu mŕtvych a slepých ramien a starých koryt z obdobia pred výraznejšími antropogénnymi zásahmi. Prvé údaje o litologickej náplni kvartérnych uloženín študovaného územia však pochádzajú až z neskoršieho obdobia od Kornhübera (1859, 1860). Autor z hľadiska agrárneho využitia pôdy rozlišuje fluviaálne uloženiny v inundačnom dosahu tokov, pre ktoré používa termín „allúvium“ (prachovité, ílovité a jemnopiesčité sedimenty) a oddeľuje ich od ostatných uloženín, hlavne hlinito-kamenitých a kamenitých (štrkovitých), s označením „dillúvium“. Okrem fluviaálnych uloženín však bližšie nepoukazuje na ich genézu. Kornhüber (l. c.) vychádza z terminológie Bucklanda (1819), ktorý ako prvý pre usadeniny deponované priamo na neogénnych sedimentárnych horninách zaviedol pojem „dillúvium“ a pre recentné usadeniny pojem „allúvium“. Termín „dilúvium“ sa neskôr používal na označenie sedimentov zodpovedajúcich pleistocénu. Termín „alúvium“ sa ujal na pomenovanie fluviaálnych sedimentov holocénu.

Najstaršie využiteľné informácie o kvartérnych sedimentoch skúmaného územia pochádzajú zo začiatku 20. storočia. V tomto období sa v oblasti Podunajskej roviny realizoval agrogeologický výskum (Horusitzky, 1909, 1917; Timko, 1903a, b, 1904), v rámci ktorého sa venovala pozornosť aj vplyvu hydrografických činiteľov na vývoj sedimentov, reliéfu a pôd počas holocénu. Výsledky z týchto prác hlavne v oblasti rozlišovania eolických, koluviálnych a fluviálnych sedimentov dodnes nestratili na hodnote a sprievodné agrogeologické mapy sa stali na území Slovenska prvými mapami s kvartérnou náplňou.

Od uvedeného obdobia agrogeologického výskumu bolo územie Podunajskej roviny v porovnaní s inými regiónmi Slovenska v prvej polovici 20. storočia všeobecne objektom menšieho vedeckého záujmu geológov a geografov. Výnimku tvorila uvedená publikovaná geologická mapa listu Bratislava v mierke 1 : 75 000 (Koutek a Zoubek, 1936a) obsahujúca záznam aj o kvartérnych uloženinách zo sz. časti skúmaného územia.

V 50. a 60. rokoch minulého storočia geologickú pozornosť pútala najmä snaha o riešenie otázok geologickej stavby *blatnianskej priehlbiny* v súvislosti s uhl'ovodíkovým prieskumom. Celkovo však výskum geologických pomerov prebiehal plošne nerovnomerne a s veľmi rozdielnou intenzitou. Vo výskume jednotlivých častí územia roviny a priľahlých pahorkatín či až okrajových pohorí boli značné disproporcie. Práce geológov i geografov geomorfológov sa sústreďovali predovšetkým na okolité pohoria, pričom nížinné oblasti v porovnaní s nimi ostávali čiastočne na pokraji sfér záujmu. Istú výnimku z tohto obdobia tvoria práce slovenských geomorfológov Lukniša a Bučka (1953) o geomorfologických pomeroch okraja Podunajskej roviny medzi Novými Zámkami a Komárnom a Lukniša a Mazúra (1959), v ktorej autori na základe vybraných geomorfologických, litologických a morfometrických parametrov rozčlenili oblasť Žitného ostrova na viacero geomorfologických regiónov. Zároveň prvýkrát uvádzajú hypotézu o neskoršie uvedenom tzv. jadre Žitného ostrova ako o centrálnom vale vnútrozemskej delty Dunaja. Ide o prvú geomorfologicky zameranú prácu týkajúcu sa priamo územia roviny.

Napriek tomu, že na povrchu výrazne dominujú kvartérne sedimenty, starší výskum a prieskum sa týkal prevažne predkvartérnych útvarov. Najčastejším dôvodom bolo praktické využitie geologického výskumu, okrem už spomínaného vyhľadávania ropy a zemného plynu spojené aj s vyhľadávaním zdrojov pitnej a úžitkovej vody, nerastných (najmä stavebných) surovín a napokon aj s vyhľadávaním termálnej vody ako zdroja tepelnej energie. V druhej polovici 50. rokov minulého storočia boli vzhľadom na pripravovanú výstavbu vodného diela Dunaj zhodnotené dovtedajšie práce o kvartérnych usadeninách Dunajskej panvy (Žebera, 1955). V súvislosti s tým sa na území Žitného ostrova začalo podrobné geologické mapovanie kvartérnych sedimentov (Šlahor, 1957a; Šlahor et al., 1958). Realizovalo sa aj urbanisticko-geologické posúdenie základových pôd na

území Gabčíkova (Šlahor, 1957b). V tomto období sa v Šali našiel kel mamuta (Zázvorka, 1957).

Začiatkom 60. rokov minulého storočia sa na území Slovenska rozbehol koordinovaný a koncepčne riadený základný aj regionálny geologický výskum a mapovanie v mierkach 1 : 25 000 a väčších (1 : 10 000), pričom výskum kvartéru sa stal jeho súčasťou. Napriek tomu geologický výskum kvartéru Podunajskej roviny neprebíhal systematicky, ako to bolo napr. na susednej Hronskej pahorkatine či Nitrianskej pahorkatine. V 60. rokoch pokračoval geologický výskum aj naďalej v súvislosti s výstavbou vodného diela Dunaj, zameraný na objasnenie tektonickej stavby južnej oblasti slovenskej časti Dunajskej panvy (Janáček, 1966a, b, 1967). Súčasťou tohto výskumu bolo aj sedimentárno-petrografické zhodnotenie kvartérnych štrkov Žitného ostrova (Minaříková, 1966), ako aj mikropaleontologický (Brestenská, 1966) a palynologický výskum kvartérnych a pliocénnych sedimentov (Planderová, 1966). Zhodnotením výsledkov sa získali nové poznatky o stratigrafii pliocénnych a pleistocénnych sedimentov centrálnej časti Podunajskej nížiny (Janáček, 1969). V tomto období sa v tehelni v Senci našla kostra mamuta (Činčurová, 1963) a z lokality v Šali boli spracované nálezy cicavcov (Fejfar, 1966) a fosilne zvyšky neandertálcu (Vlček, 1968, 1969). Súhrnné poznatky o kvartéri územia Československa priniesol koncom 60. rokov Fejfar (1969). Na doplnenie výpočtu relevantných prác je potrebné uviesť aj charakteristiku podzemnej vody piesčito-štrkovitých súvrství neogénu a kvartéru od Porubského (1964) týkajúcu sa aj študovaného územia.

Dôležité údaje o kvartérnych sedimentoch a ich rozšírení boli v tomto čase získané popri komplexnom prieskume pôd v mierke 1 : 5 000, a to z okresov Bratislava, Dunajská Streda, Galanta, Komárno, Levice a Nové Zámky (Linkeš a Hrtánek, 1965; Fulajtár, 1964, 1965; Pestúň a Šiška, 1972; Šiška a Pestúň, 1968; Zrubec, 1965).

Sedemdesiate roky 20. storočia boli výraznejšie poznačené regionálnym geologickým mapovaním. Už na začiatku 70. rokov boli zhrnuté výsledky štúdia tektonickej stavby pliocénnych sedimentov Podunajskej nížiny (Janáček, 1971) a bola komplexne spracovaná malakofauna sprašového profilu v tehelni v Senci (Schmidt, 1971). V tomto období sa na území Žitného ostrova uskutočnil aj regionálny geologický výskum kvartérnych sedimentov (Vaškovský et al., 1974; Vaškovský a Vaškovská, 1976, 1977, 1978), v rámci ktorého bola spracovaná malakofauna z vrto a sond (Schmidt, 1977). Petrograficky a paleontologicky boli vyhodnotené niektoré hydrogeologické vrty z tohto územia. Údaje sedimentárno-petrografického výskumu pri použití rozboru ťažkých minerálov z hlbších fluvialných súvrství sa uplatnili pri rekonštrukcii paleotoku Váhu a jeho vzťahu k fluvialným sedimentom Dunaja (Horníš a Priečhodská, 1979; Priečhodská et al., 1977). Na základe zhodnotenia technických prác boli vyčlenené terasové stupne

na území centrálnej časti Bratislavy (Šajgalík a Hulman, 1976). Bola objasnená aj geologická stavba územia Petržalky (Hulman et al., 1974). Neskôr bola komplexne spracovaná neotektonická stavba Žitného ostrova (Pospíšil et al., 1978), ako aj problematika terás riek povodia Dunaja a ich vzťah k samotným terasám Dunaja (Mazúrová, 1978). Fenoménom občasných presypov naviatych pieskov v nive Váhu pri Sládkovičove sa zaoberal Pelíšek (1976).

Veľké množstvo nahromadených kvartérnogeologických poznatkov bolo v tom čase sústredených do niekoľkých významných publikácií celonárodného i európskeho významu. Prvou z nich bola práca Pelíška (1972) sústreďujúca poznatky o sprašiach a sprašových hlinách celého Československa. Vzápätí ju doplnila populárno-vedecká publikácia (Ložek, 1973), komplexne zhodnocujúca všetky dovtedajšie poznatky o kvartérnom období geologickej histórie Zeme s aplikáciou na územie bývalej ČSSR. Pre neskorší výskum na študovanom území boli podnetné najmä state o genéze jednotlivých typov kvartérnych sedimentov. Z prác slovenských autorov vyniká prvá prehľadná mapa kvartéru Slovenska v mierke 1 : 500 000, vydaná tlačou v tom istom roku (Vaškovský, 1973). Na uvedenú mapu nadväzuje aj najvýznamnejšia kvartérnogeologická práca 70. rokov minulého storočia s aktuálnym dosahom aj do súčasnosti, ktorou je publikácia Vaškovského (1977). Zahŕňa a podrobne zhodnocuje všetky dovtedajšie poznatky o kvartéri územia Slovenska. Publikácia obsahuje aj všetky dovtedajšie známe údaje o tomto regióne.

Od začiatku 80. rokov až približne do prelomu 20. a 21. storočia sa geologický výskum kvartéru na Slovensku aj naďalej realizoval hlavne v rámci čoraz intenzívnejšie prebiehajúceho základného a regionálneho výskumu a mapovania. Dialo sa tak viac-menej nezávisle od zmeny spoločensko-politickej situácie prelomu 80. a 90. rokov aj od vzniku Slovenskej republiky. Postupne zostavované základné geologické mapy v mierke 1 : 25 000 a tlačou vydané regionálne geologické mapy 1 : 50 000 v tomto období postupne pokryli viac ako 2/3 územia Slovenska. Napriek tomu územie Podunajskej roviny zostávalo aj naďalej prevažne objektom sporadického účelového kvartérneho výskumu špecialistov z oblasti biostratigrafie, paleontológie, sedimentárnej petrografie, štruktúrnej geológie a geomorfológie, geofyziky, pedológie a iných geovedných odborov, resp. sa toto územie stávalo súčasťou geologického výskumu okolitých regiónov, prípadne prác zameraných na väčšie územné celky. Istou výnimkou hneď na začiatku 80. rokov bolo završenie kvartérnogeologického výskumu a mapovania na liste Galanta v mierke 1 : 50 000 (Vaškovský et al., 1980). V tomto desaťročí sa na území Podunajskej roviny uskutočnil aj litogeochemický a petrografický výskum holocénnych usadenín (Vaškovská a Vaškovský, 1984) a bolo zostavené jedno z vrcholných diel komplexného geologického výskumu mestskej a prímestskej aglomerácie. Išlo o súbor základných geologických máp listov v mierke 1 : 25 000 Bratislavy a okolia (Vaškovský et al., 1987, 1988). Neotektonickými prejavmi v súvislosti s touto

prácou v okolí Bratislavy sa zaoberal Vaškovský (1986). Sedimentárno-petrografický výskum fluvialných uloženín v rámci tohto územia realizoval Horniš (1987). Významná je aj paleontologická práca z konca 80. rokov, v ktorej Ďurišová (1989) spracovala nález zubov druhu *Palaeoloxodon antiquus* z náplavov Váhu v Šali.

V 90. rokoch minulého storočia v súvislosti s medzinárodným tripartitným projektom *Podunajsko – DANREG* bola zostavená prvá rukopisná povrchová účelová geologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Pristaš et al., 1992a) a litogenetická mapa s vyznačením hrúbky kvartéru v mierke 1 : 100 000 (Pristaš et al., 1992b) a v mierke 1 : 50 000 (Pristaš et al., 1993). Obe archívne čistokresby účelových máp sa stali súčasťou podkladov na následne zostavovaný súbor publikovaných účelových máp Podunajsko – DANREG v mierkach 1 : 100 000 a 1 : 200 000, podrobnejšie spomenutých v ďalšom texte. Všetky uvedené mapy zobrazujú aj študované územie Podunajskej roviny v plnom plošnom rozsahu.

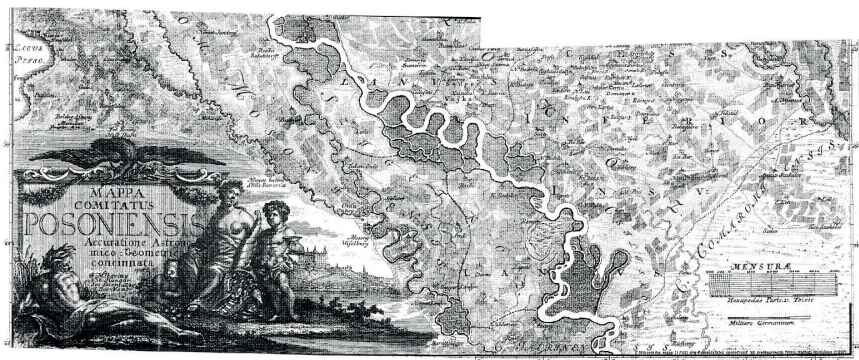
Komplexné zhodnotenie kvartéru Bratislavy a okolia v kontexte so stredo-európskym výskumom kvartéru populárno-vedeckou formou podal Halouzka (in Štefanovičová – ed., 1993). V rovnakom roku bola zostavená rukopisná autorská čistokresba novej verzie geologickej mapy Malých Karpát so zjednodušeným zobrazením prevažne horského kvartéru (Plašienka et al., 1993). Získané nové poznatky o kvartérnych sedimentoch okolia Bratislavy zhodnotili Vaškovská a Danillová (1990), Vaškovská a Vaškovský (1991) a po prvýkrát vo väčšom rozsahu bol zhodnotený význam numerickej metódy ^{14}C pre stratigrafiu kvartéru nielen v oblasti roviny, ale aj v Západných Karpatoch (Vaškovská, 1991). Neskôr bol predmetom štúdia vývoj riečiska Dunaja (Pišút, 1994, 1995) a styk pliocénnych a kvartérnych sedimentov na z. okraji Podunajskej panvy na pravobreží Dunaja (Vaškovská, 1995). Autorka na základe výsledkov výskumu prvýkrát pripúšťa tézu o predĺžení stratigrafickej škály kvartérnych sedimentov na viac ako dovtedajších 1,8 mil. r. V tomto období boli spracované aj nálezy zvyškov nosorožcov (Ďurišová, 1993, 1994), zub archidiskodonta (Holec, 1993a), zvyšky neandertálcov (Jakab, 1996, 1998; Kormoš et al., 1996) z fluvialných sedimentov Váhu v Šali a mamuta z Gabčíkova (Holec, 1993b) a Čiernej Vody (Holec, 1999).

V závere 90. rokov minulého storočia bolo tlačou vydané spomínané medzinárodné súborné mapové dielo *Podunajsko – DANREG*, v rámci ktorého boli zostavené aj relevantné mapy v mierkach 1 : 100 000 a 1 : 200 000 (Császár – ed., Pistotnik et al., 1998; Scharek – ed., Molnár et al., 1998; Herrmann et al., 1998; Elečko – ed., Pistotnik et al., 1998; Halouzka – ed., Schäffer et al., 1998; Matura – ed., Wessely et al., 1998). Mapám vydaným tlačou predchádzala súhrnná manuskriptová záverečná archívna správa za kvartérnu časť výskumu (Pristaš et al., 1996 in Kováčik et al., 1996).

Začiatkom 21. storočia sa na študovanom území realizoval paleontologický výskum v oblasti Šale (Jakab, 2005; Sládek et al., 2002; Šefčáková, 2007; Šefča-

ková et al., 2005) a výskum zameraný na stratigrafiu holocénných sedimentov a rekonštrukciu paleoekologických pomerov počas holocénu na základe palynomorf a mäkkýšov (Břízová et al., 2007; Čejka a Pišút, 2007; Fehér, 2007; Pišút a Timár, 2007; Pišút et al., 2010; Stanová 2000), ako aj výskum zameraný na štúdium morfológie rozhrania kvartérnych a neogénnych sedimentov na území Bratislavy (Šujan, 2011). V tomto období bola na základe zhodnotenia vertikálneho elektrického sondovania (VES) interpretovaná stavba kvartérnych klastických sedimentov v priestore medzi Dunajskou Stredou a Veľkým Mederom (Pašiaková et al., 2013).

Prehľad doterajšieho pokrytia územia geologickými mapami



Obr. 1.6. Mapa S. Mikovíneho z r. 1738.

Zostavovaniu geologickej mapy regiónu Podunajská nížina-Podunajská rovina v mierke 1 : 50 000 a textových vysvetliviek k tejto mape predchádzala aj archívna excerpcia starších mapových diel. Okrem už spomenutej *Geologickej mapy Československej republiky v mierke 1 : 75 000* (Koutek a Zoubek, 1936) a iných účelových a tematických máp rôznych mierok boli pred začatím výskumných geologických prác aj počas ich realizácie prehodnotené údaje viacerých publikovaných i manuskriptových a archivovaných mapových podkladov. Išlo prevažne o mapové diela základného geologického výskumu, účelové mapy na výskum geofaktorov životného prostredia a na okrajoch skúmaného územia aj vydané regionálne geologické mapy.

V mierke 1 : 200 000 sú to mapové listy: M-33-XXXVI Bratislava, M-33-XXXV Wien (Buday et al., 1961), M-34-XXXI Nitra (Biely et al., 1963), L-34-I Nové Zámky (Seneš et al., 1962), L-33-VI Čalovo (Buday, 1963). Neskôr boli zostavené hydrogeologické a inžinierskogeologické mapy v mierke 1 : 200 000 zobrazené na mapových listoch Bratislava a Nitra (Franko a Pospíšil, 1983; Kullman, 1983; Hrašna, 1988a, b). Nové geologické mapy študovaného územia v mier-

ke 1 : 200 000 boli zostavené až začiatkom tohto storočia. Ide o mapové listy 45 – Nitra (Nagy et al., 2008) a 44 – Bratislava (Maglay et al., 2008).

V mierke 1 : 500 000 je toto územie zobrazené v rámci *Geologickej mapy ČSSR* (Fusán et al., 1967, 1980), *Geologickej mapy Slovenskej republiky* (Biely et al., 1996a), *Geologickej mapy Západných Karpát a príľahlých území* (Lexa et al., 2000) a *Neotektonickej mapy Slovenska* (Maglay et al., 1999). V uvedenej mierke boli zostavené mapy kvartéru Slovenska a vysvetlivky (Vaškovský, 1973; Mazúr a Kvitkovič, 1980; Maglay et al., 2009a, b, 2011b).

Geologická stavba skúmaného územia bola v minulosti zobrazená na účelových geologických mapách v rámci štúdia abiotických prvkov životného prostredia povodia Váhu v mierke 1 : 50 000 (Maglay a Pristaš in Stanková – ed., 1998), v rámci riešenia projektu *Podunajsko – DANREG* v mierke 1 : 100 000 (Pristaš et al., 1996), v rámci *Digitálnej geologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000* (Káčer et al., 2005) a tiež v rámci zostavovania geologických máp v mierke 1 : 50 000 pre potreby integrovaného manažmentu krajiny (Malík et al., 2007).

Severovýchodná časť skúmaného územia je zobrazená na *Geologickej mape Bratislavy a okolia v mierke 1 : 25 000* (Vaškovský et al., 1988) a na regionálnych geologických mapách v mierke 1 : 50 000 z regiónov Malé Karpaty (Mahel' a Cambel, 1972; Polák et al., 2011), Podunajská nížina-Trnavská pahorkatina (Maglay et al., 2006), Podunajská nížina-Nitrianska pahorkatina (Pristaš et al., 2000a) a Podunajská nížina-juhovýchodná časť (Vaškovský a Halouzka, 1976), ku ktorým boli zostavené aj textové vysvetlivky.

Región Podunajskej roviny je zobrazený aj na paleogeografických mapách kvartéru Slovenska (Vaškovský, 1979) a na mape minerálnej sily pôdneho substrátu jv. časti Podunajskej nížiny v mierke 1 : 100 000 (Vaškovský et al., 1987).

V prehľade geologických výskumov a prác nie sú z technických a kapacitných dôvodov uvedené desiatky manuskriptových správ, z ktorých údaje hlavne z oblasti IG a HG vrtnej preskúmanosti kvartérnych akumulácií boli použité pri technickom zostavovaní kvartérnogeologických rezov a iných podporných, hlavne grafických materiálov.

2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY



Zo štruktúrno-tektonického hľadiska väčšina plochy regiónu, s výnimkou úzkej okrajovej časti orogénu Malých Karpát, presnejšie Pezinských Karpát, je súčasťou rozsiahlej *Panónskej panvy*, ktorú tvorí systém „menších“ čiastkových panví (Royden et al., 1983). Jednotlivé čiastkové panvy prešli počas miocénu a pliocénu čiastočne rozdielnou genézou. V dôsledku toho sa vzájomne odlišujú nielen celkovou hrúbkou ich neogénnej sedimentárnej výplne, ale aj chronostratigrafickým sledom súvrství v rámci jednotlivých čiastkových sedimentárnych sekvencií, zastúpením, resp. absenciou niektorých súvrství, ich litologickým charakterom a hrúbkou (Kováč, 2000). Viaceré z čiastkových paniev, a medzi nimi aj slovenská časť *Dunajskej panvy*, prináležia k tzv. termálnym extenzným panvám (Hrušecký et al., 1993; Vass a Pereszlényi, 1998)¹.

Súčasný tvar *podunajskej panvy* ako telesa je výsledkom zložitého tektonického a komplexného geologického vývoja v čase a priestore (Adam a Dlabač, 1961, 1969; Pagáč et al., 1995). Jedným z prejavov tohto vývoja je výskyt niekoľkých ďalších, navzájom tektonicky odlišných depocentier (priehlbín) v rámci jej územia, ktoré zaznamenali maximá subsidenčnej aktivity v rozličných časových obdobiach a v rozdielnej intenzite. Jednou z takýchto depresii je *gabčíkovská panva*, ktorá je vo vzťahu k orogénu Malých Karpát v zmysle Vassa et al. (1988b) a Kováča et al. (2001) tektonicky limitovaná *malokarpatským zlomom* (zlomovým systémom). V rámci panvy je oproti severnejším priehlbínam – *blatnianskej*, *rišňovskej* a *komjatickej* (Vass et al., 1988b) – tektonicky limitovaná *sládkovičovským* a *majcichovským zlomovým systémom* [Pristaš in Scharek (ed.) et al., 1998]. Najhlbšiu, centrálnu časť *gabčíkovskej panvy* tvorí *gabčíkovská depresia*, kde sedimenty neogénu dosahujú hrúbku viac ako 8 500 m (Kilényi a Šefara, 1989; Hrušecký et al., 1996; Hrušecký, 1999).

¹ Je potrebné poznamenať, že opisované skutočnosti týkajúce sa územia regionálnej geologickej mapy sú v tejto práci v užších súvislostiach viazané na geografické termíny Podunajská nížina a Podunajská rovina. V takomto prípade je zodpovedajúca štruktúrno-tektonická jednotka označovaná ako *podunajská panva*. V širších súvislostiach tektonického vývoja a geologickej stavby *Dunajskej panvy* ako súčasti *Panónskej panvy* je pre zodpovedajúce skúmané územie v tejto práci použitý termín slovenská časť *Dunajskej panvy*.

Vychádzajúc z uvedeného tvrdenia, aj samotná slovenská časť *Dunajskej panvy* predstavuje tektonicky nehomogénnu jednotku – superponovanú panvu s geneticky i tektonicky rôznorodým kryštalinickým a mezozoickým podložím (Buday et al., 1967). Vzhľadom na to, že *gabčíkovská panva* celkovo, ale najmä v oblasti *gabčíkovskej depresie* vykazuje veľkú hrúbku neogénnej aj kvartérnej sedimentárnej výplne, je prirodzené, že rekonštrukcia predkenozoického podložia relevantnej časti *podunajskej panvy* – *gabčíkovskej panvy* – je pre nedostatok exaktných údajov z vrto v geofyzikálnych dát zaťažená vysokým stupňom hypotetických záverov a subjektívnych pohľadov (podrobnejšie v podkapitole 3.1).

V súlade s našim ponímaním geologickej stavby Vnútrotných Západných Karpát prezentovaným v týchto vysvetlivkách podložie slovenskej časti *Dunajskej panvy* tvoria v najväčšej miere horniny tatrického kryštalinika, následne metamorfity a granitoidy severného a južného veporika a v jv. časti sedimenty staršieho a mladšieho paleozoika a mezozoika tektonickej jednotky silicika (Špička, 1967). Kenozoická sedimentárna výplň leží na tomto podloží diskordatne a transgresívne.

Predkenozoické podložie vystupuje na povrch pozdĺž *malokarpatského zlomového systému* v úzkom leme Malých Karpát medzi Bratislavou a Svätým Jurom. Horniny kryštalinika pozostávajú hlavne z granitoidných hornín (biotitické granity-granodiority) a metamorfítov (amfibolity, biotitické pararuly a biotitické fylity).

Malé Karpaty tvoria neoalpínsku klenbohrasť smeru JZ – SV a spolu s Hainburskými vrchmi (starší názov Hundsheimské kopce) na území Rakúska predstavujú najzápadnejšie pohorie Západných Karpát, ktoré nadväzuje na východoalpské jednotky (Mahel', 1986). Vymedzené územie kryštalinického jadra pezenskej časti Malých Karpát náleží k tatrickej megajednotke. Ide o severnú doménu tatrika situovanú v nadloží borinskej jednotky, zaradovanej k infratatriku (Plašienka, 1989). Skúmané kryštalinikum so svojimi obalovými sukcesiami (mimo územia regiónu) je súčasťou alpínskeho bratislavského príkrovu, konkrétne bratislavského čiastkového príkrovu s. s. (Plašienka et al., 1991). Z hľadiska primárnej hercýnskej geologickej stavby tieto granitoidné horniny budujú tzv. bratislavský granitoidný masív líšiaci sa svojou kompozíciou a štruktúrnymi znakmi od viac bazického modranského granitoidného masívu (Adrian a Paul, 1864; Cambel, 1956). Zvyšky metamorfného substrátu v sledovanom pásme konvenčne náležia k tzv. pezensko-perneckému kryštaliniku (Cambel, 1958).

Sedimentácia v *gabčíkovskej panve* sa začala vo všeobecnosti až v spodnom bádene a odvtedy pokračovala viac-menej plynule až do pliocénu. Za dosiaľ najstaršie zistené neogénne sedimenty v tejto časti panvy sa považujú vulkanické brekcie spodnobádenského veku tvorené úlomkami andezitov (Pálfalvi, 1975). V nadloží týchto sedimentov na z. okraji panvy v okolí Rusoviec sa vrutom HGB-1 (Kantor et al., 1987) zistila prítomnosť vulkanitov spodnobádenského veku, označených ako *šurianske vulkanity* (Vass, 2002). Ide pravdepodobne o reliktý lávových prúdov reprezentované amfibolickými andezitmi prechádzajúcimi do amfibolicko-pyroxénických až pyroxénických andezitov.

Na báze sedimentárnej výplne panvy na skúmané územie z oblasti *blatnianskej priehlbiny* zasahujú sedimenty *špačinského súvrstvia*. Na s. okraji sú sedimenty tvorené pieskovecami, ktoré smerom do centra panvy prechádzajú do ílov až ílovcov. Hrúbka súvrstvia na území geologickej mapy dosahuje zhruba 600 m.

Ďalšie údaje o geologickej stavbe vymedzenej časti *gabčíkovskej panvy* sú známe aj z jej z. okraja. Na kryštálických horninách podložia jej výplne sú tam deponované a zachované sedimenty vrchnobádenského veku, začlenené do *báhonského súvrstvia*. Na báze súvrstvia sú svetlosivé a zelenkastosivé brekcie tvorené ostrohrannými úlomkami granitoidov. Na okraji panvy v okolí Rusoviec sedimentovali v tomto období biele a sivobiele piesčité organodetritické vápence (Pálfalvi, 1975). V ich nadloží sa vyskytujú svetlosivé drobno- až hrubozrnné pieskovce, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do sivohnedých bridličnatých ílov. V uvedených íloch sa zistili spoločenstvá foraminifer bulimínovo-bolívinovej zóny vrchného bádenu (Franko et al., 1976). Pri z. okraji panvy sa koncom vrchného bádenu usadili sladkovodné súvrstvia uhľoňných ílov so slojčkami lignitu.

V nadloží bádenských sedimentov sa vyskytujú usadeniny *vrábeľského súvrstvia* sarmatského veku deponované v brakickom, prevažne plytkomorskom prostredí. Bazálnu časť súvrstvia tvoria hrubozrnné piesky s vrstvami štrkov, ktorých obliaky sú zložené z granitoidov a kryštálických bridlíc. Dosahujú hrúbku len 5 m. V nadloží štrkov sú zeleno-sivé piesčité íly, ktoré sú v spodnej časti silno škvrnité. V okrajovej časti panvy (v okolí mestskej časti Bratislava-Vajnory) ležia sarmatské sedimenty priamo na kryštálickom podloží (Cílek, 1960). Panvový vývoj *vrábeľského súvrstvia* tvoria zelenosivé vápnité íly, siltovce a piesky dosahujúce hrúbku 300 – 600 m. Maximálna hrúbka sarmatských osladených usadenín delty (zhruba 1 300 m) sa zistila mimo skúmaného územia až v *rišňovskej depresii*, na území geograficky zodpovedajúcom Nitrianskej pahorkatine.

V spodnom až strednom panóne prebiehala sedimentácia v *gabčíkovskej panve* v brakickom prostredí plytkého jazera, ktoré sa zaplňalo prevažne deltovými usadeninami transportovanými riekami z vyzdvihujúceho sa alpsko-karpatského orogénu. Usadzovali sa sedimenty *ivanského súvrstvia*, ktoré v okrajovom vývoji reprezentovali štrky, piesky a íly s polohami lignitov. V panvovom vývoji boli v najväčšej miere zastúpené íly s vrstvami pieskov. V *blatnianskej* a *rišňovskej depresii* na S od študovaného územia *ivanské súvrstvie* tvoria prevažne íly a prach. V rámci *ivanského súvrstvia* boli vyčlenené plytkovodné a hlbokovodné jazerné sedimenty, usadeniny šelfového svahu a turbidity (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016).

Z biostratigrafického hľadiska *ivanské súvrstvie* zahŕňa biozóny A – E panónu (Papp, 1951). Sedimenty biozóny A panónu sú tvorené svetlosivými a hnedosivými, stredne vápnitým pieskovecami. Našli sa v nich foraminifery a ostrakódy (Pálfalvi, 1975). Sedimenty biozóny B sú tvorené svetlosivými až sivými, miestami zelenkavými, sivozelenými a svetlozelenosivými vápnitými ílmi. Ojedinele

sa v nich vyskytujú vrstvy svetlozelenosivých až hrdzavo škvrnitých a hnedých vápnitých ílov (Lunga, 1964) s nálezmi bivalvií a ostrakódov (Dluga a Svoboda, 1958). Sedimenty biozóny C reprezentujú pestré usadeniny, ktoré postupne prechádzajú do sivých, často zelenkavých vápnitých ílov. V okrajovej časti panvy sú sedimenty tejto zóny tvorené pieskami s bohatou faunou mäkkýšov (Nagy et al., 1995). Sedimenty zóny D sú zložené z bielosivých vápnitých ílov, taktiež s nálezom bivalvií a ostrakódov (Lunga, 1965). Sedimenty zóny E sú zastúpené sivozelenými, sivomodrými a čiernosivými ílmi a sivými pieskami, v ktorých sa nachádzajú polohy lignitov. Usadeniny tejto biozóny sa vyznačujú bohatým výskytom mäkkýšov (gastropódov a bivalvií), ostrakódov, v menšej miere otolitov rýb a zvyškov suchozemských stavovcov (Fordinál, 1997; Pipík, 1998; Holec, 1981).

Vo vrchnom panóne (biozóna F; Papp, 1951) sa v prostredí gabčíkovej panvy usadzovali sedimenty *beladického súvrstvia*. Reprezentujú ich prevažne sivozelené íly až prach, v ktorých sa vyskytujú vrstvy so zuhoľnatenými zvyškami rastlín (uhoľné íly) a slojčky lignitu.

Bazálne časti sedimentov *volkovského súvrstvia* (biozóny G – H) sú tvorené lokálne štrkami, ktoré laterálne prechádzajú do zelenosivých, hrdzavožlté škvrnitých, v menšej miere hnedo škvrnitých vápnitých ílov, lokálne s výskytom karbonátových konkrécií, v ktorých sa nachádzajú tenké vrstvy svetlozelenkavosivých a svetlosivých vápnitých pieskov až drobnozrnných štrkov s úlomkami suchozemských a sladkovodných gastropódov (Lunga, 1965). Sedimenty *volkovského súvrstvia* sa usadili v prostredí nivnej plošiny. Piesky predstavujú výplne kanálov. Tenké vrstvy pieskov, prachu a ílov sedimentovali na záplavových územiach. Hrdzavo škvrnité íly s karbonátovými konkréciami sa interpretujú ako paleopôdy (Joniak et al., 2020; Sztanó et al., 2016).

V nadloží *volkovského súvrstvia* v priestore *gabčíkovej panvy* ležia transgresívne a s miernou diskordanciou (Janáček, 1969) usadené sladkovodné fluvialno-limnické až fluvialne piesčité, štrkovo-piesčité až piesčito-ílovité pliocénne sedimenty *kolárovskeho súvrstvia* (Kováč et al., 2011).

Najvyššie členy neogénnej sedimentárnej výplne *gabčíkovej panvy* vrátane okrajov *blatnianskej*, *rišňovskej* a *komjatickej priehlbiny* zabiehajúcich na študované územie sú takmer bez výnimky pokryté mohutnou akumuláciou fluvialnych, len lokálne fluvialno-limnických sedimentov pleistocénu a holocénu. Táto akumulácia podľa geofyzikálnych meraní (seizmických rezov) dosahuje v centre *gabčíkovej depresie* rekordnú hrúbku v rámci celého územia Slovenska, a to okolo 450 m (max. 500 m) a smerom na územie Maďarska aj väčšiu [Scharek (ed.), Herrmann et al., 1998]. Určitú výnimku tvorí len úzke pásmo priľahlej časti Pezinských Karpát, kde je kvartérny pokryv na exponovaných svahoch prerušovaný výstupom predterciérneho kryštalinického podložia a jediný zaznamenaný výskyt vrchnomiocénnych sedimentov *volkovského súvrstvia* je v Bernolákove (Joniak et al., 2020).

Na území Podunajskej roviny, ktoré zo štruktúrno-tektonického a sedimentárneho hľadiska prislúcha ku *gabčíkovskej panve*, sa nepredpokladá kontinuálny prechod finálnych členov vrchnopliocénneho *kolárovskeho súvrstvia* do bazálnych členov spodnopleistocénnej fluvialnej výplne, a to ani v centre *gabčíkovskej depresie*. Toto tvrdenie však nie je dosiaľ exaktne doložené.

Vrtným prieskumom (Janáček, 1967) sa zistilo, že kvartérna sedimentácia na území Podunajskej roviny má kontinuálny priebeh a až do recentu vykazuje panvový superpozičný vývoj v subaerických podmienkach (Vaškovský a Vaškovská, 1977). Vo všetkých ostatných častiach územia, t. j. na pravobreží Dunaja, na okraji pohoria v pásme od Bratislavy po Svätý Jur, rovnako aj na S, SV až V od línie Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo – Šaľa – Nové Zámky – Komárno, bol zaznamenaný kvartérny fluvialný a čiastočne aj proluviálny inverzný vývoj v systéme morfolologickej postupnosti. To znamená, že na tomto území sa vyvinuli a zachovali riečne terasy a terasované náplavové vejáre.

Za najstaršie kvartérne sedimenty v regióne sa považujú vrstvy fluvialných až fluvialno-limnických sedimentov, ktoré tvoria bazálnu časť kvartérnej výplne centra *gabčíkovskej depresie*. Podľa geofyzikálnych meraní na JZ od Horného Baru sa tieto sedimenty nachádzajú približne v hĺbke 450 – 500 m a bezprostredne na Maďarskom území až v hĺbke 550 – 600 m (Scharek et al., 1998). Sedimenty spodnopleistocénnych bazálnych vrstiev kvartéru, neformálne označovaných aj ako *palkovičovské vrstvy* alebo tzv. *spodný komplex* piesčito-štrkového súvrstvia (Janáček, 1967), pozostávajú z cyklicky sa striedajúcich pestrých piesčito-štrkovitých vrstiev. Sú pre ne charakteristické drobné štrky s častými zónami siltovitých ílov, hrubými občas aj do 10 m (vrt PA-1, 380 m). Všetade vykazujú diskordantný prechod z vrchnopliocénnych pieskov, drobných štrkov a sivozelených ílov *kolárovskeho súvrstvia*. Presný litologický popis bazálnych vrstiev kvartéru nie je známy, no vo vrchnejších pozíciách sa vo fluvialných sedimentoch silty a íly v uvedenej hĺbke nevyskytujú.

Spodnopleistocénne vrstvy smerom k okrajom centrálnej časti panvy sa postupne vyklinujú, resp. v nasledujúcom slede vývoja panvy boli na jej okrajoch priebežne erodované a nahradené mladšími fluvialnymi súvrstviami. Syngenetický ekvivalent sedimentov na miestach s inverzným vývojom sedimentácie vo forme fluvialných, tzv. *vysokých terás* (napr. v Devínskej bráne v Bratislave) nebol v rámci skúmaného územia doložený. Podľa Mazúrovej (1972, 1973) a Halouzku (in Štefanovičová, 1993) sa však reziduá fluvialných terasových štrkov spodného pleistocénu nachádzajú na najvyšších úrovniach terasového systému (230 – 235 m n. m.) medzi Líščím údolím a Mlynskou dolinou v Bratislave, teda blízko okraja skúmaného územia. Mimo pohoria tieto sedimenty na povrch nevystupujú.

Fluvialne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu (mindel) sa podieľajú na podstatnej časti stavby kvartérnej sedimentárnej výplne *gabčíkovskej*

panvy v jej stredovej osi a tvoria spodnú časť tzv. *stredného komplexu* piesčito-štrkového súvrstvia. V podstate ide o bazálnu časť rozsiahleho plochého náplavového vejára (vnútrozemskej delty) pravdepodobne už Dunaja, zakrytého pokračujúcou mladšou fluvialnou sedimentáciou stredného a vrchného pleistocénu až holocénu.

Toto *stredné súvrstvie* (*stredný komplex*) označil Janáček (1967) termínom „*dunajská štrková séria*“. V centrálnej časti *gabčíkovskej panvy* leží na fluvialno-limnickom až fluvialnom *spodnom komplexe*, resp. *palkovičovskom súvrství*, od ktorého je oddelené siltovito-ílovitou vrstvou hrubou 9 – 30 m. V tejto vrstve bola stanovená magnetická inverzia zodpovedajúca hranici Brunhes/Matuyama (781 000 b. p.), t. j. pravdepodobne kromerskému interglaciálu (Vaškovský a Vaškovská, 1977). Hrúbka spodnej časti *stredného súvrstvia* nie je rovnaká a smerom do centra depresie sa zväčšuje. Poukazuje to na jej tektonický pokles ešte v tomto období. Medzi Sencom a Sládkovičovom dosahuje odhadom len 10 – 15 m a smerom do strednej časti depresie v okolí Gabčíkova sa zväčšuje až na zhruba 70 – 100 m. Na sv. okraji panvy, teda v proximálnej zóne delty v Bratislave, buď úplne absentuje, alebo sa vyskytuje len v podobe eróznych fragmentov pokrytých mladšími, zväčša vrchnopleistocénnymi uloženinami. Akumulácia stredného pleistocénu sa podľa vrtnej preskúmanosti začína v panve súvislejšie vyskytovať až od línie Rusovce – Bratislava-Podunajské Biskupice – Bernolákovo smerom na JV. Poukazuje to na prítomnosť poklesového zlomu v smere JZ – SV. V priestore jv. zakončenia gabčíkovskej panvy je situácia podobná a v priestore približne od Zemianskej Olče po Komárno sú tieto sedimenty erodované.

Spodnú časť *stredného súvrstvia* (*stredného komplexu*) tvoria prevažne hrubšie, dobre opracované semioválne až oválne štrky, piesčité štrky a piesky. Na rozdiel od staršieho, *spodného súvrstvia* sa v ňom už len zriedkavo vyskytujú hrubé vrstvy ílovitých, resp. siltovitých sedimentov a smerom do nadložia sa postupne strácajú. Tieto vrstvy sú po zrnitosti stránke rozmanité – od piesčitých siltov až siltov po ílovité sily až íly.

Syngenetický terasový ekvivalent sedimentov sa na priľahlej časti Pezinských Karpát v rámci skúmaného územia vyskytuje na j. svahoch pohoria v Devínskej bráne vo zvyškoch *vrchných terás* zachovaných v oblasti Karlovej Vsi, v s. časti areálu Prírodovedeckej fakulty (mimo skúmaného územia) a v úzkom pásme j. úbočia Machnáča s bázou vo výške 35 – 45 m nad hladinou Dunaja. Hrúbka akumulácie nepresahuje 7 m. Po kratšom prerušení sa synchronne sedimenty *vrchnej terasy* nachádzajú na jv. úpätí pohoria priamo v Bratislave (Mazúrová, 1972, 1973; Halouzka in Štefanovičová, 1993; Maglay in Polák et al., 2011). Fluvialne sedimenty terasy ľavobrežia Dunaja petrograficky zodpovedajú znosovým oblastiam Moravy a Dunaja (Horniš in Vaškovský et al., 1987). Okrem uvedených lokalít tieto sedimenty v rámci skúmaného územia na povrch nevystupujú.

V nadloží uvedenej fluvialnej akumulácie sú v rámci panvy deponované fluvialne sedimenty strednej časti *stredného komplexu* „*dunajskej štrkovej série*“

(Janáček, 1967), vekovo zodpovedajúce mladšej časti stredného pleistocénu (riss, resp. saalian). Podľa Vaškovského a Vaškovej (1977) sú aj tieto sedimenty od sedimentov spodnej časti *stredného komplexu* oddelené 3 – 8 m hrubou, ale nesúvislou, skôr sporadicky sa vyskytujúcou vrstvou ílovito-piesčitých siltov až piesčitých ílov zodpovedajúcich akumulácii v období interglaciálu holstein. Presnejší litologický popis vrstvy z vrtných jadier nie je známy.

Strednú časť *stredného komplexu* taktiež tvoria prevažne hrubšie, dobre opracované semioválne až oválne štrky, piesčité štrky a hrubozrnné piesky. Zriedkavo sa vyskytujú vrstvy ílovitých, resp. siltovitých sedimentov. Častejšie sa prejavujú ako zóny s cyklickým tenkovrstvovým striedaním ílov, pieskov a siltov, prípadne sa v tomto komplexe sedimentov vyskytujú prevažne tenké, ale občas aj do 2 m hrubé vrstvy štrkov, druhotne spevnených karbonátmi. Vyskytujú sa vo forme kalkkrét. V opisoch vrtných jadier sa označujú aj ako zlepenec.

Hrúbka sedimentov strednej časti *stredného súvrstvia* nie je rovnaká. Na okraji územia medzi Bernolákovom, Sencom, Sládkovičovom, Šaľou a Novými Zámkami dosahujú hrúbku 10 – 25 (30) m, pričom v smere do centra panvy sa zväčšuje na 50 m. Medzi Novými Zámkami a Komárom sa zodpovedajúce sedimenty na okraji panvy buď vôbec nevyskytujú, alebo dosahujú len minimálnu hrúbku. Príčinou tohto stavu je postsedimentačná erózia. V apikálnej časti suchozemskej delty Dunaja v Bratislave je situácia podobná. Na základe uvedených dát je možné poukázať na spomalenie tektonického poklesu panvy v tomto období a v okrajových častiach dokonca až na jeho stagnáciu.

Synchrónne terasové ekvivalenty sa v rámci študovaného územia vyskytujú na prilahlých okrajových (elevačných) štruktúrach Malých Karpát v Bratislave v 2 úrovniach *stredných terás* na svahoch Malých Karpát v Devínskej bráne a v nerozlišenej zdvojenej terase na okraji panvy v rámci mesta (Mazúrová, 1973; Šajgalík a Hulman, 1976; Vaškovský et al., 1987; Horniš, 1987; Halouzka in Štefanovičová et al., 1993). Sedimenty štrkových akumulácií *vyššej strednej terasy* pozostávajú z rôzne vytriedených, dobre opracovaných suboválnych štrkov s premenlivým obsahom stredno- až hrubozrnných pieskov. Sedimenty štrkových akumulácií *nížšej strednej terasy* sú podľa Horniša (1987) dobre vytriedené, prevažne semioválne až suboválné, ale vyskytujú sa aj veľmi dobre zaoblené. Piesky sú prevažne hrubozrnné a zle zrnitostne vytriedené, miestami zahĺnené. Medzi Šoporňou a Tvrdošovcami zasahuje do regiónu okraj Nitrianskej pahorkatiny. Vekom zodpovedajúce fluválne sedimenty sa tu nachádzajú pod návejmi spraší.

Vrchnopleistocénna fluválna akumulácia (würm, resp. weichselian) tvorí najvrchnejšiu časť *stredného súvrstvia*, resp. *stredného komplexu dunajskej štrkovej série*, a jej plošný rozsah je v rámci Podunajskej roviny totožný s rozsahom nadložnej akumulácie holocénu. Tieto sedimenty tvoria celkovo najväčší objem kvartérnej akumulácie na území, aj keď ich hrúbka veľmi varíruje. Exaktné odčlenenie sedimentov vrchnej časti od podložnej strednopleistocénnej akumulácie je

problematické. V týchto vysvetlivkách je stotožnené s častejším výskytom vrstiev ílov a siltov v študovaných a porovnávaných vrtných profiloch. Tento jav je možné prisúdiť sedimentácii v podmienkach interglaciálu ém. Vrchná časť *stredného súvrstvia* dosahuje na okraji *gabčíkovskej panvy* vrátane územia Bratislavy v blízkosti úpätia Malých Karpát hrúbku zhruba 10 – 12 m, čím sa toto súvrstvie stotožňuje s *dnovou akumuláciou s. s.* Smerom do centra panvy sa hrúbka akumulácie zväčšuje na 15 – 18 m pri Bratislave-Podunajských Biskupiciach a následne narastá na hodnoty prevyšujúce 50 m. Smerom od centra *gabčíkovskej depresie* na JV sa opäť postupne znižuje až na 6 – 8 m pri Komárne.

Piesčité štrky vrchnej časti *stredného komplexu* vystupujú na povrch, respektíve sa dostávajú blízko k povrchu pod holocénny kryt v tzv. jadre Žitného ostrova, najmä v úseku od Bratislavy po Dunajskú Stredú, resp. torzovito po Dolný Štál a následne od Opatovského Sokolca po Komárno. Litologicky ich tvoria zvodnené, dobre vytriedené a opracované, prevažne hrubšie piesčité štrky a piesky, na povrchu často pokryté povodňovými kalmi.

Synchrónne sedimenty vystupujú na povrch aj vo forme *nízkyh terás*. Morfologicky najmarkantnejší je výskyt tzv. *práterskej terasy*, ktorej hrana sa tiahne pozdĺž štátnej hranice s Rakúskom od obce Kittsee po styk slovensko-rakúsko-maďarskej hranice. Terasa vystupuje 4 – 6 m nad nivu Dunaja. Tvoria ju piesčité štrky s pokryvom povodňových vápnitých siltov, prípadne fluviálnych a miestami eolických pieskov. V Bratislave sa pásma výskytu vekovo zhodnej akumulácie tiahne od centra mesta v smere na Vajnory. Na sv. okraji študovaného územia vystupujú tieto akumulácie ostrovčekovito v pásme od Šoporne po Nové Zámky, kde sú často pokryté povodňovými siltmi, no najčastejšie eolickými pieskami. Ostatné výskyty v rámci regiónu predstavujú umelé odkryvy vo forme štrkovísk.

Výraznejšiu fáciu povrchovej časti *dnovej akumulácie* tvorí systém izolovaných piesčitých telies až pomerne ucelených pásiem agračných valov pozostávajúcich zo zvrstvených, zväčša vápnitých pieskov a ojedinele aj drobných štrkov. Časť fluviálnych pieskov bola v podmienkach suchej klímy eolicky redeponovaná na krátku vzdialenosť a tvorí základ vzniku eolických presypov uložených v rôznych formách dún, ktoré sa následne pretvárali a previevali aj počas holocénu.

Holocénne fluviálne sedimenty v rámci kvartérneho vývoja sedimentácie podunajskej panvy definoval Janáček (1967) ako *vrchné súvrstvie (vrchný komplex) dunajskej štrkovej série*. Súvrstvie je diskordantne uložené na *strednom súvrstvi* a odráža predovšetkým intenzívne hydrodynamické zmeny Dunaja, Malého Dunaja, Váhu, Nitry a ich prítokov v laterálnom smere. Sedimenty sú reprezentované najmä akumuláciami litofaciálne pestrých, laterálne sa rýchlo meniacich náplavov povrchového nivného krytu, tvorených hlavne siltom, piesčitým siltom, pieskom, štrkovitým pieskom aj štrkom a ílom. Kvôli lepšiemu a názornejšiemu objasneniu najmladšieho geologického vývoja územia panvy sú v týchto vysvetlivkách zvlášť vyčlenené sedimenty prechodného obdobia pleistocén – holocén, vďaka čomu

bol detailnejšie znázornený plošný rozsah „jadra“ Žitného ostrova. Ide v podstate o miesta s mimoriadne malou hrúbkou holocénnych sedimentov, kde vrchné členy *stredného komplexu* vystupujú veľmi blízko od povrchu.

Podstatnú časť povrchu územia zaberajú siltovité a piesčito-siltovité sedimenty povodňovej fácie. Sú uložené na piesčitých štrkoch vrchného pleistocénu a na štrkoch a pieskoch korytovej a prikorytovej fácie. Hrúbka holocénneho pokryvu nie je rovnaká, často sa zväčšuje smerom od jadra Žitného ostrova k hlavným tokom, v priemere od 0,5 do 3 m. V oblasti Gabčíkova dosahuje aj vyše 5 m (Šlahor, 1957a; Šlahor et al., 1958).

Povrch skúmaného územia je spestrený hustou sieťou mŕtvych a slepých ramien aj občasne prietochných korýt. Ramená sa nachádzajú v rôznych štádiách vývoja, časté sú aj pochované a antropogénne upravené ramená. Vo výplniach mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu sa vyvinuli fluvialno-organické, organogénne a palustrické sedimenty, slatinné rašeliny a humolity.

Na svahoch a úpätí Malých Karpát aj na svahoch úvalín Nitrianskej pahorkatiny zaznamenávame pestrú škálu variet deluviálnych, deluviálno-fluviálnych a deluviálno-proluviálnych sedimentov prechodného obdobia pleistocén – holocén.

Špecifickým typom uloženín najmladšieho obdobia kvartéru sú recentné antropogénne skládky priemyselného a domového odpadu, navážky, haldy, stavebné násypy a iné druhy uloženín.



3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

3.1. Predkenozoické podložie

Úvod

Región Podunajská rovina z hľadiska geologickej príslušnosti je súčasťou tektonicky nehomogénnej jednotky – superponovanej panvy s geneticky aj tektonicky rôznorodým paleozoickým (kryštalinickým) a mezozoickým podložíom (Buday et al., 1967). Podunajská panva je vyplnená neogénnymi a kvartérnymi uloženinami veľkej hrúbky. Jej východná časť tvorí priehlbínu dosahujúcu v oblasti *gabčíkovej depresie* najväčšiu hĺbku, zhruba 5 500 m (sensu Fusán et al., 1987) alebo až 8 500 – 9 000 m (Hrušecký, 1999). Je preto prirodzené, že rekonštrukcia predkenozoického podložia Podunajskej panvy je pre nedostatok potrebných údajov zaťažená vysokým stupňom neurčitosti. Konštrukcia skladby podložia popri vrtných prácach závisí nielen od stupňa geofyzikálnych informácií, ale aj od vývoja regionálnegeologických poznatkov v širšom meradle. Nepriame a neúplné informácie o charaktere predkenozoického substrátu nezriedka vedú k rôznorodým interpretáciám, ktoré bývajú zväčša ovplyvnené tektonickými predstavami konkrétneho bádateľa. Obdobne aj táto štúdia spolu so schémou podložia (obr. 3.1) nesie pečať subjektívneho pohľadu. V nasledujúcich statiach popri základných prácach vychádzame predovšetkým z takých geologických údajov, aké považujeme za najhodnovernejšie, prípadne sú v súlade s našim ponímaním geologickej stavby Vnútrotných Západných Karpát.

Doterajšie výskumy a mapy predkenozoického podložia

Zásadný pokrok v ponímaní geologickej stavby podložia Podunajskej panvy priniesli hlboké vrty, ktoré sa začali realizovať vo väčšej miere v 60. rokoch 20. storočia. Boli zamerané na vyhľadávanie zdrojov uhľovodíkov, v neskoršom období aj na geotermálne účely. Na našom území sú vrty zasahujúce do predkenozoického podložia sumarizované predovšetkým v práci Bielej (1978). Prípadné ďalšie informácie možno získať z tu citovaných, väčšinou rukopisných odkazov. Prvé významné práce, založené predovšetkým na gravimetrickom obraze podložia Podunajskej nížiny, ako aj na počiatočných seizmických, magnetických a geofyzikálnych údajoch a informáciách z hlbokých vrto v spojení s aktuálnymi znalosťami zo zostavovania prvej edície generálnych geologických máp, publikovali napríklad Adam a Dlabač (1961), Pagáč (1964) a Buday a Špička (1967). Posledná práca predstavila komplexný pohľad na geologickú stavbu podložia, v hrubých črtách v zmysle dnešného regionálneho geologického ponímania Vnútrotných Západných Karpát, a poukázala na význam tektonických línií smerov SZ – JV a S – J.

Z komplexnej štúdie jv. časti Podunajskej nížiny (Gaža a Beinhauerová, 1977) vyplýva, že na hrúbku spodnobádenských sedimentov poklesové pohyby

na zlomoch nemajú podstatný vplyv, pretože sa väčšinou považujú za mladšie. V týchto vysvetlivkách je detailne definovaná *kolárovska elevácia*, rozšírené je spektrum zlomov a úklon *hurbanovského zlomu* sa posudzuje ako severný. Pri Hurbanove-Zelenom Háji (vrt ZH-1, in Biela, 1978) na S od Komárna pod uloženiami panónu v hĺbke 1 608 m sa zistili rôzne faciálne typy fosiliferých vápencov, ktorých vek bol na základe prierezov tentakulitov stanovený ako devónsky, najpravdepodobnejšie strednedevońsky (Biely a Kullmanová, 1979). V diskusii o tektonickej príslušnosti daných, takmer nemetamorfovaných sedimentov sa v týchto vysvetlivkách považujú za súčasť podložia Maďarského stredohoria, ktoré má afinitu k severnej drobovej zóne či k Spišsko-gemerskému rudohoriu (SGR). Výsledky výskumu podložia slovenskej časti Dunajskej panvy boli spolu s ostatnými vnútrokarpatskými terciárnymi nížinami zhrnuté a regionálne geologicky interpretované v súbornej práci Fusána et al. (1987).

Hrušecký (1999) podáva integrovanú štúdiu z centrálnej časti Podunajskej panvy. Najmä na základe výsledkov reflexných seizmických profilov zdôrazňuje dôležitosť *čertovicko-mojmírovského zlomového systému* a *hurbanovskej línie*, ale upozorňuje aj na kolárovske, ripnianske, medveďovské a ciferské zlomy. Zlomové línie smeru SZ – JV, akými sú pezenská a dobrovodska línia či podunajské zlomy, nepovažuje za doložené. Naproti tomu, dobrovodska línia je pokladaná za zásadnú zlomovú líniu formujúcu Podunajskú panvu (Fusán et al., 1987). K nej paralelne pristupujú pezenské a podunajské zlomy, pozdĺž ktorých substrát panvy smerom na JZ postupne poklesáva. V práci Hóka et al. (2016) sa takisto veľký význam pripisuje zlomu sudetského smeru. Pozdĺž dobrovodskej (ludinskej) línie, ktorú autori označujú ako transversálny zlom Podunajskej panvy, predpokladajú v neskorooligocénnom období presúvanie Malých Karpát na SZ.

Dostupné geologické aj geofyzikálne údaje z podložia zahŕňa aj 3D geologický model Dunajskej panvy vytvorený v rámci projektu TRANSENERGY (Kronome et al., 2014), ktorému predchádzal tripartitný medzinárodný projekt DANREG (Matura et al., 2000). Na mape podložia DANREG-u je väčšia časť Podunajskej roviny znázornená ako drobová zóna a konkrétne je korelovaná s grázskym paleozoikom. Kontakt s jv. situovanou jednotkou Pelsö a jej vzťah s ostatnými západo-karpatskými jednotkami vyjadrujú pozdĺž rábskeho a hurbanovského zlomového pásma biele zóny znázorňujúce neznáme podložie (Matura et al., l. c.). Napriek cezhraničnej spolupráci to zdôrazňuje nesúlady prameniacy z množstva nejednotne chápaných tektonických otázok.

Súčasťou elaborátu o predneogénnom podloží Maďarska bola aj j. časť Podunajskej nížiny (Wein, 1973). V priložených schémach pozdĺž zlomových línií smeru zhruba SV – JZ sú znázornené hlavné tektonické jednotky, ktoré podľa predpokladov s. od Dunaja prechádzajú ďalej na slovenské územie. Smerom od maďarsko-rakúskej hranice ide o spodnoaustroalpínske šopronské kryštalinikum,

ktoré na V od Mosonmagyaróváru vystrieda kőszeco-rechnitzké „paleozoikum“². Približne na V od spojnice Győr – Nové Zámky je podložie definované v rámci rozsiahlej zóny Maďarského stredohoria. Je vymedzené približne v oblasti medzi rábskou a balatonskou (niekedy aj stredomaďarskou) líniou. Túto geologickú štruktúru budujú epikontinentálne oligocénno-eocénne sedimenty s ostrovmi mezozoika, ktoré pozdĺž zlomových línií poukazujú na šupinovú tektoniku.

Viac-menej podobný obraz ponúka aj schéma predkenozoického podložia Maďarska (Fülöp, 1989). „Rábske nízkostupňové metamorfity“ sú v nej znázornené aj s. od Dunaja v úseku približne od Šamorína až po vtok Ráby do Dunaja, to znamená približne v oblasti najhlbšej depresie skúmanej slovenskej časti Dunajskej panvy. Geofyzikálno-geologickú charakteristiku tektoniky Podunajskej nížiny spolu s pomerne podrobným spracovaním jej slovenskej časti ponúka Balla (1994). K invenčným prvkom tejto práce náleží netradičné poňatie fylitických hornín v širšej oblasti mihályiskej elevácie ako možného pokračovania penninského mezozoika. K penninskej zóne zaraďuje aj vápenato-bridličnaté horniny nejjasnej litostratigrafickej príslušnosti z hlbokých vrtov v okolí Serede. Prítomnosť penninika v centrálnej depresii Podunajskej panvy sa predpokladala aj v tektonickej koncepcii Leška a Vargu (1980) a takéto riešenie v diskusii nevyklučujú ani Fusán et al. (1987).

Na najnovšej geologickej mape predkenozoických jednotiek Maďarska (Haas et al., 2010) je približne po Mosonmagyaróvár zobrazené kryštalinikum spodného austroalpinika. Ďalej v oblasti najväčšieho prehĺbenia Podunajskej panvy (v priestore Mosonmagyaróvár – Csorna – Győr) je zaznačené neznáme podložie a v. od Györu vystupuje tzv. transdanubikum, zložené prevažne z mezozoických hornín. Zo západu buduje transdanubikum úzky lem nízko metamorfovaného variského litologického súboru, za ktorým nasledujú permské kontinentálne usadeniny, pravdepodobne v obalovej pozícii. Spod tohto horninového prostredia vystupuje medzi mestami Szombathely a Kőszeg jursko-kriedová formácia penninského rechnitzkého tektonického okna. Na V od sútoku Dunaja a Malého Dunaja vystupujú v transdanubickej zóne predovšetkým mezozoické horniny. Sú rozdelené do rôznych vekových a faciálnych kategórií, ako naznačujú napr. alternácie hlbokovodných a plytkovodných facií v rámci susediacich, chronostratigraficky zhodných jednotiek (Haas et al., l. c.).

Megablok nachádzajúci sa na S od stredomaďarskej (transdanubickej) línie sa v neskorších alpsko-karpatsko-panónskych syntézach označuje ako kompozitná jednotka Pelső (pomenovaná podľa latinského názvu jazera Balaton (sensu Fülöp et al., 1987) alebo transdanubikum (Haas et al., 2010). Prítomnosť kriedových uloženín, podobný faciálny vývoj mnohých mezozoických členov a veľmi nízke metamorfne postihnutie tak paleozoického, ako aj mezozoického horninového

² Autor si bol vedomý, že mnohí rakúski geológovia považujú rechnitzké fylity za jurskú jednotku penninika, čo je dnes už spoľahlivo doloženým faktom.

súboru viedli ku korelácii územia j. od diosjenö-hurbanovskej línie s dinaridnými, resp. juhoalpiskými tektonickými jednotkami (napr. Haas a Kovács in Haas, 2013). Tektonicko-provinčnú príslušnosť danej mezozoickej jednotky však Tari et al. (2010) tradične začleňujú do vrchného austroalpinika.

Zostavenie schémy podložia – východiskové princípy

V znázornení geologickej stavby v schéme podložia panvy (obr. 3.1) vychádzame z konvenčného poňatia Vnútrotných Západných Karpát. Základné tektonické jednotky č. 3 až 5 vyznačené v legende na základe geofyzikálnych, pozičných aj vrtných údajov pozostávajú z kryštalinika, hoci v oblasti s. od ľudinského zlomu (dobrovodská línia) smerom k Nitre možno uvažovať o prítomnosti zvyškov mezozoika. K obvyklým schémam podložia Podunajskej panvy (pozri predchádzajúci text) pričleňujeme juhoveporické kryštalinikum a z hľadiska všadeprítomnej neoalpinskej deformácie na Z od ciferských zlomov naznačujeme externú doménu tatrika. Z orientačného preskúmania dostupného výbrusového materiálu, ako aj geofyzikálnych informácií sa táto časť tatrického kryštalinika javí postihnutá intenzívnou kataklastickou deformáciou, nezriedka vyhojenou kalcitickými žilkami. Pravdepodobne to možno spájať s intenzívnejším uplatnením zlomového systému smeru S – J v tomto segmente či s prejavmi ssv.-jjz. porúch malokarpatského (aj „ciferského“) smeru, takmer paralelného s „mursko-mürzsko-litavsko-(žilinskou)“ severovergentnou zlomovou zónou. Zo samotného kryštalinika sa dá ťažko usudzovať na jeho príslušnosť k základným vnútrokarpatským tektonickým jednotkám, pretože vzájomný kontakt kryštalických jednotiek bol odvodený v prvom rade na základe extrapolácie základných tektonických línií, badateľných na povrchu s. od Podunajskej panvy.

Jednotka južného veporika znázornená v južnej časti územia (obr. 3.1) prináleží do kompozície podložia nielen svojou tektonickou pozíciou, ale aj svojimi osobitosťami v horninovej skladbe kryštalinika, v intenzite alpinskej metamorfózy a kvôli svojej odlišnosti v triasovej litológii vo vzťahu k s. veporiku³. Domnievame sa, že aj smerom na J sú zachované základné superpozičné vzťahy paleoalpinskej (kriedovej) stavby. Na j. veporiku spočíva nízko metamorfované staršie paleozoikum – podľa všetkého gemerický fundament aj so svojim mlado-paleozoickým obalom. Je to naznačené na základe informácií z vrtu Modrany 2, situovaného mimo územia regiónu (Biela, 1978). Tento fundament aj s obalom je ďalej prekrytý mezozoikom silického systému (s. l.). Uvedené vzťahy paleoalpinskej príkrovovej tektoniky sú kamuflované mladšími zlomami, ktoré zároveň formovali neogénnu výplň panvy.

Na obr. 3.1 sú znázornené základné zlomové línie, pri ktorých existuje istý predpoklad vzťahu k podložíu a vo väčšej alebo menšej miere je nimi ilustrovaná

³ Ide o celkové regionálne poňatie, ktoré priamo nevyplýva z údajov z podložia.

separácia základných tektonických jednotiek podložia. Zlomý pod neogénou výplňou Podunajskej panvy môžu byť sperené, môžu meniť smer a sklon alebo vzájomne interferovať a ich prejav na povrchu nemusí ani zďaleka odrážať situáciu v predneogénom podloží. Kvôli opakovaniu štruktúrne podobne orientovaných tektonických pohybov v priebehu geologického vývoja možno hovoriť o veku zlomu len v rámci určitého časového diapazónu. Takto napríklad nemožno vylúčiť naviazanie rábskej línie na relatívne mladší systém šurianskych zlomov.

Kryštalinikum v podloží kenozoickej výplne Podunajskej roviny ohraničuje zo S ľudinský zlom a na J hurbanovský zlom v.-z. smeru. Zlomý sudetského smeru (SZ – JV) majú priečny priebeh vo vzťahu k základným vnútrokarpatským líniam. Prechádzajú pohorím Malých Karpát a sú relatívne mladšie oproti jeho základnej štruktúrnej osnove. Zo S ohraničuje región uvedený ľudinský zlom, z J mladý systém podunajských zlomov. V strednej časti možno predpokladať pezenský zlom, ktorý by mohol byť primárne založený už v paleozoiku (kopíruje synklinálne pásmo pezensko-perneckej produktívnej zóny) a v poslednom rade bol reaktivovaný v kenozoickom období.

Obr. 3.1. Legenda k schéme zakrytých geologických jednotiek predkenozoického podložia Podunajskej roviny. 

Tektonické jednotky:

- 1 – mezozoikum silicika (s. l.) – vrchného austroalpinika;
- 2a – sedimenty mladšieho paleozoika SGR;
- 2b – devónske (staropaleozoické) (meta)sedimenty SGR – severnej drobovej zóny;
- 3 – južné veporikum – metamorfity, menej významne granitoidy, zvyšky mezozoika;
- 4 – severné veporikum – granitoidné a metamorfované kryštalinikum, mezozoikum;
- 5a – tatrikum – kryštalinikum („vnútorná zóna jadrových pohorí“);
- 5b – tatrikum – kryštalinikum („vonkajšia zóna jadrových pohorí“).

Kryštalinikum na povrchu (Malé Karpaty) a v hlbokých vrtoch:

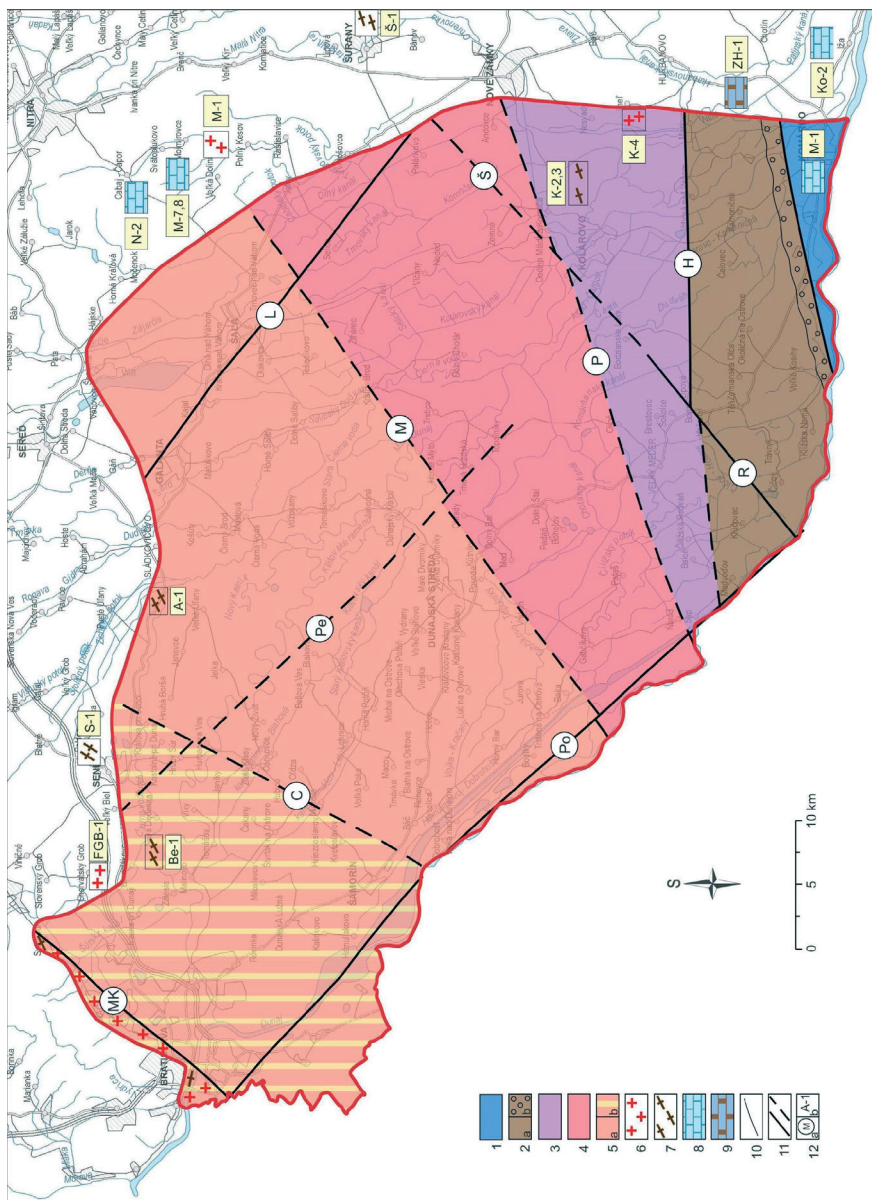
- 6 – granitoidy;
- 7 – metamorfity.

Tektonické a vekové zaradenie podložia v hlbokých vrtoch:

- 8 – mezozoické vápence;
- 9 – devónske vápence.

Všeobecné značky:

- 10 – geologické hranice;
- 11 – hlboko založené zlomové línie: vysoko pravdepodobné, predpokladané;
- 12a – označenie základných zlomových línií:
R – rábska línia, L – ľudinská (dobrovodská) línia, H – hurbanovská línia, MK – malokarpatský okrajový zlom, Po – podunajské zlomy, Š – šurianske zlomy, M – mojmirovská línia, P – pohorelská línia, Pe – pezenský zlom, C – cíferské zlomy;
- 12b – označenie hlbokých vrtoch zasahujúcich do podložia.



Obr. 3.1. Schéma zakrytých geologických jednotiek predkenozoického podložia relevantnej časti Podunajskej panvy (zostavil Kováčik, 2017).

Základné vnútrokarpatské (paleoalpínske) tektonické línie smeru SV – JZ zrejme reprezentujú mojmirovské zlomy (istá obdoba čertovickej línie), ako aj predpokladané pokračovanie pohorelského zlomového systému. Prípadné pokračovania kriedových vnútrokarpatských tektonických línií I. rádu v podloží Podunajskej panvy jz. smerom sú síce účinkom oligocénnej až ranomiocénnej kolízie, ako aj mladších deformačných udalostí zle čitateľné, ale v predalpínskom fundamente možno počítať s ich juvenilným záznamom. Tektonické usporiadanie podložia s. častí Viedenskej panvy, ale aj transdanubika dokladá, že do kenozoickej kolíznej stavby nebolo zahrnuté kryštalinikum („spodné austroalpinikum“). Na základe toho možno vysloviť predpoklad o určitom zachovaní starších hlbinných zlomov v podloží.

Interpretačné a diskusné poznámky

V otázke začlenenia paleozoických hornín v jv. časti schémy podložia (č. 2 v legende) sa prikláňame k predstave, že ide o vyššiu tektonickú jednotku Vnútrotných Západných Karpát. Možno ju prirovnať k oberostalpinským príkrovom, konkrétne k jednotke blízkej drobovému pásmu. Vzhľadom na litostratigrafickú povahu hornín z vrtu ZH-1 by sa korelačné súvislosti mohli hľadať skôr v oblasti grázskeho paleozoika ako v odkrytých častiach Spišsko-gemerského rudohoria. V jednotkách grázskeho paleozoika sa nachádza pestrá suita karbonátových aj lyditových horizontov s biostratigraficky doloženým devónskym vekom (Flügel a Neubauer, 1984). Južným smerom od z. okraja regiónu v oblasti elevácie Mihályi (pri Čornej) sa vyskytujú fylity, tradične považované za paleozoikum (severnej) drobovej zóny. Vystupovanie slabo metamorfovaných hornín, počnúc od gemerického fundamentu na východe cez devónske vápence z vrtu ZH-1, mihályiské, svätogodárdske či ikervárske výskyty až po grázske paleozoikum na západe, si možno predstaviť ako súčasť neskôr tektonicky prerušovaného pásma (smeru JZ – SV) staropaleozoických horninových súborov, tektonicky umiestnených na centrálnoalpínskych, vnútrokarpatských jednotkách.

Vrtmi doloženú prítomnosť strednotriasových karbonátov v okolí Komárna, ktoré tvoria súčasť denudovaného mezozoika v nadloží daného paleozoického komplexu, možno najskôr považovať za tektonickú jednotku silicika (s. 1.; nemožno vylúčiť ani prípadnú prítomnosť turnaika, meliatika...) alebo obdobných jednotiek vrchnoaustroalpínskeho príkrovového systému. V širšom úseku Komáromu (mimo regiónu) sú z maďarskej strany znázornené vrchnotriasové platformové karbonáty (najnovšie napr. Haas et al., 2010), o ktorých sa dá predpokladať, že prechádzajú za Dunaj a budujú tzv. komárnanskú kryhu.

Kryštalinické jednotky situované na SV od komárnanskej kryhy posudzujeme (aj pre absenciu iných údajov) v zmysle paleoalpínskeho (kriedového) tektonického obrazu, ktorý má v hrubých črtách pásmové usporiadanie smeru SV – JZ.

Kryštalinikum nachádzajúce sa na S od hurbanovského zlomu, zložené prevažne z metamorfovaných hornín, vnímame ako juhoveporické. Je pravdepodobné, že kryštalinikum j. veporika s prípadnými zvyškami permského alebo mezozoického obalu je tektonickým podložím paleozoika komárňanskej kryhy. Mohlo by ísť o istú obdobu povrchového kontaktu j. veporika (kohútskej zóny) a gemerika („drobovej zóny“, s. l.) pozdĺž lubenícko-margecianskej línie.

V schéme podložia (obr. 3.1) za juhoveporickou jednotkou pokračuje sz. smerom severoveporická jednotka vyznačujúca sa výrazným rozšírením granitoidných hornín. Severoveporickú doménu charakterizujú viac zachované mezozoické sukcesie a tiež ju signalizuje mohutná troska hronického mezozoika v levickej oblasti. Konvenčne za čertovicko-mojmírovskou líniou na toto pásmo nadväzuje tatrické podložie, ale s tým, že severoveporické a tatrické kryštalinikum považujeme prakticky za identické. V tomto kontexte sa vynára otázka, kde sa nachádza jazva fatrika, pravdaže, ak rešpektujeme jeho existenciu.

V rámci tatrika je v jeho z. časti orientačne naznačená viac deformovaná doména „vonkajšieho tatrika“. Nápadnú a temer všadeprítomnú kataklastickú deformáciu, často spojenú s kalcitickým vyhojovaním puklinovej siete, je možné pozorovať v spodných častiach vrtných jadier (napr. hlboké vrty v širšej oblasti Senca, Serede...) a nápadná je aj v j. častiach malokarpatského kryštalinika. Široká škála mladých porúch v kryštaliniku môže súvisieť s vrásovými deformáciami, opísanými v spodnomiocénnych sedimentoch na s. okraji dobrovodskej depresie koncom otnangu a v karpate (Kováč et al., 1991). Neogénne (najmä spodnomiocénne) tektonické udalosti sú v centrálnej časti panvy málo čitateľné a styk obnaženého kryštalinika so spodno- či strednobádanskými sedimentmi (Vass, 2002) často sprostredkávajú vulkanické produkty šurianskeho stratovulkánu.

Kvzái z. pokračovanie hurbanovskej línie (na obr. 3.1 čiarkovane) môže hypoteticky predeľovať kryštalinikum na severné a vrchnoaustroalpínske jednotky v podobe paleozoika drobovej zóny a/alebo mezozoika na juhu. Severne situované, dominantne variské kryštalinikum môže náležať k južnému či severnému veporiku alebo tatriku, ktoré vo východoalpínskej terminológii zodpovedajú spodnému, prípadne strednému austroalpiniku. V tomto prípade by bol kontakt tektonického nadložia so spodnými megajednotkami Vnútrotných Západných Karpát nezávislý od ich paleoalpínskeho usporiadania. Prostredníctvom pomyselného priebehu hurbanovskej línie, najskôr s neskorooligocénno-spodnomiocénnym založením (Kováč et al., 2016), by sme sa takto preniesli do sv. sektora Východných Álp. V južnom pásme Podunajskej panvy je možné pripustiť neogénnu kontaktnú zónu v zmysle nasúvania – „dosúvania“ – jednotiek Severných Vápencových Álp.

V úvahách o predkenozoickom podloží slovenskej časti Dunajskej panvy má svoju váhu aj otázka vystupovania paleogénu južného vývoja, označovaného ako budínsky či panónsky paleogén. V príľahlej oblasti je zobrazený v podobe ojedinelých drobných povrchových výskytov v tzv. štúrovskom bloku, hoci najlepšie

je preskúmaný z vrtných prác (Seneš et al., 1962). Daný tektonický blok je zo S obmedzený hurbanovským zlomom a na Z zrejme poruchou rábskeho systému. Údaje o povahe fauny v Bánovskej kotline, v „bojnickom paleogéne“ (Mahel' a Gross, 1975 in Gross, 1978), Handlovskej kotline (Zlinská a Gross, 2013), v podloží stredoslovenských vulkanitov (Gross, 1978) a na ďalších miestach dokladajú rozšírenie facií budínskeho paleogénu aj na S od hurbanovského zlomu či na Z od severného pokračovania rábskeho zlomového systému. To zreteľne napovedá o prepojení budínskeho, centrálnokarpatského a magurského oceánu, ktoré sa predpokladá v období stredného eocénu (Kováč et al., 2016; Soták et al., 2016). Hurbanovský zlom má výraznú vertikálnu amplitúdu, pretože na S od neho sa nezistili podložné mezozoické ani paleozoické jednotky Maďarského stredohoria. Diskordantne uložené bajtavské súvrstvie je podľa dostupných údajov (napr. Vaškovský a Halouzka, 1976; Biela, 1978) rozšírené tak na J, ako aj na S od hurbanovského zlomu. Na základe toho možno usudzovať na spodnobádenskú kolmatáciu tohto zlomu. Skúmaná slovenská časť Dunajskej panvy bola podľa všetkého pokrytá paleogénnymi uloženinami budínskeho vývoja. Najvyššie (diskordantné) stratigrafické horizonty „štúrovského paleogénu“, ako je szécsén-sky šlír alebo kováčovské vrstvy, majú egerský vek (Seneš in Andrusov, 1965; Vass, 2002).

Geologické udalosti v regióne Podunajskej roviny chápeme v súvislosti so sedimentárnymi a štruktúrnymi záznamami vo Viedenskej panve, ako aj v areáli dnešných Malých Karpát. Tektonický vývoj predneogénneho podložia Viedenskej panvy sa kladie do kenozoického obdobia, lebo vrchnokriedové aj spodnopaleogénne sedimenty sú integrálnou súčasťou východoalpských príkrovov. Na s. okraji Východných Álp severne od Dunaja boli doložené opakované tektonické pohyby v rozmedzí egeru až karpátu (Brix et al., 1977; Wachtel a Wessely, 1981). Odveká otázka, kde prebieha hranica medzi východoalpským (kenozoickým) typom stavby a vnútrokarpatskými (kriedovými) tektonickými jednotkami, nie je zďaleka uzavretá⁴. Podľa konfigurácie a náplne vyšších mezozoických príkrovov nemožno s úplnou istotou odmietat' ani ideu, že primárna paleoalpínska stavba Malých Karpát bola čiastočne prekrytá jednotkami Severných Vápencových Álp. V priľahlej Podunajskej panve bola nadložná horninová skladba erodovaná a denudovaná až po kryštalinikum „tatrika“ (z v. „veporika“). V prípade Malých Karpát sa relikty takejto stavby mohli zachovať v podobe najvyšších trosiek mezozoika, ktoré oddávna komplikujú ich tektonické začleňovanie, pretože sa dobre korelujú s kenozoickými východoalpskými príkrovovými jednotkami (Vetters, 1904; Biely et al., 1980; Michalík, 1991). Obdobne ako z podložia s. časti Viedenskej panvy, ani zo s. okraja Maďarského stredohoria niet údajov nasvedčujúcich v prospech kenozoických presunov jednotiek kryštallického fundamentu. Ak sa

⁴ Poznámka: Na základe lepšie čitateľných vrtných a geofyzikálnych prác v Záhorskej nížine určitý status quo predstavuje minimálne línia Senica – Lakšárska Nová Ves – Láb (Kysela, 1988).

neogénna násunová tektonika v tejto oblasti uplatňovala, tak zrejme len v rámci vyšších mezozoických a paleogénnych jednotiek.

Deformáciu v bukovskej brázde v sz. časti Malých Karpát dokumentuje hrabnicke súvrstvie kišcelského veku, ktoré bolo prevrásnené v spodnomiocénnom období (Marko et al., 1990). Polymiktné jablonické zlepenice (vrchno-)karpatského veku (Mišík, 1986; Fordinál et al., 2012), ako aj ich hlbokovodné ekvivalenty predstavujú prepojenie medzi Viedenskou panvou a severnou časťou Podunajskej panvy (Kováč a Baráth, 1995). Zo štúdia zdrojového materiálu plytkovodných fácií, kam náležia aj jablonické zlepenice, vyplýva, že pochádza z malokarpatského horninového inventára, čiastočne pravdepodobne aj z alpských jednotiek. Predpokladá sa, že smer transportu obliakového materiálu bol z J na S (Mišík, 1986). Z biostratigrafických a superpozičných údajov možno usudzovať, že paleogénny a neogénny výzdvih Malých Karpát, v našom označovaní „paleo“, sa začal v oligocéne až spodnom miocéne (napr. Kováč, 2000). Uvedené okolnosti dovoľujú vysloviť predstavu, že materiál spodnomiocénnych jednotiek pochádzal z elevácie (elevácií), ktorú možno časovo a pravdepodobne aj teritoriálne spájať z vyzdvihnutým podunajským chrptom (zhruba dnešná centrálna časť Podunajskej panvy).

Prevažne na základe nepriamych indícií možno uvažovať, že v oblasti situovanej približne medzi zlomovými líniami ohraničenými na severe ľudinskou (dobrovodskou) a na juhu predĺženou hurbanovskou líniou(?) sa v egerskom (po-egerskom) období sformovala elevácia smeru približne V – Z. Domnievame sa, že sa vytvorila v dôsledku frontálnej severovergentnej spodnomiocénnej kolízie so Severnými Vápencovými Alpami (s. l.), ktorá pokračuje z Viedenskej panvy cez vtedajšie nadložie Malých Karpát a Hainburských vrchov do južných domén Podunajskej panvy. Je pravdepodobné, že poruchy blízke hurbanovskej línii reprezentovali v tomto období južnú štruktúru, spojenú s odstrešovaním dnešnej centrálnej časti Podunajskej panvy. Na severnom okraji Álp, predovšetkým na S od Dunaja, boli doložené deformačné procesy vo vekovom rozpätí eger až karpát (Brix et al., 1977; Wachtel a Wessely, 1981). Predpokladanú pásmovú eleváciu v hrubých črtách obkolesuje egenburská transgresívna sedimentácia, doložená na sz. okraji Viedenskej panvy, v blatnianskej priehlbine, Ipeľskej kotline, prípadne v Hornonitrianskej kotline alebo na j. úpätí Šopronských vrchov (mimo zmapovaného regiónu).

Z tejto rozpravy prirodzene vyplýva otázka dôvodu existencie Malých Karpát medzi Viedenskou panvou a Podunajskou panvou. Malokarpatská elevačná morfológická štruktúra sa (približne v súčasných geografických črtách) vyvíjala súbežne s rapidným ponáraním areálu Podunajskej roviny asi už od obdobia spodného bádenu. Charakterom svojho predneogénneho horninového inventára (obsahuje zvyšky autochtónnych aj alochtónnych mezozoických jednotiek) figuruje z hľadiska pokarpatskej tektoniky na rozmedzí Viedenskej panvy, charakteri-

zovanej značnou hrúbkou prevrásnených mezozoických sekvencií, a Podunajskou rovinou s predbádensky obnaženým kryštalinikom.

Oblasť Viedenskej panvy prislúchajúca k jz. okraju Malých Karpát neobsahuje egenburské sedimenty (Jiríček a Seifert, 1990), na rozdiel od jej z. časti. To napovedá v prospech spodnomiocénneho výzdvihu tejto oblasti. Z diskusného pohľadu však nemožno odmietat' ani situáciu, že j. časť Malých Karpát (vtedajšie „paleo-Malé Karpaty“), pravdepodobne aj sv. východoalpské domény (napr. šopronské kryštalinikum, možno aj penninikum v rechnitzkom okne?), tvorili elevačné štruktúry už v ranopaleogénnom období. Tomu nasvedča praktická neprítomnosť paleogénnych usadenín⁵. V širšom paleografickom meradle by predpokladaný vyzdvihnutý prah znemožňoval prepojenie východoalpskej a panónskej paleogénnej sedimentačnej oblasti v tejto doméne, na rozdiel od komunikácie budínskeho a centrálnokarpatského paleogénu. Tektonické udalosti na hranici eocénu a oligocénu môžu v z. areáli budínskeho paleogénu dokumentovať ranooligocénny výzdvih, sprevádzaný denudáciou eocénneho podložja (napr. Nagymarosy in Haas, 2013). Naznačenú elevačnú štruktúru, či už rano-, alebo neskorooligocénnu, svojou mierou podporuje aj kontinentálna egerská sedimentácia v sz. areáli budínskeho paleogénu (Tari et al., 1993).

Podunajský chrbát, v hrubých črtách orientovaný v smere V – Z, ku ktorému priradujeme aj Malé Karpaty, bol rozrušený počas výrazných tektonických dejov v období karpátu až bádenu (tradične „štajerská fáza“) alebo v procese extrúzie centrálnych Západných Karpát v karpatskej fáze riftingu (Kováč, 2000). V inverznej morfoštruktúre pozdĺž hlbokých zlomov následne sedimentovali (spodno)bádenské jednotky – z v. strany reprezentované bajtavským súvrstvím, na západe špačinským, devínskonovoveským či lanžhotským súvrstvím (Fordinál et al. in Polák et al., 2012). Karpatsko-spodnobádenské procesy v podobe tektoniky „*basin and range*“ zapríčinili extenzný kolaps tejto hlboko erodovanej časti Podunajskej panvy s tým, že segment „paleo-Malých Karpát“ nepoklesol, ale vytvoril novú hrast'ovú štruktúru. Pripájame sa k názoru, že malokarpatská hrast' dnešnej podoby sa vyvíjala (a vyvíja) pozdĺž strižného systému „mursko-mürzsko-litavsko-žilinského“ lineamentu. S ním pravdepodobne súviseli paralelné malokarpatské zlomy oddeľujúce pohorie od Podunajskej panvy. Z hľadiska osvetľovania povahy a vývoja predkenozoického substrátu daného regiónu pobádenské tektonické udalosti už nezohrávajú podstatnú úlohu. Uvedomujeme si, že náčrt neogénnej tektoniky vo vymedzenom území je len malý pokus o schematizáciu kontinuálnych geodynamických udalostí v širšom regionálnom rozmere. Istá simplifikácia s primeranou abstrakciou sú však nevyhnutné pri napĺňaní zámeru aspoň čiastočne chápať problematiku formovania predkenozoického podložja slovenskej časti Dunajskej panvy.

⁵ Poznámka: odpoveď(?) na umiestňovanie Severných Vápencových Álp na flyšové pásmo, datované od eocénneho obdobia (Tollmann, 1978).

3.2. Paleozoikum

Kryštalínikum

Lem pohoria Malých Karpát prislúchajúci k tomuto regiónu bol geologicky mapovaný v šírke 0,5 až 1 km, počnúc od okolia obce Svätý Jur až po oblasť oproti ostrovu Sihot' v Karlovej Vsi. Geologické mapovanie sa väčšinou vykonávalo v prostredí zanikajúcich vinogradov pomocou mapovania eluviálnej sutiny, ktorá však často býva zastretá novými, ale aj historickými antropogénnymi navážkami a rekultiváciami. Štruktúrne údaje sa zisťovali na skalných východoch (asi 80 dokumentačných bodov), z ktorých nemalá časť vznikla vďaka súčasnej developerskej stavebnej aktivite v danej oblasti. Naproti tomu, niektoré tradičné horninové východy v Bratislave nemožno reambulovať pre zástavbu či terénne úpravy alebo pre nové vlastnícke práva sú lokality neprístupné. Úpätie vlastného pohoria budujú horniny kryštalinika – predovšetkým rôzne typy granitoidných a pegmatitoidných hornín, ktoré v značnom rozsahu prekrývajú kvartérne deluviálne a fluválne usadeniny a ojedinele aj sprašové horizonty.

Spodné paleozoikum(?)

76 biotitické ruly (masívne ruly, bridličnaté sľudnaté ruly, migmatitizované ruly)

Označenie biotitické ruly zahŕňa horninové typy od jemnozrnných biotitických fylitov cez ruly s čiernymi lesklými biotitickými foliačnými plochami až po hrubozrnné páskované typy s migmatitickými textúrami (obr. 3.2). Nižšie metamorfované jemnozrnné ruly, ako aj ruly migmatitického rázu pre vcelku malý teritoriálny rozsah a nevyhranené vzájomné vzťahy nemožno striktné v danom mapovom obraze odlíšiť. Intenzita sivého sfarbenia metamorfítov závisí od pomerného zastúpenia biotitu a živcovo-kremitej hmoty (v lokálnych prípadoch aj od prítomnosti organickej substancie). Výskyty tmavých biotitických rúl zobraziteľné v mierke mapy nachádzame napr. v čerstvých výkopoch v oblasti Kaplnky sv. Jána Nepomuckého v južnej časti Svätého Jura (obr. 3.2a). Vysoko metamorfované „injekčné“ migmatitické ruly možno najlepšie vidieť v oblasti Svätého Jura (obr. 3.2b, c), ale v úlomkoch sporadicky aj na iných miestach (Bratislava-Rača, vo výkopoch nad železničným depom v Bratislave...).

Petrograficky majú horniny lepido-granoblastickú štruktúru, so zvyšovaním metamorfózy sa usmernený, ale rozptýlený biotit viac segreguje do spojitých foliačných plôch. V malom množstve býva prítomný drobný granát dosahujúci veľkosť zhruba do 1 mm. Stupeň metamorfózy úzko súvisí s injekčnými prejavmi variských granitov. Na kontakte s prúžkami prenikajúceho hrubozrnného granitického leukosómu to petrograficky dokumentuje blastéza rádovo väčších lupeňov biotitu oproti biotitu „základnej hmoty“. Periplutonický/prikontaktný účinok granitu vedie v primárnej štruktúre biotitickej ruly aj k vývoju priečných lupeňov muskovitu, v ktorom sa nezriedka tvorí fibrolitický sillimanit.



Obr. 3.2. Biotitické ruly: a) subvertikálne uložené biotitické ruly, lokálne injektované leukokratickým materiálom (výkop rodinného domu, jz. časť Svätého Jura); b) ukážka pygmatitických mezovrás v migmatitizovanej biotitickej rule (úlomok vo vinohrade medzi Pezinkom-Grinavou a Svätým Jurom); c) stromatitický migmatit s dvomi fázami leukokratického materiálu (lokálne sutina vo vinohrade jz. od centra Svätého Jura, t. č. vzorka vo vitríne na I. posch. ŠGÚDŠ).

75 amfibolické horniny (bázické tuffy, amfibolity, lokálne gabrodiority)

Horniny obsahujúce amfibol sa postupujúc zo severu začínajú objavovať od doliny Vajnorského potoka. Amfibolické horniny majú obvykle tmavozelenú až sivozelenú farbu a sú zväčša jemnozrnné. V drobných prirodzených výstupoch ich možno identifikovať v okolí mestskej časti Bratislava-Rača. Z priestorového, ale aj litologického hľadiska ide zrejme o horninový súbor tiahnuci sa z oblasti kót Veľká Baňa a Malá Baňa (severne od Rače za okrajom územia mapy). S úlomkami amfibolických hornín sa sporadicky stretávame aj na úpätiach svahov prináležiacich k mestskej časti Bratislava-Vinohrady. Niektoré úlomky pripomínajú gabrodioritické horniny nachádzajúce sa v širšej oblasti Horského parku. Amfibolické horniny majú obvykle tmavozelenú až sivozelenú farbu a sú zväčša jemnozrnné.

Prevažujúca páskovaná metamorfná stavba najskôr odráža jemnú lamináciu primárnej pyroklastickej horniny. V kontrastných amfibolických horninách dobre vidno, ako do nich prenikajú svetlé žily aplitov a pegmatitov (obr. 3.3a). Striedanie svetlozelených a tmavých pásiikov dokumentuje kompozičnú lamináciu bázického tufu-tufitu (obr. 3.3b). Petrograficky bola stanovená základná minerálna náplň – obvyčajný amfibol, aktinolit, plagioklas, epidot (klinozoisit), diopsid, prípadne titanit a ilmenit. Zloženie naznačuje, že primárnu kompozíciu budovala

aj karbonátová zložka, preto skúmané horniny možno geneticky prirovnávať k vápenato-silikátovým horninám opísaným z viacerých miest malokarpatského metamorfovaného kryštalinika (Koutek a Zoubek, 1936; Cambel et al., 1989). Dané horniny podliehajú intenzívnym premenám – plagioklas prakticky nahrádzajú tmavé ilové minerály, sericit a jemný klintozoisit, amfibol alebo klinopyroxén býva zatláčaný hlavne epidotom a chloritom.



Obr. 3.3. Amfibolické horniny: a) zmiešaná textúra zložená z porcií amfibolitu (tmavý) a vápenato-silikátovej horniny (svetlozelená), ktorá bola injektovaná aplitickou žilou v pokročilom hercýnskom deformačno-magmatickom procese (kameň z nespevneného múrika v Bratislave-Rači); b) v páskovanom bázickom metatufite (mikroskopická snímka pri rovnobežných a skrížených nikoloch, vz. 194b) možno rozlišovať rozličné prúžky: veľmi jemnozrnný epidot v tmavo zakalenej hmote, drobný epidot v asociácii s amfibolom, prúžok zložený z 1 – 2 mm olivovozeleného amfibolu a prúžok drobnozrnného amfibolu a zrníek kremeňa (lok. drobný odkryv na vyvýšenine asi 500 m sv. od konečnej stanice električiek v Bratislave-Rači).

Vrchné paleozoikum

74 granity – granodiority:

a) strednozrnné až hrubozrnné dvojsľudové granity, lokálne jemnozrnný biotitický granodiorit

V rámci granitických hornín zaujímajú dominujúce postavenie stredno- až hrubozrnné granity, zvyčajne dvojsľudové, niekedy aj biotitické typy. Stretávame sa s nimi prakticky v celom mapovanom pásme, aj keď v južnej polovici územia vy-

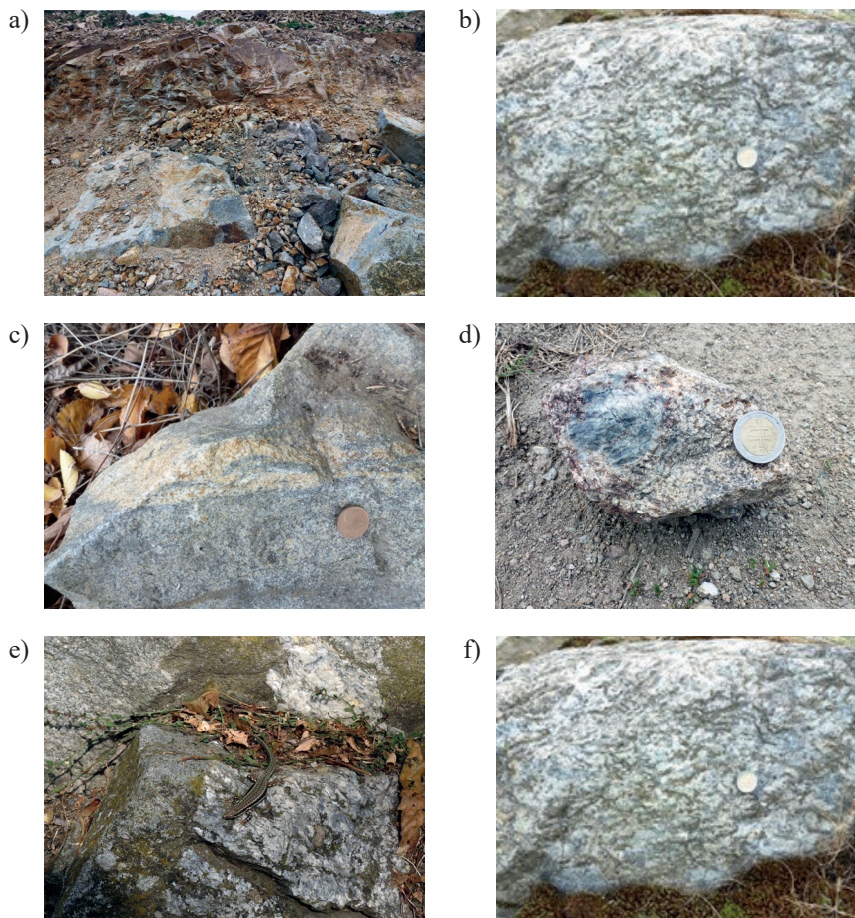
stupujú v hojnejšej miere leukokratné muskovitické typy (b). V areáli granitov sa sporadicky vyskytujú drobné zvyšky rúl, niekedy už len šlíry usmerneného biotitu v granitickej hmote. Základné *dvojsľudové granity* majú svetlosivé až biele odtiene, všesmernú textúru a bývajú rovnomerne posiate čiernym biotitom. Granity sú zvyčajne dvojsľudové, ale miestami obsahujú iba biotit (vzácné len muskovit). Vo východoch sú rozpukané zložitou sieťou krehkých puklín, nezriedka vystupujú v podobe nepravidelných, 0,5 – 1 m hrubých polôh oddelených plytko sa ukláňajúcou platňovou odlučnosťou (obr. 3.4a). Z prirodzených východov alebo bývalých lomov založených v bratislavských granitoch spomenieme napr. lokality na SV od Svätého Jura, severný okraj Rače či čiastočne Rösslerov lom.

V zložení týchto granitov prevažujú svetlé zložky – kremeň, kyslý plagioklas a K-živce. Priemerná veľkosť minerálnej náplne týchto granitov je zhruba 3 – 5 mm, pričom K-živce majú tendenciu k tvorbe poikilitických výrastlíc, miestami dosahujúcich veľkosť až 1 – 1,5 cm. Takto granit miestami nadobúda nevýrazne porfyrický charakter. Vo výrastliciach K-živca často pozorovať pertitizáciu, nezriedka aj domény s prechodom do triklinickej štruktúry v podobe mikroklinového mriežkovania. Uzavreniny v K-živci tvorí plagioklas a biotit, v menšej miere kremeň, muskovit a v prípade acidných členov badať aj zvyšky staršieho K-živca (K-ž I). Uzavretý plagioklas je zvyčajne lemovaný albitom, ktorý vzniká v záverečných štádiách magmatického vývoja horniny, podobne ako albitické zrná s myrmekitom.

Pomerne zriedkavý, priestorovo obmedzený, ale zároveň príznačný granitoidný člen predstavujú jemno- až strednozrnné *biotitické granodiority*, prípadne granity. Majú zvyčajne voľné magmatické kontakty s prevažujúcimi granitmi, od ktorých sa makroskopicky okrem zrnitosti líšia sýtejšími sivými odtieňmi a výraznejším obsahom biotitu a plagioklasu. V jemnozrnej, rovnomerne zrnitej textúre občas zaujme výrastlica biotitu, niekedy aj živca, veľká až do 1 cm (obr. 3.4b). Mikroskopická štruktúra týchto hornín je vyhranene hypidiomorfná („granitická“), ktorú dokumentujú pravidelne obmedzené kryštálové tvary plagioklasu. V minerálnom zložení so zrnitosťou okolo 1 mm prevažuje silno sericitizovaný plagioklas nad kmeňom. Horninu možno označovať aj ako mikrogranodiorit, miestami nevylučujeme primárne tonalitové zloženie. V niektorých prípadoch jemnozrnejšie variety s ojedinelými výrastlicami pripomínajú granodioritový porfýrit. Tmavo zakalené, priamo obmedzené agregáty jemnozrnného klinozoisitu, zvyčajne ohraničené čírym albitickým lemom, nasvedčujú tomu, že plagioklas má vyššiu bazicitu ako bežne rozšírené granity. Minerálne zloženie miestami obohacuje muskovit a/alebo výrastlica K-živca. Vtedy sa hornina približuje ku kompozícii „základného“ granitu.

Bratislavské granity nezriedka podľahli *druhotným látkovým aj deformačným premenám* rôznej intenzity. Sericitizácia plagioklasu a chloritizácia biotitu v bežných typoch granitov prepožičiava horninám zelené sfarbenie, aké je možné

pozorovať napríklad v úlomkoch sv. od svätôjurského prolúviálneho kužela. Viac saussuritizované bázickéjšie typy granitoidov alebo mylonitizácia menia farbu hornín do tmavosivých odtieňov. Kataklastická deformácia granitických hornín sa zvyčajne prejavuje vo forme tzv. kakiritizácie; lokálny nárast deformácie vedie



Obr. 3.4. a) Charakteristická rozpukanosť granitov bratislavského masívu (výkop na severnom okraji obce Svätý Jur); b) jemnozrnný biotitický granodiorit s výrastlicou biotitu (dtto); c) prenikanie leukokratnej taveniny do „základných“ granitov (Račí potok); d) akumulácia hrubozrnného K-živca v leukokratnom granite (úlomok pri kostole vo Svätom Jure-Neštichu); e) kontakt troch najrozšírenejších granitických hornín: leukokratný granit (ľavý horný roh), tmavší dvojsľudový granit (v strede) v priamom kontakte s pegmatitom (odvaly jv. od k. Vtáčnik, Bratislava-Vinohrady); f) diatexitit bohatý na pegmatitoidný leukosóm (bloky na hrebeni medzi Fanglovským potokom a Račím potokom).

k tvorbe mylonitov až kremenných blastomylonitov, keď sa už dá ťažko určiť pôvodný charakter horniny. Z minerálnych premien sa prejavuje tvorbou minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny (najmä na úkor biotitu a plagioklasu), albitizáciou, sericitizáciou až vývojom drobných muskovitových líšt (na úkor plagioklasu), baueritizáciou so súbežnou tvorbou oxidov Fe alebo chloritizáciou (premena biotitu) a všeobecne tvorbou ílových minerálov, ako aj druhotným prekremením.

b) leukokratné (pegmatitoidné) granity

Terénne aj petrografické pozorovania *leukokratných granitov* poukazujú na pozvoľný vývoj zo základných granitov bratislavského masívu (obr. 3.4c, e). Nezriedka prechádzajú do hrubozrnných pegmatitoidných hniezd. Všeobecne bývajú chudobnejšie na sľudy, v mnohých prípadoch však obsahujú nápadný muskovit, niekedy sa objavuje aj biotit. Porovnaním so svahovými úpäťami širšej oblasti Svätého Jura sa v hojnejšej miere začínajú vyskytovať od okolia Bratislavy-Rače smerom na juh. V juhovýchodnej časti územia pegmatitoidné horniny vyskytujúce sa spolu s leukokratnými granitmi naznačujú, že obe horniny spolu súvisia a reprezentujú záverečné etapy vývoja granitoidného plutónu. Na mnohých miestach aj leukokratné granity nesú zreteľné znaky dynamického magmatického toku (obr. 3.4c, f) alebo neskorohercýnskej semiduktilnej deformácie (obr. 3.5) predchádzajúcej najmladšiemu štádiu tvorby pegmatitov. V širšej oblasti Bratislavy, kde sú dané horniny viac rozšírené, je príznačný výskyt vejárovitých agregátov „kričkového“ muskovitu, ktorý sa v iných častiach západokarpatského granitového kryštalinika vyskytuje výnimočne.



Obr. 3.5. Leukokratný granit s predalpínskou s-c stavbou (východ naspodku vinohradníckej cesty jz. od Pezinka-Grinavy).

Svetlé hrubozrnné granitické deriváty prevažujú tak v povrchovej sutine, ako aj vo forme odolných prirodzených východov. Z materiálu výkopových prác v širšej oblasti Koliby v Bratislave, hradného vrchu alebo z ojedinelých prirodzených východov je však zrejmé, že sa tu tiež nachádzajú obvyklé typy granitov, nezriedka aj biotitické ruly, lokálne aj amfibolity. Predpokladáme, že k tomuto obrazu prispela aj neoidná alpinotypná deformácia, ktorá má na jv. cípe Malých Karpát markantnejšie prejavy. Deformácia skôr postihuje regionálne rozšírené granity-granodiority, ktoré sú potom náchylnejšie na zvetrávanie ako hrubozrnné kremité pegmatitoidy.

73 hrubozrnné muskovitické pegmatity a masívne aplity

Hrubozrnné svetlé pegmatity vystupujú vo forme žíl prenikajúcich pozdĺž krehkých porúch v apikálnych častiach bratislavského granitoidného masívu. Pegmatity najčastejšie dosahujú hrúbku v rozsahu niekoľko decimetrov až po prvé metre. Makroskopicky ich charakterizuje zvýšený podiel kremeňa, albitu, K-živca (až 6 – 8 cm) a nezriedka tabuľky muskovitu s veľkosťou 3 – 4 cm, ktorý miestami zastupuje aj biotit (obr. 3.6). Charakteristický je sivo sfarbený mikroklin, produkt primárnej kryštalizácie zvyškových granitických roztokov. Od spomínaných leukokratických („pegmatitoidných“) granitov ich oddeľujeme na základe priameho žilného priebehu, charakteristickej hrubozrnnnej, niekedy čiastočne grafitickej alebo zonálnej (zóna čírych kryštálov kremeňa koncentrovaných v strede žily...) pegmatitovej stavby. Vytvorili sa po stuhnutí základných granitov, aj keď pripúšťame, že v prípade slabšie vykryštalizovaného pegmatitu v porovnaní s leukokratickým granitom štruktúrny alebo mineralogický rozdiel nie je vždy vyhranený.



Obr. 3.6. a) Hrubozrnný muskovitický pegmatit na ostrom kontakte s granitom (výkop rodinného domu, Pekná cesta); b) živcová pegmatitová tavenina s výrastlicami biotitu uzatvárajúca vysokoteplotne prehnetené zvyšky sivého granitu (stavebné práce sv. od železničného depa v Bratislave).

Jemnozrné biele aplity s priemernou zrnitosťou zhruba 1 mm bývajú areálne rozšírené spoločne s pegmatitmi. V svetlej „cukrovitej“ homogénnej hmote aplítov, temer bez výskytu sľúd, sa niekedy objaví červenkastý granát, občas je možné pozorovať aj 2 – 3 mm výrastlicu K-živca.

3.3. Paleozoikum – mezozoikum

72 tatrikum vcelku: granitoidy, kryštálické bridlice (len v reze)

Horninové sekvencie tatrika sú zastúpené predovšetkým kryštalinickým fundamentom, ktorý reprezentujú prevažne granitoidné horniny. V západnej časti územia sa na stavbe podieľajú aj kryštálické bridlice (séria vrtoz Sered', Abrahám a Bernolákovo). Obalové mezozoikum tatrika bolo zastihnuté vrtní len mimo mapovaného územia, kde tvorí pokračovanie hrasti Tribeča pod sedimenty neogénu.

V geologickom reze 4 – 4' je kryštalinický fundament vonkajšej a vnútornej zóny tatrika Západných Karpát zobrazený vcelku.

71 veporikum vcelku: granitoidy, kryštálické bridlice (karbonatické horniny?) (len v reze)

Na základe vrtoz v oblasti Kolárova, ktorými boli zastihnuté granitoidné horniny a v ich podloží aj kryštálické bridlice – svory, ako aj v zmysle paleoalpínskeho tektonického obrazu kryštálické jednotky situované na S až SV od komárňanskej kryhy možno pričleniť k veporickým horninovým komplexom. Tie majú v hrubých tektonických črtách pásmové usporiadanie smeru SV – JZ.

Na S od hurbanovského zlomu sa nachádza kryštalinikum, zložené prevažne z metamorfovaných hornín. Môžeme ho považovať za juhoveporické kryštalinikum. Nedá sa vylúčiť, že toto kryštalinikum aj s prípadnými denudačnými rezíduami permského alebo mezozoického pokryvu tvorí tektonické podložie paleozoika južnejšie situovanej komárňanskej kryhy.

Na juhoveporickú jednotku v smere na SZ nadväzuje severoveporická jednotka (obr. 3.1) vyznačujúca sa mohutným rozšírením granitoidných hornín. Táto jednotka sa vyznačuje aj viac zachovanými mezozoickými sukcesiami. Na základe tektonickej situácie v severnej časti Tribeča, z vrtoz v oblasti Pozby, Podhájskej a Vrábľ, ako aj z mohutnej trosky hronického mezozoika v levicej oblasti (všetky mimo skúmaného územia) je možné považovať ich za obal severného veporika.

Za čertovicko-mojmírovskou líniou na severoveporické pásmo nadväzuje tatrické podložie. Severoveporické a tatrické kryštalinikum možno považovať za identické.

V geologickom reze 4 – 4' sú uvedené jednotky zobrazené vcelku.

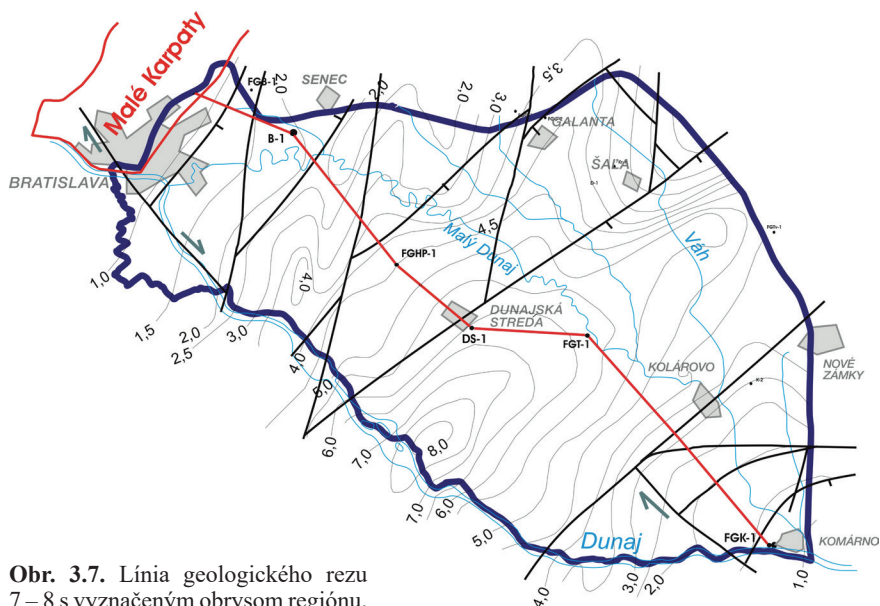
3.4. Mezozoikum

70 silicikum? (s. l.) – vrchného austroalpinika: karbonatické horniny (len v reze)

Strednotriasové karbonáty v okolí Komárna zachytené vrtmi tvoria súčasť denudovaného mezozoika v nadloží paleozoického komplexu, ktoré možno považovať za tektonickú jednotku silicika (s. l.). V danom pásme nemožno vylúčiť prípadné vystupovanie turnaika, meliatika a pod., teda „vrchnoaustroalpínskeho príkrovového systému“ (napr. Haas et al., 2010).

Zo starších výskumov je zrejmé, že v širšom úseku Komáromu sú z maďarskej strany nad paleozoickými horninami znázornené vrchnotriasové platformové karbonáty, pravdepodobne už prislúchajúce k Maďarskému stredohoriu, teda k tektonickej jednotke Pelsonia. O nich sa dá predpokladať, že prechádzajú aj za Dunaj a budujú tzv. komárnanskú kryhu (Haas et al., 2001). Tá je od jednotiek Vnútrotných Západných Karpát oddelená výraznou tektonickou líniou Rába – Hurbanovo – Diósjenő, označovanou ako hurbanovský zlom (obr. 3.1).

V geologickom reze 7 – 8 sú uvedené jednotky pre nedostatok relevantných dát a z technických dôvodov zobrazené vcelku.



Obr. 3.7. Línia geologického rezu 7 – 8 s vyznačeným obrysom regiónu.

3.5. Kenozoikum

3.5.1. *Paleogén – neogén*

69 paleogén – spodný miocén vcelku (len v reze)

Podľa údajov zo seizmických rezov (Hrušecký et al., 1993, 1996, 1998; Hrušecký, 1999) sedimentárne horniny v centrálnej *gabčíkovej priehlbine* dosahujú hrúbku okolo 8 000 až 9 000 m. Súčet hrúbok neogénnych sedimentov overených vrtmi a čiastočne aj seizmickými meraniami však dosahuje iba zhruba 6 000 m.

Keďže seizmický obraz poukazuje na prítomnosť sedimentárnych hornín v nadloží predterciérneho podložia, uvedení autori riešili spodnú časť výplne prítomnosťou sedimentov paleogénneho až spodnomiocénneho veku. Hoci údaje o ich existencii sú nesporné, priame dôkazy chýbajú, preto sa o ich bližšej charakteristike nezmieňujeme.

Pri zostavovaní geologického rezu sedimentárnej výplne (obr. 3. 7) sme vychádzali z prác Šefaru a Kováča (in Šujan et al., 1996) a Pereszlényiho et al. (in Tkáčová et al., 1996).

3.5.2. *Neogén*

Neogén vcelku

68 stratigraficky nečlenené sedimenty (len v reze)

Ide prevažne o sedimenty tvoriace bezprostredné podložie kvartérnej sedimentárnej výplne panvy, graficky účelovo zjednotené pre potreby zostavenia kvartérnych geologických rezov 1 – 1', 2 – 2' a 3 – 3'. Spravidla ide o vrchnomiocénne volkovské a kolárovske súvrstvie (č. 63) reprezentujúce finálne časti miocénnej sedimentácie v kontinentálnych podmienkach v riečnom a čiastočne jazernom prostredí. V okrajových častiach Dunajskej panvy sú tieto sedimenty tvorené štrkami a pieskami, v centrálnej časti panvy prevažne pestro sfarbenými ílmi, prachom a pieskami, v ktorých sa nachádzajú vrstvy drobnozrnných, ojedinele stredozrnných štrkov. Vrstvy ílov v súvrstviach podložia kvartéru dosahujú hrúbku 10 – 40 m.

Miocén

Stredný miocén

Sedimenty a vulkanické horniny strednomiocénneho veku nevystupujú na území študovaného regiónu na povrch. Sú zakryté hrubými fluvialnými usadeninami kvartérneho veku. Na povrch vystupujú v izolovaných výskytoch iba usadeniny vrchnomiocénneho až pliocénneho veku, hlavne v sv. časti zmapovaného územia.

Najstaršie neogénne horniny (obr. 3.8) sú vo výplni slovenskej časti Dunajskej panvy. Reprezentujú ich šurianske vulkanity zastihnuté vrtmi. Na základe

rádiometrického datovania boli zaradené do spodného bádenu. Najstaršie neogénne sedimenty sú spodnobádenského veku (Kováč et al., 2007; Rybár et al., 2015) a patria do špačinského súvrstvia. V ich nadloží sa nachádzajú usadeniny vrchnobádenského (báhonské súvrstvie), sarmatského (vrábeľské súvrstvie), vrchnomiocénneho (panón; ivanské, beladické a volkovské súvrstvie) a pliocénneho veku (kolárovske súvrstvie).

Báden

Chronostratigrafický regionálny stupeň centrálnej Paratetýdy – báden, schválený na 1. sympóziu subkomitétu pre Paratetýdu v roku 1968 v Bratislave, bol rozčlenený na tri podstupne – spodný (morav), stredný (vielič) a vrchný (kosov). Odvtedy bolo jeho časové trvanie aj rozčlenenie viackrát spresnené (Kováč et al., 2007; Hohenegger et al., 2014; Rybár et al., 2015). V tejto práci používame dvojdielne členenie bádenu (obr. 3.8) v zmysle Kováča et al. (l. c.) a Rybára et al. (l. c.) a litostratigrafické členenie neogénnych sedimentov Dunajskej panvy v zmysle Vassa (2002).

Spodný báden

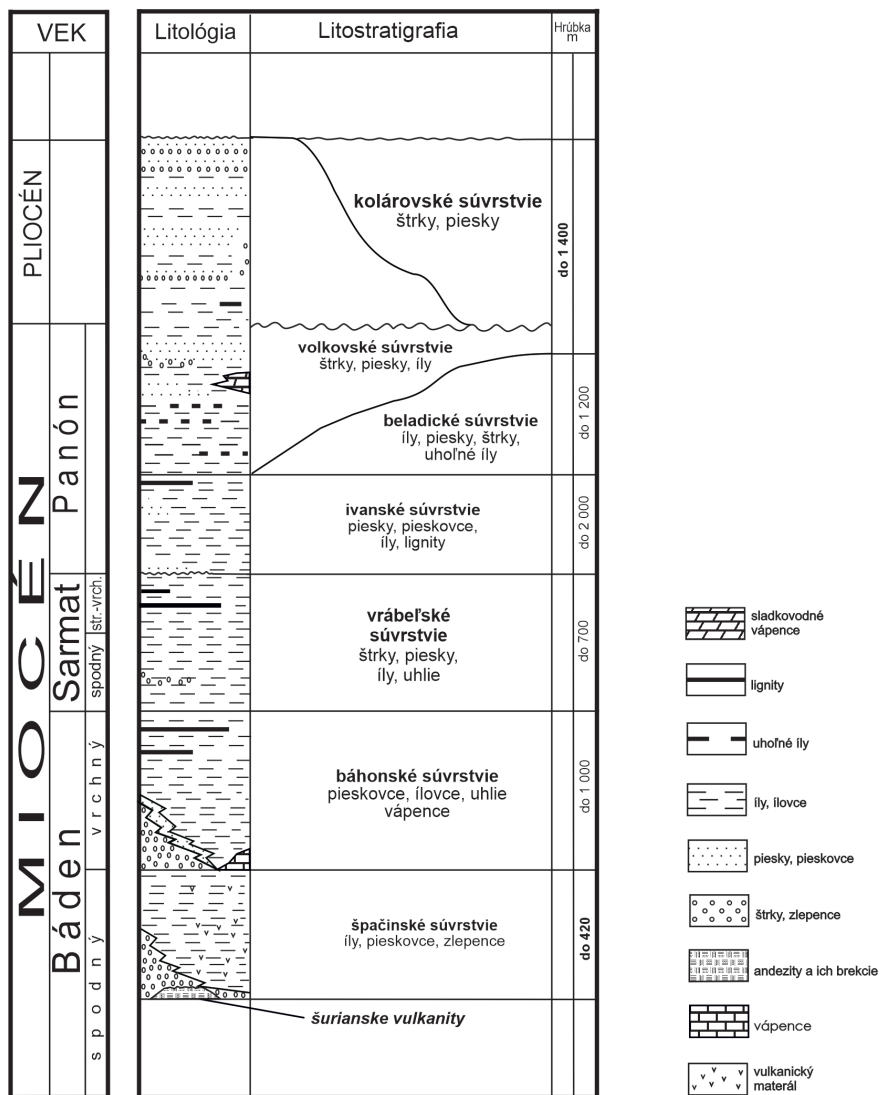
Šurianske vulkanity: amfibolické a amfibolicko-pyroxénické andezity, vulkanické brekcie

V slovenskej časti Dunajskej panvy sa pod sedimentmi vrchnobádenského veku nachádzajú pochované andezitové vulkanity, ktoré majú zväčša stratovulkanickú stavbu. Striedajú sa andezitové lávové prúdy a andezitové vulkanoklastiká. Sú rozšírené v strednej časti panvy (napr. Pereszlényi et al., 2011) aj pri jej z. okraji. Označujú sa ako šurianske vulkanity (Vass, 2002). V podloží mladších neogénnych sedimentov Dunajskej panvy budujú pochovaný chrbát v priestore medzi Šuranmi a Šaľou. Poukazujú na to výsledky magnetických meraní (Filo in Šefara et al., 1987; Gnojek a Kubeš, 1988; Šutora et al., 1988). Sú rozšírené v strednej časti Podunajskej panvy a pri Rusovciach pri jej z. okraji. Vulkanity boli prevrtané vrtom Šurany-1 pri meste Šurany severne od Nových Zámkov v hĺbke zhruba 1 820 – 2 700 m. Vnikol do nich aj vrt Kráľová-1 pri obci Kráľová nad Váhom sz. od Šale, ale vulkanity neprevrtal (Šarinová et al., 2024). Cez podobné horniny prenikol aj vrt (HGB-1) vyhlbený pri Rusovciach na J od Bratislavy.

Stratotypovým profilom je nesúvisle jadrovaný vrt Šurany-1. Ako ukázal tento vrt, vulkanity ležia na predneogénnom podloží a sú zakryté špačinským súvrstvom. Vo vrte Kráľová-1 sú vulkanity zakryté báhonským súvrstvom. Prevrtaná hrúbka vulkanitov vo vrte Šurany-1 je okolo 890 m (1 810 – 2 700 m).

Šurianske vulkanity sú reprezentované čiernymi zelenkavými amfibolickými andezitmi, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do amfibolicko-pyroxénických

Západná časť Podunajskej panvy



Obr. 3.8. Litostratigrafická tabuľka neogénnej sedimentárnej výplne západnej časti Podunajskej panvy (Nagy a Fordinál, 2017).

andezitov popretkávaných kalcitovými žilkami. Uvedené andezity boli navŕtané vrtom HGB-1 (1 027,0 – 1 124,0 m) v Rusovciach. V ich podloží sa v hĺbkovom intervale 1 124,0 – 1 259,0 m nachádzali vulkanické brekcie tvorené ostrohrannými úlomkami bielosivých a zelenkastočiernych andezitov stmelených sivou pevnou hmotou (Pálfalvi, 1975). Na základe rádiometrického datovania argónovo-argónovou metódou bol vek andezitu z vrtu HGB-1 určený na $16,2 \pm 0,5$ mil. rokov, čo zodpovedá spodnému bádenu (Kantor et al., 1984, 1987).

Šurianske vulkanity sú súčasťou bádenského vulkanického oblúka, ktorý smerom na V pokračuje cez Burdu, Börzsöny, Dunazug, Krupinskú planinu, Cserhát a Mátru do sv. Maďarska, kde je oblúk pochovaný, podobne ako v slovenskej časti Dunajskej panvy (Vass, 2002).

Charakteristika neogénnych vulkanitov v Podunajskej panve

V rámci projektu *Geologická mapa regiónu Podunajská nížina-Podunajská rovina* v mierke 1 : 50 000 sa študovali pochované produkty kenozoického vulkanizmu v oblasti štruktúry Dunajskej panvy. Študovaný región Podunajskej roviny je súčasťou Podunajskej panvy na území Slovenskej republiky (obr. 3.9).

Slovenská časť Dunajskej panvy s Malou dunajskou kotlinou (nizinou) vytvára jeden celok nazývaný Dunajská panva. Má zložitú komplexnú geologickú stavbu s vývojom miocénno-pliocénnych sedimentov veku egenburg až ruman (Vass, 2002).

Súčasťou Dunajskej panvy sú pochované vulkanity v zmysle Slávika (1974). Na základe toho Vass a Pereszlényi (1998) spájajú študované územie s rozťahovaním zemskej litosféry. Kumulatívna hrúbka sedimentárnej výplne Dunajskej panvy v jej centrálnej časti dosahuje až 8 500 m (Kilényi a Šefara, 1989). Dunajská panva má charakter zaoblúkovej panvy, pričom počas bádenu panva zasahovala do rodiaceho sa vulkanického oblúka. Vulkanická činnosť v spodnom bádene zásadne formovala priestor Dunajskej panvy a vytvorila v priestore významný horizont kenozoických dunajských vulkanitov.

V panve sú pochované vulkanity neogénu, na ktoré na základe geofyzikálnych údajov a vrtného prieskumu poukázal Slávik (1974; podľa Vassa, 2002). (Schéma dunajskej vulkanickej zóny v archíve ŠGÚDŠ nie je k dispozícii.) Vass a Pereszlényi (1978) tieto pochované vulkanity spájajú s rozťahovaním litosféry. Slávik (1974) vulkanity v Dunajskej panve označil ako „dunajskú vulkanickú zónu“ a zaradil ich do neogénneho veku.

Dunajskú vulkanickú zónu v zmysle Slávika (l. c.) tvoria hlavne andezitové vulkanity. Súčasťou tejto dunajskej vulkanickej zóny sú vulkanity v oblastiach Gabčíkovo, Tešedíkovo, Palárikovo, Šurany, Bešeňov, Dubník, Kolárovo, Bíňa a Rusovce. V zmysle Vassa (2002) používame termín šurianske vulkanity.

Neogénne vulkanity v oblasti Dunajskej panvy sú súčasťou rozsiahleho karpatského horstva a panónskeho bazénu. Vznik vulkanickej činnosti v Podunajskej

panve je spojený s procesom ponárania a zaoblúkového rozťahovania zemskej kôry, v dôsledku čoho sa v miocéne vyvinul karpatský oblúk. Podľa Csontos et al. (1992) ústup karpatského oblúka do priestoru flyšových bazénov bol kompenzovaný vznikom vnútrooblúkových a zaoblúkových bazénov spojeným s únikom litosféry z kolízie Álp do priestoru zaoblúkového rozťahovania litosféry. Ponáranie s rozťahovaním zemskej kôry v zaoblúkovom pásme bolo sprevádzané výstupom astenosféry do plytších úrovní. Dôsledkom toho bol vznik magiem a tvorba vulkanických komplexov na vnútornej strane karpatského oblúka. Tieto dynamicke geologické procesy segmentovali študované územie na tektonické bloky ohraňované tektonickými zlomami. V dôsledku toho sa tvorili v priestore prepادلiny a hrasti. Prepادلiny reprezentovali klesajúce tektonické bloky a hrasti zas vystupujúce tektonické bloky. Tektonické zlomy siahali do veľkej hĺbky v zemskej kôre a mnohokrát dosiahli až úroveň magmatických krbov v hĺbke 10 až 15 km. Tam sa utvárali intermediárne andezitové magmy a z hĺbky 8 km sa generovali kyslé ryolitové magmy. Pôsobením tlaku a plynov sa magma po tektonických zlomoch predierala cez zemskú kôru k povrchu. Pri dosiahnutí zemského povrchu vznikala dynamická vulkanická činnosť formujúca územie.

Neovulkanity v študovanej oblasti Lexa et al. (1993) rozčlenili na štyri hlavné skupiny: 1. dacitový až ryolitový vulkanizmus areálneho typu, 2. andezitový vulkanizmus areálneho typu, 3. bazaltovo-andezitový vulkanizmus typu ostrovného oblúka, 4. alkalický bazaltový a bazanitový vulkanizmus.

Z hľadiska časového vývoja vulkanizmu, petrografického a geochemického zloženia, priestorového rozloženia a vzťahu k subdukčnej zóne študované dunajské vulkanity v zmysle Lexu et al. (l. c.) zaraďujeme do andezitového vulkanizmu areálneho typu, respektíve k diapirizmu v zaoblúkovom priestore.

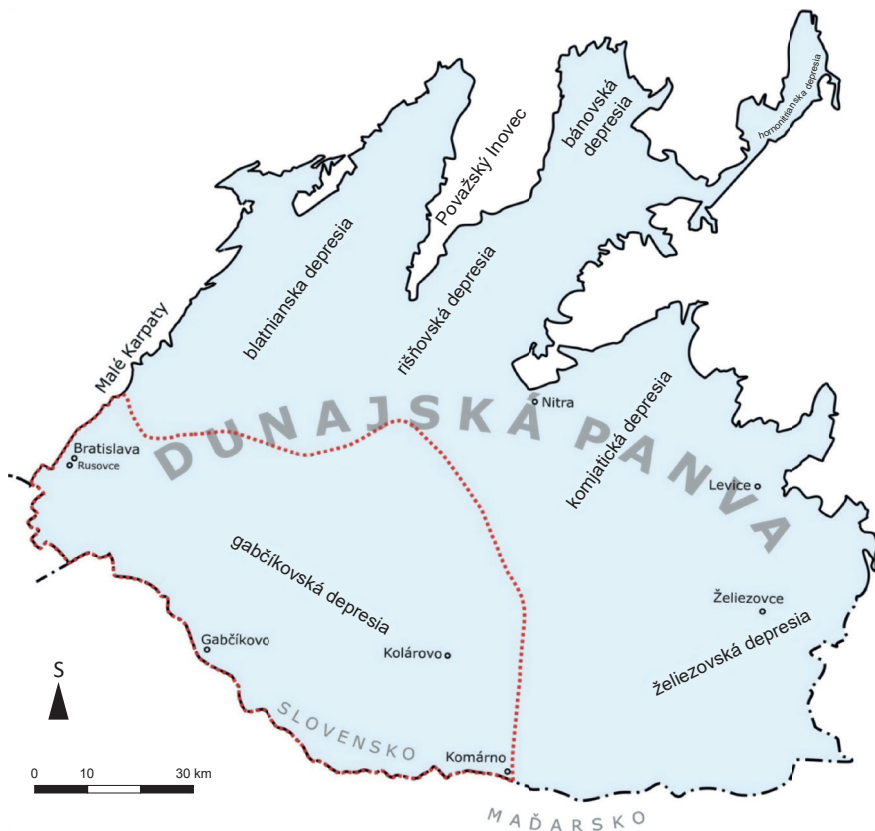
Pre vývoj vulkanizmu podľa Lexu et al. (1993) je charakteristická úzka časová a priestorová spätosť s extenznou tektonikou, ktorá podmienila vznik hrastovo-prepadlinovej štruktúry, podmienený pravdepodobne diapirickým výstupom astenosféry.

Vulkanická aktivita andezitového vulkanizmu areálneho typu sa začala v spodnom bádene v západnej a severozápadnej časti panónskeho bazénu. Z hľadiska geografickej pozície ide o územie Burgenlandu v Rakúsku, Podunajskej panvy, severného Maďarska a juhu stredného Slovenska.

Z geotektonického hľadiska je andezitový vulkanizmus areálneho typu nepriamo spätý so subdukciou oceánskeho podložia pieninsko-magurskej a transylvánskej zóny v zmysle Sandulescu (1988). Jeho aktivácia a priestorovo-časová distribúcia je kontrolovaná následnými procesmi diapirického výstupu plášťových hmôt v extenznom režime zaoblúkového priestoru v zmysle Lexu et al. (1979). Geochemické charakteristiky hornín poukazujú na plášťové magmy ovplyvnené predchádzajúcou subdukciou a v rôznej miere kontamináciou kôrovým materiálom. Vulkanizmus sa vyvíjal v prostredí alpínsky postihnutej kôry a jeho geo-

chemické charakteristiky sú blízke vulkanitom kontinentálnych okrajov andského typu v zmysle Lexu et al. (1993).

Prítomnosť vulkanitov na území Podunajskej panvy sa predpokladá na základe výsledkov geofyzikálneho výskumu a boli overené realizovanými geologickými vrtmi. Vulkanické štruktúry sú pochované pod mladšími sedimentmi v pásme Gabčíkovo, Tešedíkovo (Kráľová), Palárikovo, Šurany, Bešeňov, Dubník, Kolárovo, Bíňa a Rusovce. Ich pravdepodobný vek je spodný bádén.



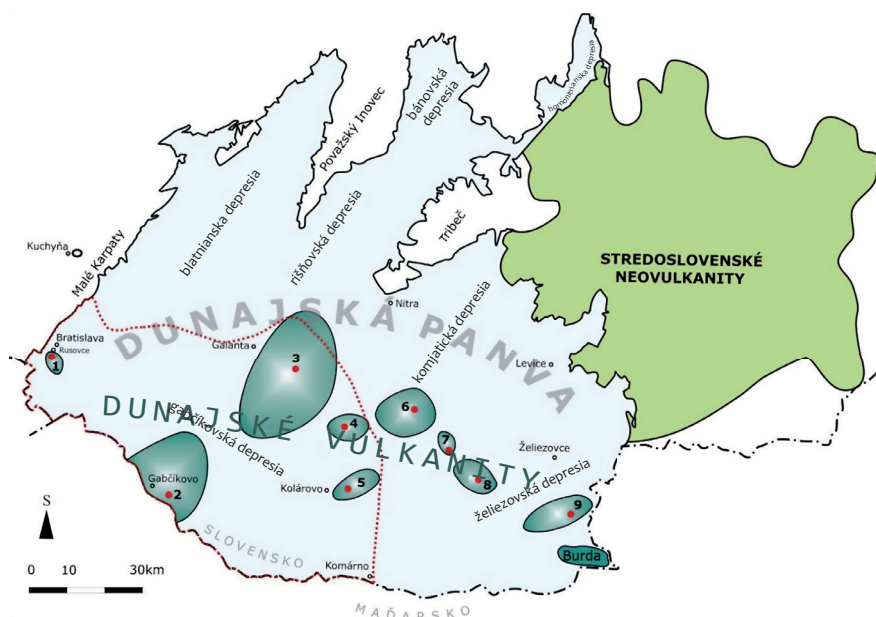
Obr. 3.9. Lokalizácia Dunajskej panvy v zmysle Vassa (2002). Červená bodkovaná kontúra ohraničuje študovaný región Podunajskej roviny v mierke 1 : 50 000.

Podľa Mišíka et al. (1985) sa Dunajská panva individualizovala v spodnom bádene, pričom bázu neogénu formoval vulkanizmus. Šutora (1988) na základe magnetických anomálií znázornil rozsah neovulkanitov v Dunajskej panve a Hrušecký (1997, 1999) na základe geofyzikálnych údajov v študovanej oblasti Dunajskej panvy interpretoval niekoľko vulkanických štruktúr s charakterom vývoja

stratovulkanickej stavby. Ako príklad uvádza sopečné štruktúry vulkánu Kráľová pri Tešedíkove a vulkánu Šurany pri Šuranoch.

Černák et al. (2013) sa vo svojej práci so zameraním na problematiku geotermálnej energie Podunajskej panvy okrajovo venujú aj vulkanitom panvy (<http://transenergy-eu.geologie.ac.at/>) pri rešeršnom spracovaní z hľadiska využitia geotermálnej energie. V rámci tejto práce Kronome et al. (2014) zostavili geologický model Dunajskej panvy, pričom riešili aj charakter vulkanických telies v oblasti v neogéne.

Na obrázku 3.10 sú reliktu vulkanitov spracované podľa dostupných archívnych materiálov z archívu ŠGÚDŠ. Ide o lokality Rusovce (vrt HGB-1), Šurany (vrt Šur-1), Tešedíkovo (Kráľová) (vrt Kr-1), Dubník (vrt Dk-1) a Biňa (vrty K-5 a Nv-1).



Obr. 3.10. Paleogeografia neogénnych vulkanitov (maximálny rozsah vulkanitov): 1 – Rusovce, 2 – Gabčíkovo, 3 – Tešedíkovo (Kráľová), 4 – Palárikovo, 5 – Kolárovo, 6 – Šurany, 7 – Bešeňov, 8 – Dubník, 9 – Biňa; označenie Burda je ohraničenie Kováčovských kopcov (zostavil Šimon, 2016).

Charakteristika lokalít:

1. Na lokalite Rusovce vo vrte HGB-1 sú prítomné vulkanity v hĺbke 1 027 – 1 259 m. Sú to andezity sivozelenkavej až tmavozelenkavej farby s jemne zrnitou základnou hmotou, ktorá je postihnutá chloritizáciou. Andezit má drobné výrastlice plagioklasov a pyroxénov s veľkosťou do 1 mm (L. Šimon, vlastné pozorovania na

- rozloženom vrte in situ na lokalite). Ide pravdepodobne o reliktý lávových prúdov pyroxénických andezitov spodnobádenského veku.
2. Na lokalite Šurany vo vrte Šur-1 sú prítomné vulkanity v hĺbke 1 800 – 2 700 m. Sú to vulkanoklastiká striedajúce sa s lávovými prúdmi s andezitovým zložením spodnobádenského až vrchnobádenského veku.
 3. Na lokalite Tešedíkovo vo vrte Kr-1 sú prítomné vulkanity v hĺbke 2 430 – 2 974 m. Sú to vulkanoklastiká (prevažne s tufovým andezitovým zložením) striedajúce sa s lávovými prúdmi s andezitovým zložením spodno- až strednobádenského veku.
 4. Na lokalite Dubník vo vrte Dk-1 sú prítomné vulkanity v hĺbke 1 800 – 2 607 m. Sú to vulkanoklastiká striedajúce sa s lávovými prúdmi s andezitovým zložením spodnobádenského až strednobádenského veku.
 5. Na lokalitách Salka a Nová Vieska sú vulkanity prítomné vo vrtoch K-5 a Nv-1. Vo vrte K-5 sú vulkanity v hĺbke 425 – 780 m. Sú to andezitové vulkanoklastiká spodnobádenského veku. Vo vrte Nv-1 sú vulkanity v štyroch polohách v hĺbke od 530 do 2 200 m. Polohy reprezentujú andezitové vulkanoklastiká (prevažne s tufovým andezitovým zložením) bádensko-sarmatského veku.

Miocén – vrchný pliocén

67 špačinské súvrstvie: vápnité íly, prachovce, pieskovce, zlepenec, ílovec (len v reze)

Sedimenty špačinského súvrstvia sú v okrajovej časti panvy zložené z pieskovcov, ktoré smerom do panvy prechádzajú do ílov až ílovcov.

V blatnianskej priehlbine, ktorá zasahuje do regiónu zo severu, sedimenty tvoria pieskovec a zlepenec, zriedka organogénny piesčitý vápenec (Jiríček in Papp et al., 1978; Vass, 1989; Vass in Keith et al., 1989).

Panvový vývoj reprezentuje sivý vápnitý íl s bridličnatým rozpadom (tégel), prachovec a ílovec. Súvrstvie na tomto území dosahuje hrúbku okolo 600 m. Vek súvrstvia je doložený foraminiferovými spoločenstvami zo zóny Spiroplectamina carinata (v zmysle Grilla, 1941).

Pre sedimenty stredného bádenu bolo prostredie depozície morské, s postupným trendom znižovania salinity a hĺbky sedimentačného prostredia ku koncu tohto obdobia.

Vrchný bádén

66 báhonské súvrstvie: vápnité prachovce, ílovec, pieskovce/piesky, uhoľné íly, uhlie, brekcie, pieskovce, vápenec, íly (len v reze)

Sedimenty vrchnobádenského veku reprezentované báhonským súvrstvím sú zachované takmer v celej Podunajskej panve. Na báze súvrstvia sa v okrajovej časti panvy nachádzajú svetlosivé a zelenkastosivé brekcie tvorené ostrohrannými úlomkami granitoidov a štrky s hojnými preplástkami sivých vápnitých ílov. V ich nadloží sa vyskytujú svetlosivé drobno- až hrubozrnné pieskovce, ktoré smerom

do nadložia prechádzajú do sivohnedých bridličnatých ílov. V uvedených íloch (FGB-1, Chorvátsky Grob) sa zistili spoločenstvá foraminifer bulimínovo-bolivínovej zóny vrchného bádenu. Boli identifikované druhy *Bulimina elongata* (ORB.), *Bolivina dilatata* REUSS, *Ammonia beccarii* (L.) a iné. Okrem foraminifer sa v nich zistili mäkkýše *Nucula nucleus* L., *Turritella spirata* (BR.) a *Megaxinus incrassatus* (DUB.) (Franko et al., 1976).

Do báhonského súvrstvia patria pravdepodobne biele a sivobiele piesčité vápence zistené vrtom HGB-1 pri Rusovciach. V bazálnej časti vápencov sa vyskytujú drobné andezitové úlomky. Vo vápencoch sa zistili bryozoá a úlomky makro- i mikrofauny (Pálfalvi, 1975).

Sedimenty báhonského súvrstvia na zobrazenom území sa zistili vo vrtoch FGB-1 (Chorvátsky Grob) v hĺbkovom intervale 734,5 – 1 197,5 m (Franko et al., l. c.), G-1 (Grob) v hĺbkovom intervale 708,0 – 1 283,0 m (Gaža, 1970), HGB-1 (Rusovce) v hĺbkovom intervale 1 027,0 – 1 011,0 m (Pálfalvi, 1975; Brestenská in Vaškovský et al., 1982) a pravdepodobne aj vo vrte vyhlbenom v Pezinku (Svoboda in Dlugi a Svoboda, 1958).

Sarmat

65 vrábeľské súvrstvie: štrky, piesky/pieskovce, íly/ílovce (len v reze)

Zo začiatku sarmatu je v celej oblasti alpsko-karpatského styku doložený pokles morskej hladiny (Grill, 1941) spojený s eróziou bádenských marginálnych sedimentov (Hudáčková a Kováč, 1993; Baráth, 1993).

Sedimenty sarmatského veku v slovenskej časti Dunajskej panvy reprezentuje vrábeľské súvrstvie (Priečhodská a Harčár, 1988; Vass, 1989; Vass in Keith et al., 1989). Na jeho báze v okrajovej časti panvy (oblasť Bratislavy) sa nachádzajú hrubozrnné kremenné piesky a pieskovce, v ktorých sa miestami vyskytujú vrstvy štrkov s obliakmi tvorenými granitoidmi a kryštalickými bridlicami. Bazálne sedimenty dosahujú hrúbku okolo 5 m. Uvedené usadeniny ležia priamo na kryštalickej podloží (Cílek, 1960; Toula, 1915). Smerom do nadložia bazálne sedimenty vrábeľského súvrstvia prechádzajú do sivých ílov s ojedinelými vrstvičkami pieskovcov a do zelenkavosivých, ojedinele svetlozelenosivých piesčitých ílov, ktoré sú v spodnej časti silno škvrnité. Uvedená skutočnosť viedla k vyčleneniu tzv. pestrého a sivého vývoja sarmatských sedimentov. Pestro sfarbené sedimenty a spodná časť sivých sedimentov zo stratigrafického hľadiska patria do spodného sarmatu (Cílek, 1960).

V okrajových spodnosarmatských sedimentoch sa našla bohatá fauna rozličných fosilných skupín organizmov. Zistili sa foraminifery *Elphidium crispum* (L.), *E. reginum* (ORB.), *E. aculeatum* (ORB.), *Quinqueloculina karreri* (REUSS) a iné, ostrakódy *Cytheridea mülleri* (MÜNST.), *Cyamocytheridea leptostigma* (REUSS), *Loxococoncha* sp. a *Leptocythere* sp., gastropódy *Mohrensternia pseudoangulata*

(HLB.), *M. inflata* (ANDRZ.) a *Rissoa inflata inflata* (ANDRZ.) a bivalvie *Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH) a *Musculus sarmaticus* (GAT.) (Cílek, 1960; Pokorný, 1946). V strednosarmatských sedimentoch – zóne *Elphidium hauerinum* – sa našli foraminifery *Elphidium hauerinum* (ORB.), *E. cf. josephinum* (ORB.), *E. cf. aculeatum* (ORB.) a *Nonion granosum* (ORB.) a vo vrchnosarmatských usadeninách sa zistili foraminifery *Nonion granosum* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.) a *Triloculina* sp. a gastropódy *Acteocina lajonkaireana* (BAST.) a *Hydrobia* sp. (Cílek, 1960).

V panvovej časti Dunajskej panvy sú terminálne sedimenty vrábeľského súvrstvia zložené z vápnitých pieskocov striedajúcich sa s vápnitými ílovcami. Vrstvy pieskocov dosahujú hrúbku od 3 do 13 m a vrstvy ílovcov od 11 do 20 m. Celkove prevažujú vápnité ílovce. Obsah CaCO_3 v uvedených sedimentoch kolísal od hodnoty 18,8 do 39 % (Priehodská in Franko et al., 1985). Z mikrofauny sa v sarmatských usadeninách zistili foraminifery, a to hlavne taxóny *Protelphidium* ex gr. *granosum* a *Elphidium* ex gr. *macellum* (Brestenská in Franko et al., 1985). V týchto sedimentoch bol z ťažkých minerálov v najväčšom množstve zastúpený granát (19,31 %), turmalín, staurolit, apatit, biotit, chlorit, ilmenit a magnetit sa vyskytovali v množstve od 1 do 5 %. Menej ako 1 % zastúpenie mali minerály ako hypersten, epidot, zoisit, zirkón, rutil a leukoxén (Franko et al., 1985). Na základe uvedených minerálov vyskytujúcich sa v usadeninách vrábeľského súvrstvia možno usudzovať, že klastický materiál pochádza prevažne z metamorfovaných a sedimentárnych hornín.

Sedimenty vrábeľského súvrstvia na študovanom území sa zistili vo vrtoch HGB-1 (902, 0 – 1 027, 0 m) v Rusovciach (Pálfalvi, 1975), FGG-2 (2 032 – 2 101,0 m) v Galante (Franko et al., 1985) a FGČ-1 (2 300 – 2 500 m) v Čilistove (Franko et al., 1981).

Vrchný miocén

Sedimenty vrchnomiocénneho až pliocénneho veku Dunajskej panvy boli v minulosti začlenené do viacerých litostratigrafických jednotiek. Spodno- a strednopanónske usadeniny boli začlenené do ivanského súvrstvia, vrchnopanónske sedimenty do beladického a volkovského súvrstvia a sedimenty pliocénneho veku do kolárovskeho súvrstvia (Kováč et al., 2011; Priehodská in Harčár et al., 1988; Vass, 2002).

Nové výskumy (datovanie $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$) poukázali na heterochrónny vek uvedených litostratigrafických jednotiek. Sedimenty ivanského súvrstvia sa usadzovali v časovom intervale 11,6 – 9,0 mil. r., usadeniny beladického súvrstvia v intervale 11,0 – 8,7 mil. r. a sedimenty volkovského súvrstvia v intervale 10,5 – 5,0 mil. r. (Šujan et al., 2016).

Panón

64 panón (len v reze)

ivanské súvrstvie: vápnité íly, prachy, piesky, lignity piesky, íly, lignity

Koncom sarmatu a začiatkom panónu došlo k výzdvihu Karpát, ktorý zapríčinil odčlenenie panónskej oblasti od Paratetýdy. Vytvorilo sa Panónske jazero, ktoré sa následkom prítoku sladkej vody postupne osladzovalo (Kázmér, 1990). Sedimenty panónskeho veku reprezentované ivanským súvrstvom sa usadili v jazere kaspibrakického charakteru, ktoré sa zaplňalo usadeninami transportovanými riekami z vyzdvihujúceho sa alpsko-karpatského orogénu (Priehodská a Harčár, 1988; Vass, 1989; Vass in Keith et al., 1989). V rámci ivanského súvrstvia je možné vyčleniť plytkovodné a hlbokovodné jazerné sedimenty, usadeniny šelfového svahu a turbidity (Šujan et al., 2016).

V severnej časti gabčíkovskej priehlbiny ivanské súvrstvie reprezentujú vrstvy pieskov striedajúce sa s vápnitými ílmi a prachmi [Pagáč et al., 1991; Hrušecký et al., 1996; Nagy et al., 1998, in Császár (ed.) et al., 2001]. V terminálnej časti uvedeného súvrstvia sa ojedinele nachádzajú uhoľné íly a sloje lignitu (Vass a Gašparik et al., 1978). Hrúbka súvrstvia je až 2 500 m.

Okrajové sedimenty ivanského súvrstvia (územie Bratislavy) pozostávajú z pieskov rôznej farby (žlté, sivé, hnedé) a pieskovcov s úlomkami granitoidov, ktoré sa striedajú s veľkými blokmi a úlomkami granitoidov a pegmatitov (Koutek a Zoubek, 1936). V tejto oblasti boli v sedimentoch ivanského súvrstvia identifikované biozóny C a D panónu s bohatou faunou mäkkýšov, ostrakódov, rýb a vápnitého nanoplanktónu.

Sedimenty biozóny C panónu, tvorené prevažne pieskami, sa nachádzajú priamo na granitoidnom podloží (Nagy et al., 1995). Obsahujú bohaté spoločenstvá mäkkýšov (gastropódov, bivalvií), zriedkavejšie otolity rýb a vápnitý nanoplanktón. Z biostratigraficky významných druhov bivalvií sa zistili taxóny *Congeria martonfii pseudoauricularis* (LÖRENTHEY), *Parvidacna tinnyana* (LÖRENTHEY) a *Lymnocardium spinosum* (LÖRENTHEY) (Fordinál, 1995; Fordinál in Nagy et al., 1995). Z rýb sa našli otolity druhu „*Raniceps*“ *pannonicus* PANA (Brzobohatý in Nagy et al., 1995). Vápnitý nanoplanktón reprezentovali druhy *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIĆ a *N. jerkovici* BÓNA et GÁL (Raková in Nagy et al., 1995).

Sedimenty biozóny D tvorené pieskami s tenkými vrstvami ílov a prachov obsahovali podobne ako usadeniny zóny C bohaté spoločenstvá mäkkýšov (gastropódov, bivalvií), v menšej miere sa vyskytovali otolity rýb a vápnitý nanoplanktón. Z gastropódov boli identifikované druhy *Melanopsis varicosa nodifera* HANDMANN, *M. pumila* BRUSINA, *M. lebedai* LUEGER a *M. austriaca* HANDMANN a z bivalvií *Lymnocardium conjungens* (HOERNES), *Caladacna ornata bisepta* (PAPP) a *Parvidacna loerenthey* (PAVLOVIĆ) (Fordinál, 1993a, b, 1995; Fordinál in Nagy et al., 1995). Z rýb sa našli otolity druhu „*Raniceps*“ *pannonicus* PANA,

Atherina sp., „genus aff. *Umbrina*“ *kokeni* (SCHUBERT), *Scianidae* indet., *Perciformes* indet. a gombíkovité zuby rýb pravdepodobne čelade *Sparidae* (Brzobohatý in Nagy et al., 1995). V spoločenstve vápnitého nanoplanktónu sa vyskytovali druhy *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Thoracosphaera deflandrei* KAMPTNER, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER), *Noelaerhabdus bozovicæ* JERKOVIĆ a *N. jerkovici* BÓNA et GÁL (Raková in Nagy et al., 1995).

V sedimentoch oboch biozón sa zistili ťažké minerály pochádzajúce zo stredne až vysoko metamorfovaných hornín pararulového a svorového charakteru. Boli identifikované granát, staurolit, muskovit chlorit a biotit (Uher in Nagy et al., 1995).

Sedimenty biozóny E panónu okrajovej časti Dunajskej panvy sú v prevažnej miere zložené zo zelenosivých vápnitých ílov s medzivrstvami pieskov, lignitov a ojedinele aj štrkov.

V panvovej časti boli bazálne sedimenty ivanského súvrstvia (biozóna A) tvorené jemozrnnými vápnitými pieskovecami a sivými a hnedosivými ílmi/ílovcami. Uvedené litologické typy sa nepravidelne striedajú, pričom íly mierne prevládajú nad pieskovecami. Ílové vrstvy dosahujú hrúbku 2 – 68 m, hrúbka pieskovcov sa pohybuje v rozmedzí 3 – 23 m. Obsah CaCO_3 sa pohyboval v intervale 13,7 – 15,5 %. V týchto sedimentoch sa našli spoločenstvá ostrakódov reprezentované druhmi *Amplocypris* cf. *abscissa* (REUSS), *Cyprideis tuberculata* (MÉHES), *Candona reticulata* (MÉHES), *Hemicytheria hungarica* (MÉHES) a *Hungarocypris* sp. (Franko et al., 1985; Pálfalvi, 1975). Okrem ostrakódov sa v týchto sedimentoch zistili aj foraminifery *Miliammina subvelatina* VENGLINSKIJ (Brestenská in Franko et al., 1985). V asociácii ťažkých minerálov prevládal granát (18,2 – 201,1 %), vo väčšom množstve boli ešte zastúpené minerály biotit (2,7 – 7,6 %), chlorit (7,7 %) a pyrit (1,7 – 14,1 %). Ojedinele (1 – 5 %) sa vyskytovali turmalín, zoisit, ilmenit a magnetit (Priehodská in Franko et al., 1985).

Usadeniny biozóny B panónu sú v panvovej časti tvorené v prevažnej miere svetlozelenosivými až zelenosivými, slabo piesčitými vápnitými ílmi so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Piesčité sedimenty sa usadzovali v malej miere iba pri východnom okraji slovenskej časti panvy. Fosílné zvyšky nájdené v pelitických sedimentoch zóny B panónu boli reprezentované ojedinele sa vyskytujúcimi mäkkýšmi (bivalviami) a vo väčšom množstve zastúpenými ostrakódmi. Z bivalvií boli identifikované schránky rodov *Congeria* a *Lymnocardium* (Dluží a Svoboda, 1958).

Sedimenty biozóny C panónu sú v panve zložené prevažne zo svetlozelenosivých a svetlosivých vápnitých ílov s medzivrstvami svetlosivých, niekedy zelenkavých jemno- až strednozrnných vápnitých pieskov a pieskovcov. Usadeniny biozóny D – E panónu sú v najväčšej miere zložené zo zelenosivých a svetlosivých vápnitých ílov s medzivrstvami svetlosivých jemno- až strednozrnných vápnitých pieskov a pieskovcov.

beladické súvrstvie: vápnité íly, prachy, piesky, uhľné íly, lignity, íly, piesky a lignity

V sedimentoch beladického súvrstvia (Priechodská a Harčár, 1988; Vass, 1989; Vass in Keith et al., 1989) je prevládajúcim litotypom zelenosivý vápnitý íl s prachovou a piesčitou prímесou, resp. s vrstvami piesku. Typový profil je vo vrte D-1 z. od obce Diakovce, hĺbkový interval 282 – 1 447 m (Homola, 1960, fide Biela, 1978).

Pre beladické súvrstvie sú typické tmavý uhľný íl a sloje lignitu, na študovanom území zistené v okolí Svätého Jura a Vajnôr (Čílek, 1960). Na okrajoch panvy je aj štrk/zlepenec, zvlášť na báze (Buday in Buday, 1962, 1967; Priechodská a Harčár, 1988; Hrušecký et al., 1991, 1996; Fordinál a Nagy, 1997). V okolí Sereďe sú sedimenty tejto zóny vyvinuté v prevažnej miere v pestrom vývoji. Tvoria ich svetlozelenosivé a svetlosivozelené, ako aj sivé zelenkavé vápnité íly s častým obsahom zuhoľnatých rastlinných zvyškov alebo úlomkov lignitu (Čermák, 1969; Gaža, 1962).

Sedimenty beladického súvrstvia zahŕňajú biozónu F panónu (v minulosti uhľná séria) a zodpovedajú II. panónskemu pásmu, ktoré v okolí Ivanky pri Dunaji vyčlenil Pokorný (1946).

V okrajovej časti Dunajskej panvy (územie Bratislavy) sa v sedimentoch beladického súvrstvia našli brakické, sladkovodné a suchozemské mäkkýše. Z brakických mäkkýšov boli identifikované gastropódy *Theodoxus soceni* JEKELIUS, *Melanopsis sturii* FUCHS a *M. affinis* HANDMANN, z bivalvií *Congeria neumayri* ANDRUSOV a *C. zahalkai* ŠPALEK. Zo sladkovodných mäkkýšov sa zistili gastropódy rodov *Lymnaea*, *Planorbis* a *Anisus* a zo suchozemských sa našli gastropódy *Carychium pachychilus* (SANDBERGER), *Carychium* sp. a *Vertigo oecensis* (HALAVÁTS). Zistil sa aj výskyt ostrakódov *Cyprideis pannonica* (MÉHES), *C. cf. heterostigma* (REUSS), *Leptocythere (Amnicythere) aff. larga* KRSTIĆ a *Limnocythere sanctipatrici* BRADY et ROBERTSON (Fordinál a Tuba, 1992; Gaža, 1962; Grünerová in Čílek, 1960).

V priebehu usadzovania beladického súvrstvia dochádzalo ku kolísaniu hladiny, ktoré zapríčinilo striedanie spoločenstiev sladkovodných a suchozemských gastropódov s brakickými spoločenstvami. Kolísanie výšky hladiny spôsobilo zaplavovanie pobrežných močiarnych taxódiových pralesov a následne tvorbu plytkých jazier s bohatým zastúpením vodných rastlín (*Nymphaeaceae*, *Potamogetonaceae*, *Sparganiaceae-Typhaceae*; Papšíková, 1989). Sedimenty obsahujúce slojčky lignitu vznikli v prostredí deltovej plošiny (Vass in Keith et al., 1994). Hrúbka súvrstvia je niekoľko stoviek metrov, vo vrte D-1 (Dubník) až 1 165 m.

Miocén – pliocén

Miocén – vrchný panón

63 volkovské súvrstvie: pestré íly, silty, štrky, piesky a pieskovce

Sedimenty volkovského súvrstvia (Priechodská a Harčár, 1988) vrchnopanónskeho veku reprezentujú finálne časti miocénnej sedimentácie v Dunajskej panve

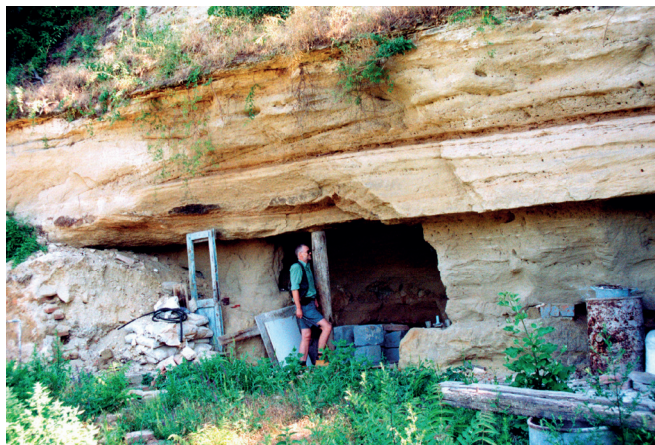
prebiehajúcej v kontinentálnych podmienkach v riečnom prostredí (Kováč et al., 2010, 2011; Joniak et al., 2020). V okrajových častiach Dunajskej panvy volkovské súvrstvie tvoria štrky, piesky a pieskovce, v centrálnej časti panvy pestro sfarbené íly, prach a piesky.

Typový profil pelitických sedimentov reprezentuje vrt K-2 sv. od Kolárova, hĺbkový interval 250 – 1 500 m (Gaža, 1966, fide Biela, 1978). Predpokladáme, že na území regiónu v centrálnej časti Dunajskej panvy dosahuje volkovské súvrstvie hrúbku až 1 200 m.

Sedimenty volkovského súvrstvia vystupujú v rámci regiónu na povrch ako jediné sedimenty celej neogénnej sedimentárnej výplne panvy na lokalite v Bernolákovke (obr. 3.11).

Ide o celý rad maloplošných prirodzených a umelých odkryvov na tektonicky predisponovanom svahu tzv. *berňolákovskej kryhy* patriacej do sústavy vyšších neotektonických krýh Trnavskej tabule (Nagy in Maglay et al., 2011). Reprezentujú ich tu sivé piesky až pieskovce so šikmým zvrstvením.

Obr. 3.11. Umelý odkryv v tektonicky predisponovanom svahu v Bernolákovke, v ktorom vystupujú sivé až hrdzavé pieskovce, siltovce a silty volkovského súvrstvia. V rámci jednotlivých vrstiev pieskovcov je možné pozorovať šikmé zvrstvenie. Prevzaté z práce Maglaya et. al., 2011 – foto J. Maglaya).



Pliocén

kolárovske súvrstvie: štrky/zlepence, piesky/pieskovce a íly

Kolárovske súvrstvie na zobrazenom území reprezentujú prevažne stredno- a hrubozrnné piesky, v ktorých sa nachádzajú vrstvy drobnozrnných, ojedinele strednozrnných štrkov a vápnitých ílov. Hlavnú zložku súvrstvia tvoria piesky. Okrajový vývoj uvedeného súvrstvia tvoria hrubozrnné štrky a strednozrnné piesky.

Sfarbenie pieskov a štrkov kolárovskeho súvrstvia je sivé až zelenosivé, nápadne odlišné od nadložných hrdzavohnedých dunajských štrkov pleistocénneho veku (Janáček, 1969). Charakteristickým znakom pieskov kolárovskeho súvrstvia

je ojedinelý výskyt obliakov dosahujúcich priemer až 15 cm. Obliaky sú zložené z kremeňov, rohovcov a pieskovcov, vzáčne z kremencov a kryštalicích bridlíc. Ďalším znakom je lokálne konkrecionálne spevnenie pieskov vápnitým tmelom (Buday, 1959). Miestami sú štrky, ako aj piesky kolárovskeho súvrstvia spevnené na zlepenec a pieskovec.

Íly v kolárovsom súvrství sú faciálne stále a dosahujú hrúbku 10 až 40 m. Sú svetlosivej, sivej a svetlozelenosivej farby, len miestami sú tieto íly hnedo škvrnité. Pestro sfarbené íly sú zriedkavé a ich hrúbka je malá.

V sedimentoch kolárovskeho súvrstvia sa našli schránky bivalvií rodu *Unio*, gastropódov rodu *Planorbis*, *Viviparus* a *Melanopsis* (Buday, 1959) a ostrakódov rodu *Candona* a *Cyclocypris*. Okrem nich sa zistili redeponované schránky foraminifer a ostňov ježoviek (Brestenská in Franko et al., 1984).

V usadeninách tohto súvrstvia sa vyskytujú ťažké minerály reprezentované hlavne epidotom, granátom a chloritmi, v menšej miere sú zastúpené amfiboly a staurology. Z opakových minerálov sa vo väčšom množstve vyskytujú ilmenit a magnetit (Franko et al., 1984).

Súčasťou kolárovskeho súvrstvia sú gabčíkovské piesky (Janáček, 1969). Vyskytujú sa v centrálnej časti Podunajskej nížiny.

Sedimenty kolárovskeho súvrstvia ležia transgresívne a s miernou diskordanciou (Janáček, 1969) na íloch volkovského súvrstvia vrchnomiocénneho (vrchný panón – pont) veku (Kováč et al., 2011). Hrúbka kolárovskeho súvrstvia nepresahuje 300 m (Janáček, 1969).

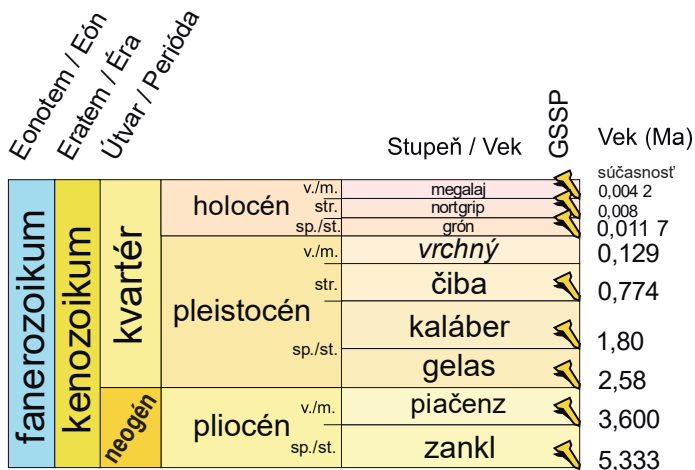
Sedimenty kolárovskeho súvrstvia sa usadili v riečnom a aluviálnom prostredí.

NEOGÉN – KVARTÉR

Pliocén – pleistocén

Otázka stanovenia hranice medzi finálnou fázou pliocénnej a primárnou fázou pleistocénnej (kvartérnej) sedimentácie, ako aj otázka jej charakteru z litologického, sedimentologického, sedimentárno-petrografického, paleoekologického a paleogeografického aspektu, no najmä otázka stanovenia jej pozície a charakteru vzájomného kontaktu v skúmanom území nie je dosiaľ spoľahlivo zodpovedaná a exaktne vyriešená. Spôsobuje to najmä nedostatok údajov z vrtných prác, realizovaných v minulosti najmä v centrálnej časti *gabčíkovskej depresie*.

V tejto súvislosti je potrebné poznamenať, že na základe uznesenia Medzinárodnej stratigrafickej komisie (ICS) (www.stratigraphy.org) a predchádzajúcich odporúčaní stratigrafickej subkomisie pri Medzinárodnej únii pre výskum kvartéru (INQUA) (www.inqua.tcd.ie) bola v r. 2009 konvenčná spodná hranica pleistocénu posunutá z 1,8 mil. r. na 2,6 (2,588) mil. r. (Gradstein et al., 2004; Head et al., 2008; Gibbard et al., 2010) (obr. 3.12). Tento posun však nemá zásadný vplyv na výsledky výskumu uvedené v starších prácach, hlavne vzhľadom na erozívny kontakt a diskordanciu medzi súvrstviami neogénu a kvartéru, a to nielen na skúmanom území.



Obr. 3.12. Aktuálna časová škála obdobia kvartéru, na základe ktorej sa rozhranie medzi finálnou fázou pliocénnej sedimentácie a najstaršími (bazálnymi) sedimentmi pleistocénu kladie na bázu stupňa gelasian do obdobia pred 2,588 mil. r. Podľa Heada et al. (2008) a Gibbarda et al. (2010), graficky upravil Maglay (2010).

Problematickou hranice pliocén/pleistocén aj s platnosťou pre širšie územie Podunajskej nížiny (vrátane okrajových pahorkatín) sa v minulosti zaoberalo viacero autorov. Z morfostratigrafického a paleontologického výskumu Hronskej pahorkatiny z oblasti Novej Viesky a Strekova pochádzajú cenné údaje od Harčára a Schmidta (1965) a Schmidta a Halouzku (1970). Z najnovších prác sú to údaje Vlačikyho et al. (2008, 2017) a Šujana et al. (2013). Situovaním hranice v celej karpatskej oblasti sa v manuskriptovej správe zaoberal taktiež Jiříček (1969) a z floristického hľadiska na základe palynologických analýz Planderová (1971). K uvedenej problematike s dôrazom na pozíciu hranice medzi útvarmi sa vyjadruje aj Šibrava (1974). Na základe štúdia stavovcov z fluvialných výplní krasových „káps“ Ivanovskej skaly (Beckovská brána – mimo zobrazeného územia) a ich porovnania s paleontologickými nálezmi v Hajnáčke (Cerová vrchovina – mimo zobrazeného územia) sa k otázke pliocénno-pleistocénnej hranice dostali aj Fejfar (1961, 1966) a Fejfar a Heinrich (1985). Finálnymi súvrstviami neogénnej sedimentárnej výplne z okraja Podunajskej panvy sa zaoberali Vass et al. (1992). Uvedené práce boli realizované mimo skúmaného územia.

Najucelenejší pohľad na charakter sedimentácie na hranici pliocén/pleistocén v rámci tohto regiónu podáva Janáček (1969), ktorý zároveň prehodnocuje aj všetky predchádzajúce relevantné práce, súvisiace najmä s prípravou geologických a tektonických podkladov na výstavbu vodného diela na Dunaji (dnešné Vodné dielo Gabčíkovo). Autor sa opiera o sedimentárno-petrografické analýzy Minaří-

kovej (1966, 1967) a biostratigrafické vyhodnotenia Brestenskej (1966) a Planderovej (1966).

Z výsledkov výskumu Janáčka (l. c.) vyplýva, že konkordantný (kontinuálny) prechod finálnej pliocénnej sedimentácie do bazálnych členov pleistocénu bez prejavov diskontinuity, ktorý bol v minulosti predpokladaný v centre *gabčíkovskej depresie* a na niektorých lokalitách v Maďarsku (Szádecky a Kardoss, 1938), nie je spoľahlivo dokázaný. Na základe analógie z širšej oblasti Panónskej panvy a charakteru fluviálnej (lokálne fluviolimnickej) sedimentácie vo vzťahu ku klimatickým a neotektonickým podmienkam depozície je aj málo pravdepodobný. Naopak, na základe Janáčka (l. c.) a vlastného vyhodnotenia starších geologických prác, inžinierskogeologických a hydrogeologických vrtov a geofyzikálnych profilov sa jednoznačne potvrdilo, že medzi finálnou pliocénnou sedimentáciou uloženín *kolárovskeho súvrstvia* (na okrajoch priehlbiny aj staršími členmi) a bezprostredne mladšími fluviálnymi uloženinami piesčitých štrkov spodného pleistocénu je výrazná diskordancia. V zmysle Michalíka et al. (2007) sa prejavuje diskontinuitou v sedimentácii, teda stratigrafickým hiátom, iniciovaným vtedajšími tektonicko-sedimentárno-klimatickými pomermi.

Na hranici pliocén/pleistocén bol povrch študovaného územia prerušované subaericky exponovaný a v miestach depozície *kolárovskeho súvrstvia* (vrátane jeho člena *gabčíkovských pieskov*) tvoril na kratšie obdobie dokonca fluviálnu rovinu.

Na študovanom území sa uvedený litostratigrafický kontakt na povrchu nevy-skytuje.

Kvartér

Kvartérne sedimenty pokrývajú bez výnimky celé územie časti Podunajskej roviny zobrazenej na mape. Staršie, podložné horninové komplexy vystupujú na povrch len v úzkom pásme priľahlej časti Malých Karpát a v jednom prípade aj na lokalite v Bernolákove, kde na skúmané územie zasahuje jz. časť Trnavskej tabule. Na ostatných priľahlých častiach Nitrianskej pahorkatiny v pásme od Šoporne po Nové Zámky nebol zaznamenaný povrchový výskyt predkvartérnych uloženín.

Priestorové zastúpenie kvartérnych sedimentov je na študovanom území nielen plošne, ale aj objemovo veľmi významné. Zatiaľ čo v ostatných regiónoch Slovenska (Západných Karpát) a nížinných pahorkatinách sú tieto uloženiny geneticky pestré a priestorovo premenlivé či nerovnomerne rozložené, na území Podunajskej roviny je to naopak. Základné parametre, ako je hrúbka, úložné pomery, genetická a faciálna rôznorodosť, litologická náplň, vnútorné textúry a stratigrafický rozsah, úzko súvisia s neotektonickým režimom územia Podunajskej panvy a tým aj s charakterom dominantných sedimentotvorných procesov. Preto sú kvartérne sedimenty územia roviny geneticky (typologicky) pomerne monotónne, ale druhovo a faciálne veľmi pestré.

Nástup kvartérnej sedimentácie sa na väčšine skúmaného územia vyznačuje depozíciou uloženín na už erodované predkvartérne podložie, takže sedimenty pleistocénu sú na styku s ním uložené s výraznou diskordanciou (pozri predchádzajúcu kapitolu). Hranica bázy najstarších kvartérnych sedimentov je preto vo vzťahu k podložíu na prevažnej väčšine územia hlavne faciálne, niekde aj litologicky výrazná. Istú výnimku by hypoteticky mohli tvoriť len lokálne miesta v rámci najviac neotektonicky poklesnutej centrálnej časti Podunajskej panvy – *gabčíkovej depresie*, dostatočne nepreskúmanej jadrovými vrtnami. Nevylučuje sa, že kvartérna sedimentácia by tam mohla (lokálne) nadväzovať na finálne členy neogénnej sedimentácie.

Charakter sedimentácie bol na území počas kvartéru podmienený neotektonickými pohybmi čiastkových morfotektonických štruktúr (blokov) Podunajskej panvy a Západných Karpát. S tým súviselo formovanie a distribúcia fluvialných akumulácií Dunaja, Čiernej vody, Dudváhu, Váhu, Nitry a Žitavy. Vo vzájomnej interakcii s periodickými klimatickými zmenami počas kvartéru to podmienilo genetickú, faciálnu a litologickú pestrosť sedimentov.

Vrtným prieskumom v 50. a 60. rokoch minulého storočia, realizovaným na účely vodného diela na Dunaji, a hydrogeologickým prieskumom, ktorý prehodnotili Janáček (1967, 1969) a Pospíšil et al. (1978), sa zistilo, že kvartérna sedimentácia na území Podunajskej roviny má od najstaršieho pleistocénu kontinuálny priebeh. Až do recentu vykazuje panvový superpozičný vývoj v subaerických fluvialných, spočiatku lokálne aj fluvio limnických podmienkach (Vaškovský a Vaškovská, 1977). Tento vývoj sa vyznačuje najhrubšou akumuláciou fluvialných sedimentov, ktorá podľa geofyzikálnych meraní (seizmických rezov) nemá na území Slovenska obdobu a v centre *gabčíkovej depresie* dosahuje hrúbku do 500 m [Scharek (ed.), Herrmann et al., 1998].

Genetickú a typologickú výnimku v superpozičnej akumulácii tvorí pozitívna morfoštruktúra priľahlej časti susedného regiónu Pezinských Karpát zasahujúca na skúmané územie, relatívne pozitívne morfoštruktúry Trnavskej pahorkatiny a Nitrianskej pahorkatiny, ako aj územia s relatívne menej poklesávajúcimi blokmi na pravobreží Dunaja medzi Bratislavou a Čunovom, na okraji pohoria v Bratislave a medzi Bratislavou a Svätým Jurom. Na týchto miestach bol zaznamenaný kvartérny, prevažne fluvialný a čiastočne aj proluvialný inverzný vývoj v systéme morfolologickej postupnosti s vývojom riečnych terás a na úpätí pohoria a okrajoch pahorkatín aj s vývojom náplavových vejárov.

Zaujímavý je aj prechodný typ kvartérnej akumulácie v proximálnej časti vnútrozemskej delty Dunaja v priestore Bratislava – Šamorín – Lehnice. Podľa najnovších zistení tam dochádza na stagnujúcich štruktúrno-tektonických blokoch k striedaniu fluvialnej akumulácie a erózie a tým k vývoju subrecentných laterálnych fluvialných terás.

Z celkovej škály kvartérnych sedimentov majú z hľadiska genézy, objemu hmoty, plošného rozsahu, stratigrafie a miest výskytu jednoznačne dominantné postavenie hrubé fluvialné akumulácie kvartérnych vodných tokov (spodný pleistocén – holocén; obr. 3.13), na báze miestami s prechodnými fluvio limnickými vrstvami (vrchný pliocén/spodný pleistocén). Dovedna tvoria vyše 450 m hrubú, smerom k okrajom *gabčíkovej depresie* sa stenčujúcu sedimentárnu výplň centrálnej časti Podunajskej panvy v rozsahu Podunajskej roviny, ako aj chronostratigraficky zodpovedajúci fluvialny terasový pokryv starších horninových komplexov okraja pohoria a častí Trnavskej pahorkatiny a Nitrianskej pahorkatiny zasahujúcich na mapované územie. Okrem toho sa fluvialné sedimenty nachádzajú v dnách dolín potokov v rámci pohoria a v dnách medziúvalinových dolín na pahorkatinách, prevažne vo forme holocénnej nivnej akumulácie.

Vrchnopleistocénne až holocénne proluvialné akumulácie vo forme náplavových vejár (obr. 3.13) sú situované v miestach vyústení potokov z kratších malokarpatských dolín do panvy v pásme od Bratislavy po Svätý Jur. Niekoľko ďalších maloplošných mladoholocénnych výskytov nachádzame aj na okraji Nitrianskej pahorkatiny v pásme medzi Šintavou a Novými Zámkami. Tam však vo väčšine prípadov ide o dejekčné deluvialno-proluvialné vejáre.

Ďalším významným fenoménom popri fluvialných a proluvialných akumuláciách na skúmanom území sa javia početné maloplošné pokryvy eolických pieskov (vrchný pleistocén – holocén; obr. 3.13) transportovaných na rôznu vzdialenosť od primárnych fluvialných deflačných zón a deponovaných v rôznych formách presypov až morfológicky výrazných dún. Ide prevažne o primárne fluvialné piesky agradačných valov. Okrem eolických pieskov zasahujú do regiónu v priľahlých častiach pahorkatín aj eolické akumulácie spraší a sprašových hĺn v rôznych varietách (obr. 3.13). Na niektorých miestach pahorkatín a na okraji pohoria sa zachovali aj sprašové série (stredný až vrchný pleistocén) s obsahom fosílnych pôdnych komplexov. Uvedené typy sedimentov tam najčastejšie tvoria povrch vrchno- až strednopleistocénnych fluvialných terás Dunaja a Váhu.

Z hľadiska objemu hmoty nezanedbateľné sú aj rôzne druhy pleistocénno-holocénnych svahových sedimentov a ich kombinácií s fluvialnými a proluvialnými sedimentmi (obr. 3.13). Tento typ akumulácie sa viaže hlavne na úpätia horských svahov a svahov v rámci dolín zobrazenej časti pohoria, kde sa stretávame so svahovinami a sutinami množstva prechodných variet. V pahorkatinných častiach dominujú vápnité i nevápnité splachy zo spraší, deponované najmä v úpätných častiach svahov úvalín a v ich dnách. Pretože význam a stratigrafický rozsah tohto typu sedimentov nie je pre kvartérny vývoj územia dôležitý, na geologickej mape je zohľadnená len ich najväčšia hrúbka. Na miestach, z ktorých sú k dispozícii významné údaje o podložných horninách, nie sú deluvialné sedimenty vôbec zobrazené.

V rozsahu Podunajskej roviny je povrch územia poznačený hustou sieťou mŕtvych a slepých ramien aj občasne prietochných korýt dokazujúcich výraznú holocénnu laterálnu dynamiku fluvialného vývoja riečnej siete tohto územia. Ramená sa nachádzajú v rôznych štádiách vývoja, časté sú aj pochované a antropogénne upravené ramená. Vo výplniach mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu sa vyvinuli fluvialno-organické, organogénne a palustrické sedimenty, slatinné rašeliný a humolity.

Výpočet kvartérnych akumulácií uzatvárajú početné recentné antropogénne uloženy vo forme alochtónnych skládok odpadu, navážok, hald a násypov, ako aj rekultivovaných navážok, na mape vyčlenených zvlášť, významnejších a plošne rozsiahlejších násypov hrádzí a vodných kanálov či upravených riečnych korýt, kde bol využitý autochtónny fluvialny, resp. eolický či deluvialny sediment.

Kvartér vcelku

62 stratigraficky nečlenené sedimenty (len v reze)

Ide o účelové grafické znázornenie komplexnej sekvencie kvartérnej akumulácie (spodný pleistocén – subrecent) v geologickom reze 4 – 4' prezentujúcom geologickú stavbu neogénnej sedimentárnej výplne panvy. Toto označenie bolo použité kvôli mierke rezu vo vertikálnom smere, kde pre technické dôvody nebolo možné podrobnejšie stratigrafické znázornenie jednotlivých členov kvartérnej výplne skúmanej časti panvy ani v miestach s ich najväčšou hrúbkou.

Pleistocén

Spodný (starší) pleistocén vcelku

61 fluvialne sedimenty: nečlenené piesčité štrky, ílovito-piesčité štrky a štrkovité piesky vo výplni gabčíkovskej depresie (len v reze)

Uvedené sedimenty sa považujú za najstaršie kvartérne sedimenty na území Podunajskej roviny. Tvoria kvartérnu výplň najviac poklesnutej centrálnej časti gabčíkovskej priehlbiny, označovanej ako *gabčíkovská depresia*. Janáček (1967) spodnopleistocénne sedimenty ako celok označil neformálne termínom *spodné súvrstvie*, resp. *spodný komplex dunajskej štrkovej formácie*. V rámci Podunajskej roviny ho litofaciálne oddelil od nadložného, bezprostredne mladšieho *stredného súvrstvia*, resp. *stredného komplexu* uvedenej formácie. Halouzka a Minaříková (1977) pre nedostatok exaktných stratigrafických dôkazov z vrtných jadier súvrstvie začlenili do tzv. eopleistocénu, teda bližšie neurčeného raného (spodného) pleistocénu, a neformálne ho na základe vyhodnotenia vrtu PA-1 (380 m) označili termínom *palkovičovské vrstvy*. Pristaš in Tkáčová et al. (1996) uvedené údaje prehodnotil a na základe podrobnej analýzy litológie z uvedeného vrtu opísal tieto sedimenty ako komplex s charakteristickým cyklickým striedaním vrstiev

pestrých piesčito-štrkovitých sedimentov menšej hrúbky s častými ílovitými až ílovito-siltovitými vrstvami väčšej hrúbky. Tým sa z litologického hľadiska spĺňa definícia súvrstvia, a tak *palkovičovské vrstvy* neformálne označil ako *palkovičovské súvrstvie*.

Podľa Janáčka (1969) po prehodnotení jeho vlastných výskumov (Janáček, 1967) celkovo ide o mohutnú spodnopleistocénnu fluvialnú akumuláciu na báze s možnosťou lokálneho vývoja fluviolimnických sedimentov. K tomu sa na základe podrobnej a komplexnej litologickej analýzy sedimentov z hydrogeologických vrstov a na základe meraní paleomagnetizmu prikláňajú aj Vaškovský a Vaškovská (1977). Aj oni súvrstvie začleňujú do spodného pleistocénu, pričom mu však viac prisudzujú jazerno-riečnu ako riečnu genézu.

Sedimenty *spodného komplexu* podľa Janáčka (l. c.) ležia v študovanej časti Podunajskej panvy výrazne diskordantne a transgresívne na rozličných členoch vrchnej stavby neogénu a kryjú sa s rozsahom kolárovskeho súvrstvia, resp. v centrálnej časti s rozsahom vrstiev *gabčíkovských pieskov* ako člena kolárovskeho súvrstvia (Janáček, l. c.). V okrajových častiach *gabčíkovskej depresie* v smere k pahorkatinným štruktúram ležia na drobných vápnito-ílovitých štrkoch, pieskoch (pieskovcoch) a íloch volkovského súvrstvia (Seneš et al., 1962; Pagáč., 1966). Na základe geofyzikálnych meraní sa na JZ od Horného Baru tieto sedimenty nachádzajú približne v hĺbke 450 – 500 m a bezprostredne na maďarskom území (mimo mapovaného regiónu) aj vo väčšej hĺbke dosahujúcej 550 – 600 m [Scharek (ed.), Herrmann et al., 1998].

Podľa Minaříkovej (1966, 1967, 1968) sú sedimenty *spodného komplexu* na báze tvorené spočiatku drobnozrnnými ($\varnothing < 2$ cm), len ojedinele strednozrnnými ($\varnothing 2 - 5$ cm) piesčitými štrkami, nápadne vizuálne farebne a v niektorých prípadoch aj granulometricky kontrastujúcimi s drobnoštrkovitými pieskami ($\varnothing$ obliakov $< 1,5$ cm) až hrubozrnnými pieskami podložného kolárovskeho súvrstvia. Kvartérne piesčité štrky sa vyznačujú zdola nahor svetlohnedožltou, hrdzavožltou až hrdzavohnedou farbou limonitizovaných povlakov obliakov a zrn piesku (oxyhydroxidy Fe a Mn), zatiaľ čo podložné piesčito-siltovité až piesčito-ílovito-štrkovité súvrstvie finálnej časti pliocénu je svetlosivé, sivé až zelenosivé. Markantný farebný rozdiel oboch súvrství je spôsobený prechodom z podložného, prevažne redukčného prostredia do viac oxidačného aluviálneho prostredia s intenzívnejším prúdením vody.

V piesčitých štrkoch smerom nahor pribúda hrubozrnejšej frakcie obliakov aj s $\varnothing > 5$ cm. Podiel piesku v štrkoch kolíše v rozmedzí 5 – 50 %. Drobné obliaky sú dobre opracované, oválne až semioválne, pri väčších obliakoch štrkov nebolo možné spoľahlivo určiť mieru zaoblenia pre výnos jadra v drvenom stave (Minaříková, 1968).

V štrkoch spodného pleistocénu petrograficky prevládajú kremence a kremene (70 – 80 %). Vo zvyšku sú najviac zastúpené silicity (< 10 %), nasledujú rádio-

Legenda k obr. 3.13:

Mladší holocén – antropogénne uloženiny: 1 – významné alochtónne navážky, násypy, skládky a haldy (*recent*); 2 – rekultivované navážky, významné autochtónne násypy hrádzí, vodných kanálov a upravených riečnych korýt (*subrecent – recent*); 3 – **organogénne sedimenty:** humózne rašelinové hliny a slatinné humolity; 4 – **fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty:** hnilokalové humózne hliny a piesčité hliny v *mŕtvych ramenách* a v ich reliktoch; **fluviálne sedimenty:** 5 – ílovité hliny až íly v reliktoch *mŕtvych ramien* a v iných zníženinách reliéfu; 6 – hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie* a *fácie mŕtvych ramien*; 7 – jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a *fácie prikorytových valov*; 8 – resedimentované piesčité štrky *korytovej fácie* a *dnovej akumulácie* v nánosových častiach meandrov a *fácie slepých, mŕtvych a prietochých ramien*; 9 – litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky.

Starší holocén/mladší holocén: 10 – humózne piesčité hliny fosílného pôdneho komplexu vo fluviálnych sedimentoch nívneho krytu (*preboreál – atlantik*).

Holocén vcelku: 11 – **organogénne sedimenty:** humózne rašelinové hliny a slatinné humolity; 12 – **eolické sedimenty:** vápnité hliny až piesky – jemnopiesčité spraše; 13 – **fluviálno-eolické sedimenty:** jemnozrnné vápnité fluviálne piesky s krátkym eolickým transportom; 14 – **fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty:** hnilokalové humózne piesčité hliny v *mŕtvych ramenách*, v reliktoch *mŕtvych ramien* a v iných zníženinách reliéfu; **fluviálne sedimenty:** 15 – ílovité hliny až íly v reliktoch *mŕtvych ramien* a v iných rozsiahlejších zníženinách reliéfu; 16 – hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie* a *fácie mŕtvych ramien*; 17 – jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a strednozrnné piesky *fácie agračných valov*; 18 – resedimentované piesčité štrky *korytovej fácie, dnovej akumulácie a fácie agračných valov*; 19 – litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky; 20 – **proluviálne sedimenty:** hliny, piesky, piesčité hliny až hlinité štrky, lokálne s úlomkami hornín v *nivných náplavových vejároch* a *ronových kužeľoch*.

Pleistocén/holocén: 21 – **organogénne sedimenty:** humózne rašelinové hliny a slatinné humolity (*neskorý würm – holocén*); 22 – **eolické sedimenty:** jemnozrnné piesky dún s krátkym eolickým transportom (*neskorý würm – holocén*); 23 – **fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty:** hnilokalové humózne piesčité hliny v *mŕtvych ramenách*, reliktoch *mŕtvych ramien* a iných zníženinách reliéfu (*neskorý würm – holocén*); **fluviálne sedimenty:** 24 – ílovité hliny až íly v reliktoch *mŕtvych ramien*; 25 – ílovité až jemnopiesčité hliny (prachy) vo vrchných polohách *dnovej akumulácie* („jadro“ Žitného ostrova) (*neskorý würm – holocén*); 26 – vápnité piesky (sporadicky drobné štrky) *agračných valov* (*neskorý würm – holocén*); 27 – hlinité piesky so štrkami až piesčité štrky *dnovej akumulácie* v odkrytom „jadre“ Žitného ostrova a v *agračných valoch* (*neskorý würm – holocén*); 28 – litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky (sporadicky štrky) v odkrytom „jadre“ Žitného ostrova (*neskorý würm – holocén*); 29 – **proluviálne sedimenty:** hliny, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších *nivných náplavových vejároch* (*neskorý würm – holocén*); **deluviálno-fluviálne sedimenty:** 30 – splachové (ronové) hliny; 31 – splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky; 32 – splachové (ronové) piesčité hliny s úlomkami hornín; **deluviálno-proluviálne sedimenty:** 33 – piesčité

hlíny až hliny v *dejekčných kuželoch*; 34 – piesčité hliny s úlomkami hornín v *dejekčných kuželoch*; **deluviálne sedimenty**: 35 – litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny; 36 – piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín; 37 – resedimentované hlinité až piesčito-hlinité štrky, ojedinele s úlomkami hornín; 38 – hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny.

Pleistocén – vrchný (mladší) pleistocén: 39 – **eolicko-deluviálne sedimenty**: nevápnité sprašové hliny (*neskorý würm*); 40 – **eolické sedimenty**: vápnité hliny (spraše) (*würm*); **fluviálne sedimenty**: 41 – piesčité štrky *dnovej akumulácie v nízkych terasách* (*würm*), s pokryvom spraší (*neskorý würm*); 42 – piesčité štrky *dnovej akumulácie v nízkych terasách* (*würm*), s pokryvom fluvialných pieskov a pieskov s krátkym eolickým transportom (*neskorý würm/holocén*); 43 – ílovité silty až íly vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*würm*); 44 – ílovité až jemnopiesčité hliny (prach) vo vrchných polohách *dnovej akumulácie, nízkych terás* a vo výplni *gabčíkovskej depresie* (*würm*); 45 – piesky (spora-dicky drobné štrky) *agradáčnych valov* a piesky vo výplni *gabčíkovskej depresie* (*würm*); 46 – štrkovité piesky vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*würm*); 47 – štrky a piesčité štrky *dnovej akumulácie v nízkych terasách, agradačných valoch*, umelých odkryvoch a vo výplni *gabčíkovskej depresie* (*würm*); 48 – **proluviálne sedimenty**: piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v *nízkych náplavových vejároch* (*würm*).

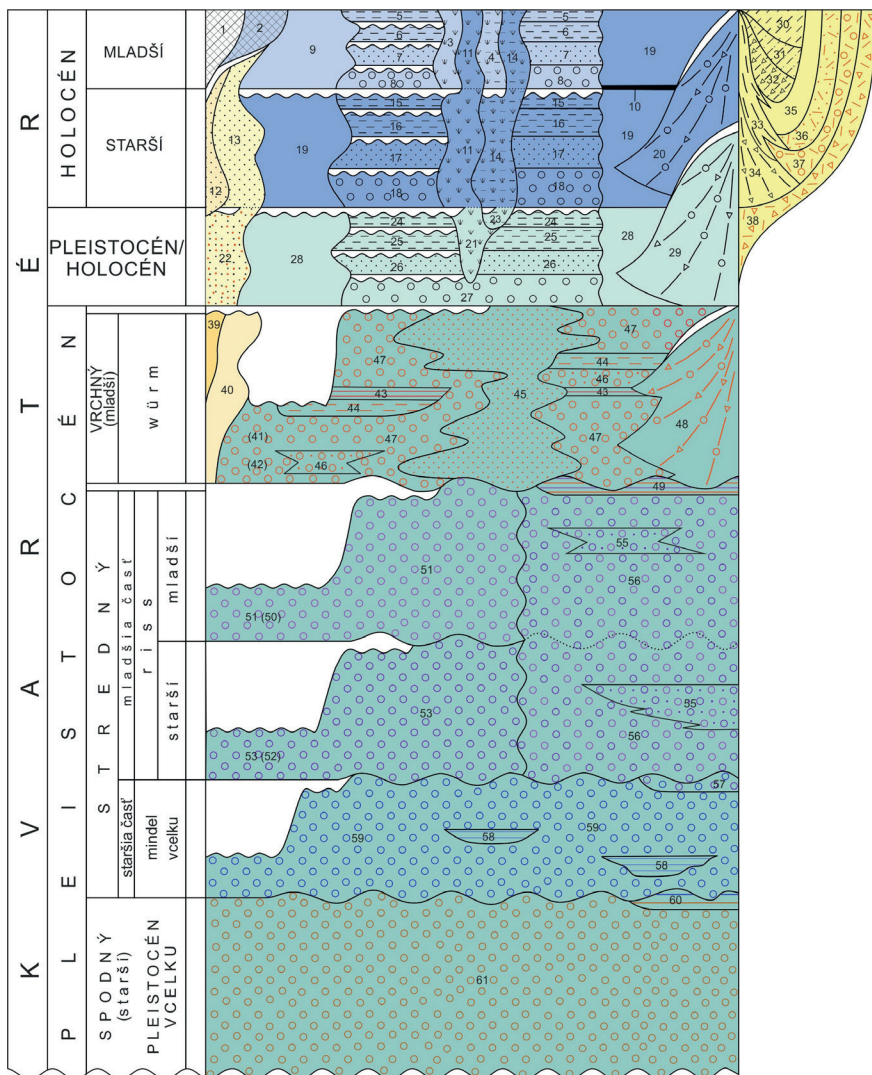
Stredný pleistocén/vrchný (mladší) pleistocén: 49 – **fluviálne sedimenty**: ílovité silty až íly vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*ém*).

Stredný pleistocén (mladšia časť) – fluviálne sedimenty: 50 – piesčité štrky *nižších stredných terás* (*mladší riss*), s pokryvom spraší (*neskorý würm*); 51 – piesčité štrky *nižších stredných terás* (*mladší riss*); 52 – piesčité štrky a štrky *vyšších stredných terás* (*starší riss*), s pokryvom spraší (*würm*); 53 – piesčité štrky a štrky *vyšších stredných terás* (*starší riss*); 54 – ílovité silty až íly vo výplni *gabčíkovskej depresie*, (len v reze) (*riss vcelku*); 55 – štrkovité piesky vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*riss vcelku*); 56 – piesčité štrky bližšie nečlenených *stredných terás* a vo výplni *gabčíkovskej depresie* (*riss vcelku*).

Stredný pleistocén (staršia časť/mladšia časť): 57 – **fluviálne sedimenty**: íly, ílovité silty až piesčité silty vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*holstein*).

Stredný pleistocén (staršia časť) – fluviálne sedimenty: 58 – ílovité až ílovito-piesčité silty vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*mindel vcelku*); 59 – piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov *vrchných terás* a vo výplni *gabčíkovskej depresie* (*mindel vcelku*).

Spodný (starší) pleistocén/stredný pleistocén: 60 – **fluviálne sedimenty**: piesčité silty, ílovité silty až íly vo výplni (v reze) *kromer*. **Spodný (starší) pleistocén vcelku**: 61 – **fluviálne sedimenty**: nečlenené piesčité štrky, ílovito-piesčité štrky a štrkovité piesky (len v reze).



Obr. 3.13. Litostratigrafická tabuľka kvartéru Podunajskej roviny (Maglay, 2017).

larity, vápence, dolomity a kremenné a glaukonitické pieskovce. V asociáciách ťažkých minerálov je podľa Horníša a Priehodskej (1979) v hrubých vrstvách piesčitých štrkov veľmi nápadný silný prírastok karbonátov. Kryštalické bridlice a granitoidné horniny nie sú prítomné (Minaříková, l. c.).

Piesky *spodného súvrstvia* sú najčastejšie jemnozrnné, ale menej opracované. Väčšinou sú subangulárne, menej semiangulárne a semioválne. Strednozrnné až hrubozrnné piesky sa nachádzajú vo vrchnejších, mladších horizontoch, pričom opracovanie zrn sa zvyšuje smerom k suboválnym. Sú výlučne polymiktné, slabo sľudnaté (1 – 2 %). Petrograficky v zrnách prevláda kremeň, prímies tvoria silicity a živce. Ojedinelé sú aj vápence a vzácné aj glaukonitické pieskovce. V ťažkej frakcii minerálov prevláda granát a amfibol, ostatné minerály sú priebežné. Farba pieskov sa pohybuje od hrdzavohnedej cez žltohnedú a sivohnedú až po svetlosivú.

Významné postavenie v *spodnom komplexe* majú škvritné aleuritické íly až ílovito-piesčité sedimenty so slabou prímiesou drobnozrnných štrkov ($\varnothing < 1$ cm), s ktorými sa kvartérne piesčité štrky a štrkovité piesky spočiatku navzájom rytmicky striedajú. Ich obzory v rámci súvrstvia dosahujú hrúbku medzi 0,3 – 5 m, ojedinele aj 5 – 10 m, maximálne však 30 m. Smerom nahor sa pelitické vrstvy postupne vytrácajú, prípadne stenčujú a sú menej časté. Výnimku tvorí vrstva piesčitých ílov až piesčitých siltov hrubá do 30 m (opísaná ďalej), vymedzujúca rozhranie medzi spodným a stredným komplexom kvartérnej štrkovej formácie (Vaškovský a Vaškovská, 1977).

Uvedené vrstvy ílov, ílovitých siltov (ílovitých hĺn) a piesčitých siltov (piesčitých hĺn) sú oproti nadložným a podložným piesčitým štrkom farebne výraznejšie a pestrejšie. Ako uvádza Minaříková (l. c.), sfarbenie sa pohybuje od svetlosivých cez žltohnedo škvritné (menej tmavosivé a zelenosivé) až po tmavohnedé a červenohnedé, vzácné až čierne. Vrstvy ílov a aleuritov (siltov) zväčša v spodných obzoroch, ale aj intraformačne, miestami obsahujú veľké karbonátové konkrécie rôznych tvarov, prípadne až kalkréty vytvárajúce pevnejšie vrstvy pripomínajúce slieňovce. Prítomnosť karbonátových konkrécií v spodných častiach ílových horizontov môže z klimatostratigrafického hľadiska svedčiť o paleopedogenéze, prípadne, ak ide o hrubé vrstvy, aj o klimatických osciláciách vyššieho rádu, ako sú interštádiály, prípadne až interglaciály.

V horizontoch štrkov a pieskov obohatených karbonátmi dochádza k stmeľeniu klastov do takej miery, že vo vrtných jadrách sú opisované ako vrstvy zlepenčov, resp. pieskovcov. V spodnom komplexe sa na skúmanom území takéto vrstvy vyskytujú len sporadicky a lokálne, dosahujú však hrúbku až do 5 m.

Ďalším, oveľa častejším prvkom piesčitých štrkov spodného pleistocénu sú prímiesi oxyhydroxidov železa a mangánu tvoriace charakteristický hrdzavý, hrdzavohnedý, červenohnedý až hnedočierny povlak na obliakoch štrkov a zrn

pieskov (hlavne kremenca a kremeňa). Obdobne ako karbonátový, aj železitý matrix tvorí spojivo štrkov a pieskov až do takej miery, že sú charakterizované ako zlepenca a pieskovce.

Hrúbka *spodného komplexu* [*palkovičovského súvrstvia* sensu Pristaš (in Tkáčová et al., 1996)] v centre depresie je 200 m (?250 m). Smerom k okrajom panvy sa súvrstvie postupne vyklinuje, resp. v nasledujúcom slede vývoja panvy boli jeho okrajové členy priebežne erodované a nahradené mladšími fluvialnými súvrstviami. Všetky stmelené obzory rovnako ako ílovité obzory hlavne v mladších nadložných súvrstviach sa stávajú výraznými kolektormi spôsobujúcimi anizotropiu prúdenia podzemnej vody. Celé fluvialné súvrstvie *spodného komplexu* je v rámci panvy výrazne zdvžené.

Presnejší litologický opis *spodného komplexu* dunajskej štrkovej formácie nie je známy (Janáček, 1967) a aj celkove toto súvrstvie nie je bohaté na paleontologické zvyšky. Významnejšie nálezy ostrakódov zaznamenala Brestenská (1977) a nálezy spór a peľov Planderová (1977).

Synchronny a syngenetický ekvivalent sedimentov na miestach s inverzným vývojom sedimentácie vo forme fluvialnych tzv. *vysokých terás* (napr. v Devínskej bráne v Bratislave) nebol v rámci skúmaného územia doložený. Podľa Mazúrovej (1972, 1973) a Halouzku (in Štefanovičová, 1993) sa však rezíduá fluvialnych terasových štrkov spodného pleistocénu nachádzajú na najvyšších úrovniach terasového systému, teda 225 – 230 m n. m., 85 – 90 m nad strednou hladinou toku Dunaja medzi Líšicím údolím a Mlynskou dolinou v Bratislave, teda blízko okraja skúmaného územia.

Opísané sedimenty v superpozičnom (panvovom) ani v inverznom (terasovom) systéme v rámci mapovaného regiónu nikde nevystupujú na povrch.

Spodný (starší) pleistocén/stredný pleistocén

60 fluvialné sedimenty: piesčité sily, ílovité sily až íly vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*kromer*)

Významným fenoménom kvartérnej fluvialnej sedimentárnej sekvencie piesčito-štrkovej výplne *gabčíkovskej depresie* je prítomnosť intraformačnej vrstvy doložená vrtní, resp. zhusteného obzoru vrstiev piesčitých ílov s prechodmi do siltovitých ílov, ílov a siltov. Uvedené sedimenty sa síce vyskytujú aj v opísanom *spodnom komplexe* (Janáček, 1967), ale ich forma výskytu a hrúbka nedosahujú také parametre ako relevantná vrstva.

Ide o pelitickú vrstvu veľkých plošných rozmerov hrubú 9 – 30 m, nápadne faciálne, zrnitosťne aj farebne odlišnú od podložných aj nadložných piesčitých štrkov dunajskej štrkovej formácie. Vrstva pozostáva zo striedajúcich sa piesčitých a siltovitých ílov až siltov s mnohonásobným prechodom aj do drobnozrnných zahlinených a zailovaných štrkov ($\varnothing < 1$ cm) a hrubozrnných pieskov (0,8 – 1,8 mm). Farba vrstvy sa pohybuje od svetlohnedej po tmavohnedú, so zónami žltohnedej,

hrdzavej aj čiernej. V rámci vrstvy sa viacnásobne vyskytujú karbonátové kalkréty poukazujúce na ustálenosť hladiny podzemnej vody v čase vývoja sedimentu a karbonátové konkrécie svedčiace o paleopedogenéze.

Na základe meraní kvartérneho paleomagnetizmu bola z uvedenej vrstvy stanovená horná hranica magnetickej inverzie zodpovedajúca rozhraniu Brunhes – Matuyama, teda interglaciálu kromer (ca 781 000 r. pred súčasnosťou; obr. 3.12). Tým sa uvedená vrstva stáva významným stratigrafickým horizontom sedimentárnej výplne panvy (Vaškovský a Vaškovská, 1977) a je spoľahlivým markerom rozhrania medzi fluviálnou sedimentáciou spodného a stredného pleistocénu, teda medzi *spodným súvrstvom (komplexom)* a nadložným *stredným súvrstvom (stredným komplexom)* „*dunajskej štrkovej série*“ (Janáček, 1967, 1969). Z paleoklimatologického hľadiska ide o sediment uložený v dlhšom teplejšom a suchšom období za podmienok zníženého a pomalého prietoku s častými periodickými mimokorytovými inundáciami a pedogenézou na poklesávajúcej neotektonickej štruktúre.

Zachovanie pelitických sedimentov v panve je typické najmä pre spodnejšie súvrstvia, vyvinuté pri intenzívnejšej subsidencii. Mladšie, vrchnopleistocénne súvrstvia v dôsledku spomalenia subsidencie a nárastu fluviálnej laterálnej erózie tokov spojenej s odnosom akumulovaného materiálu obsahujú pelity v oveľa menšej miere a iba lokálne.

Stredný pleistocén – staršia časť

Fluviálne sedimenty

59 piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás a vo výplni gabčíkovskej depresie (mindel vcelku)

Keďže panvový vývoj *gabčíkovskej priehlbiny* pokračoval synsedimentárnym poklesom aj v staršej časti stredného pleistocénu, počas ktorého boli do depresnej štruktúry postupne inkorporované aj stabilnejšie, resp. menej intenzívne poklesávajúce okrajové časti, územie superpozičného vývoja kvartérnej akumulácie sa rozlohou výrazne zväčšilo. Fluviálne sedimenty tohto obdobia sa preto plošne aj objemom hmoty podieľajú na podstatne väčšej časti stavby kvartérnej sedimentárnej výplne *gabčíkovskej priehlbiny* ako sedimenty opísaného spodného pleistocénu.

Uvedené sedimenty tvoria spodnú časť, resp. spodnú tretinu *stredného súvrstvia (stredného komplexu)*, ktoré Janáček (1967, 1969) označil neformálne aj ako „*dunajská štrková série*“. *Strednému komplexu* prisúdil podstatne širšie stratigrafické rozpätie, zahŕňajúce celý stredný a vrchný pleistocén. V prípade mindelskej akumulácie však ide o bazálnu časť rozsiahleho plochého náplavového vejára „*vnútrozemskej delty*“ prvých sedimentov Dunaja a rovnako o bazálnu časť synchrónneho vejára Váhu. Oba vejáre sa vyznačujú zložitým laterálnym vývojom s dosiaľ exaktne nevyriešeným problémom ich vzájomného plošného

zastupovania v čase, najmä v distálnych zónach, teda v miestach ich laterálneho kontaktu. Oba náplavové vejáre sa v uvedenom priestore objavili po kromerskom interglaciáli (od 0,45 mil. r.) (Horníš a Priechodská, 1979; Horníš, 1993).

V centrálnej časti *gabčíkovskej panvy* (v *gabčíkovskej depresii*) ležia mindelské akumulácie na opísanom fluvio limnickom až fluvialnom *spodnom komplexe*, resp. v zmysle Pristaša (in Tkáčová et al., 1996) na *palkovičovskom súvrství*, od ktorého je oddelené 9 – 30 m hrubou siltovito-ílovitou vrstvou s paleomagnetickou inverziou. Smerom k okrajom *gabčíkovskej panvy* (*gabčíkovskej depresie*) ležia bazálne členy *stredného komplexu* diskordantne a transgresívne na finálnych členoch neogénnej sedimentácie, teda na kolárovsom súvrství a na drobných vápnito-ílovitých štrkoch, pieskoch (pieskovcoch) a íloch volkovského súvrstvia (Seneš et al., 1962; Pagáč, 1966).

Podľa vrtnej preskúmanosti v panve sa mindelská akumulácia začína súvislejšie vyskytovať v smere na JV až od línie Rusovce – Bratislava-Podunajské Biskupice – Bernolákovo. Poukazuje to na prítomnosť poklesového zlomu, prípadne systému zlomov v tejto zóne v smere JZ – SV. Zo širšieho okraja študovaného územia v pásme Bratislava – Senec – Sládkovičovo – Šaľa – Palárikovo – Nové Zámky – Nesvady – Komárno, ako aj z priestoru vyšších tektonických krýh (Pospíšil et al., 1978), približne od Zemianskej Olče, Klížskej Nemej po Komárno, nie je táto akumulácia doložená. Predpokladá sa, že sedimenty boli v mladšom vývoji panvy na okrajoch erodované, prípadne, ako vykazujú najnovšie prehodnotenia vrtov v Bratislave a okolí, zachované len rudimentárne (Šujan et al., in prep.).

Podľa Minaříkovej (1966, 1967, 1968) spodnú časť, resp. spodnú tretinu *stredného súvrstvia* (*stredného komplexu*) tvoria hlavne hrubšie, prevažne dobre opracované semioválne až suboválne piesčité štrky a len zriedkavo štrkovité piesky. Strednozrnité štrky ($\varnothing$ 2 – 5 cm) v častejšom striedaní so štrkovitými pieskami zabierajú skôr spodné horizonty súvrstvia a smerom nahor postupne hrubnú, pričom striedanie pomeru štrkov a pieskov sa tiež postupne mení v prospech štrkov. Štrky v hornej časti tejto akumulácie dosahujú priemernú hrúbku maximálne 18 – 20 cm. Na rozdiel od staršieho *spodného súvrstvia* sa v piesčitých štrkoch už len zriedkavo vyskytujú hrubšie vrstvy ílovitých, resp. siltovitých sedimentov, ktoré sa smerom do nadložia v tomto horizonte úplne vytrácajú. Celkové zastúpenie hrubšieho štrkového materiálu podľa Vaškovského a Vaškovskej (1977) súvisí s prevládáním korytových facií nad nivnými faciami. Len v spodnej časti sa jednotlivé faciie ešte cyklicky striedajú.

Piesčito-štrkovitý materiál sa vyznačuje hnedožltou až hrdzavohnedou farbou povlakov obliakov aj zŕn piesku (oxyhydroxidy Fe a Mn) s občasným prechodom do sivej až svetlosivej, indikujúcej občasné lokálne prechody do mierne redukčného prostredia, prípadne vrstiev so zvýšeným obsahom karbonátov (Minaříková, l. c.).

Petrograficky v štrkoch spodnej časti *stredného komplexu* výrazne prevládajú kremene, metamorfované a sedimentárne kremence (< 70 %), zhruba v rovnakom pomere nasledujú hnedé, okrové a sivé silicity (< 10 %), vápence a dolomitické

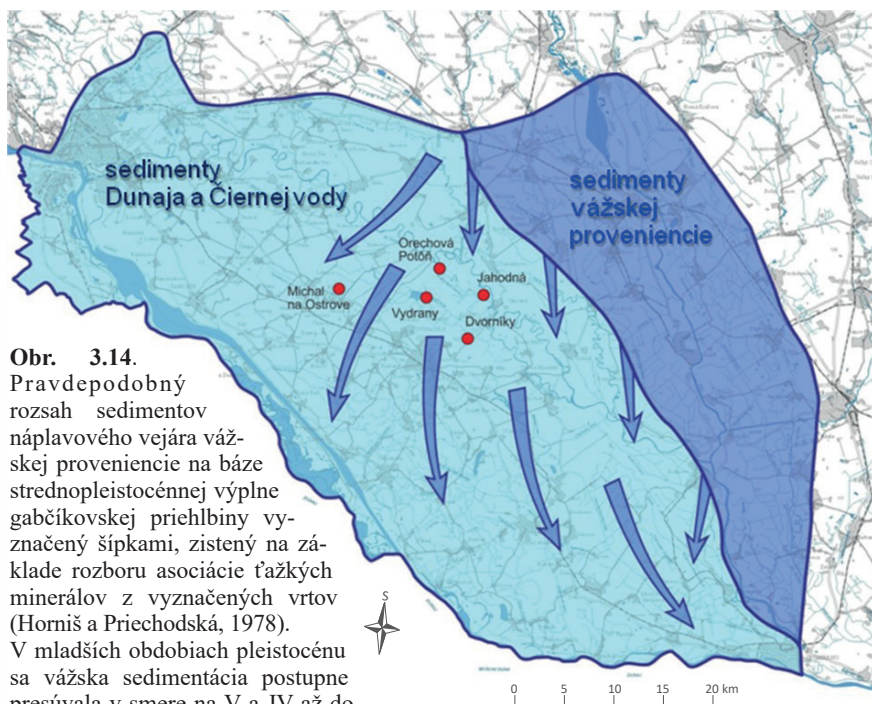
vápence (< 10 %), rôzne kryštalické bridlice, najmä dvojsľudové, muskovitické, biotitické, amfibolické a granáticko-biotitické ruly (6 – 7 %). Zvyšok tvoria ružové až červené kremenné pieskovce a polymiktné pieskovce (2 – 3 %) a do 2 % objemu hmoty vápnité a glaukonitické pieskovce, granitoidné horniny a fragmenty pegmatitov (Minaříková, l. c.).

Piesky spodnej časti *stredného komplexu* sú strednozrnné až hrubozrnné, prevažne menej, vo zvyšku len stredne opracované. Väčšinou sú semioválne až suboválne. Sú málo sľudnaté (1 – 2 %). Petrograficky v zrnách prevláda kremeň (< 60 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštalických bridlíc a živcov (< 30 %). Ojedinelé sú aj kremenné a glaukonitické pieskovce a vápence. V ťažkej frakcii minerálov prevláda granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny a v sv. až v. časti územia aj chlority (Horniš a Priechodská, 1979). Farba pieskov sa pohybuje od hnedožltej po hrdzavohnedú, občas sú aj svetlosivé a sivohnedé. Podiel piesku v štrkoch kolíše v rozmedzí 5 – 30 %, čo je oproti *spodnému komplexu* celkovo o 20 % menej.

Z paleogeografického hľadiska sú pre vývoj strednopleistocénnej sedimentárnej výplne panvy dôležité výsledky štúdia ťažkých minerálov v jednotlivých asociáciách a ich pomerného zastúpenia v rôznych hĺbkových intervaloch, ako aj ich plošného rozsahu výskytu. Pomer uvedených vedúcich minerálov výrazne kolíše. Prevládajúce sú granáty v pomere 30 – 40 %, nasledujú opakové minerály a amfiboly (10 – 20 %), minerály epidotovo-zoisitovej skupiny (ca 10 %), chlorit (5 – 10 %) a celý rad menej podstatných minerálov ako staurolit, apatit, zirkón, rutil, turmalín, titanit, biotit a iných. Podľa Horniša a Priechodskej (1979) sú tieto sedimenty typickým fluvialným dunajským štrkom.

Zaujímavá je však identifikácia hyperstenu v asociáciách ťažkých minerálov. Jeho prítomnosť je typická najmä pre provenienciu Váhu, v piesčitej frakcii v pomernom zastúpení od 3,2 % (11 % v pelitoch). Vo vrstvách s obsahom hyperstenu Horniš a Priechodská (l. c.) zistili aj prítomnosť vážskej asociácie ťažkých minerálov s pomerným zastúpením typickým pre vážske sedimenty. Tým sa potvrdili staršie predpoklady Dlabáča (1960) a Vaškovského (1973) o vlievaní sa Váhu do Dunaja, no oveľa dôležitejšie je zistenie, že sedimenty vážskej delty sa začínajú objavovať od začiatku stredného pleistocénu, keď dosahujú aj maximálnu rozlohu. Vo svojej distálnej zóne sa sedimenty triedavo (prstovito) zastupujú so sedimentmi Dunaja, pričom v tomto období akumulácie Váhu zasahovali ďaleko na JZ Podunajskej roviny (obr. 3.14).

Západný a jz. okraj náplavového vejára Váhu sa začiatkom stredného pleistocénu nachádzal približne v línii Sládkovičovo – Bellova Ves – Michal na Ostrove – Holice – Horný Bar, pričom na JZ od Horného Baru zasahoval aj južnejšie od súčasného toku Dunaja. Až počas mladších období stredného pleistocénu a vo vrchnom pleistocéne západný okraj vážskeho náplavového vejára postupne ustupoval smerom na JV a uvoľňoval priestor v prospech rozširujúceho sa vejára vnútrozemskej delty Dunaja (Vaškovský a Vaškovská, 1977).



Obr. 3.14.

Pravdepodobný rozsah sedimentov náplavového vejára vážskej proveniencie na báze strednopleistocénnej výplne gabčíkovskej priehlbiny vyznačený šípkami, zistený na základe rozboru asociácie ťažkých minerálov z vyznačených vrto (Horníš a Priehodská, 1978). V mladších obdobiach pleistocénu sa vážska sedimentácia postupne presúvala v smere na V a JV až do súčasného stavu, ako je vyznačené modrou farbou (Maglay, 2017).

Dominancia vážskeho vejára v strednom pleistocéne v centrálnej časti priehlbiny naznačuje možnosť aktivácie južnejšej vetvy vejára Dunaja, teda presunu intenzívnejšieho poklesu panvy začiatkom stredného pleistocénu na J, prípadne aj možnosť južnejšieho toku Dunaja ako v súčasnosti.

Podobne ako v *spodnom komplexe*, aj v mindelskej akumulácii *stredného komplexu* sa vyskytujú rôzne hrubé vrstvy štrkov a pieskov stmelených karbonátmi, vo vrtoch opisovaných ako vrstvy zlepcov, resp. pieskovcov. V spodnej tretine *stredného komplexu* sa takéto vrstvy vyskytujú tiež len sporadicky, ale na väčších plochách. Ich hrúbka sa najčastejšie pohybuje v intervale 0,5 – 2 m. Vrstvy pieskovcov a zlepcov nie sú zvlášť farebne odlišné od nespevnených sedimentov. Prevažuje sivohnedá až sivožltá farba.

Častejším prvkom stmelenia piesčitých štrkov stredného pleistocénu do vrstiev zlepcov a pieskovcov sú aj oxyhydroxidy železa a mangánu tvoriace hrdzavý, hrdzavohnedý, červenohnedý až hnedočierny siltovitý až pevný kôrovitý matrix klastov štrkov a pieskov. Hrúbka takýchto vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 0,2 – 4 m.

Bazálna časť *stredného komplexu* dosahuje v centre depresie hrúbku 70 – 100 m, pričom súvrstvie, podobne ako súvrstvie *spodného komplexu*, sa smerom k okrajom panvy postupne vyklinuje, resp. v nasledujúcom slede vývoja panvy boli jeho okrajové členy priebežne erodované a nahradené mladšími fluvialnými súvrstviami. Vrstvy zlepcov a pieskovcov sa rovnako ako opísané ílovito-siltovité obzory stávajú určujúcimi kolektormi podzemnej vody. Celé fluvialné súvrstvie bazálnej časti *stredného komplexu* je výrazne zdvžené.

Synchrónny a syngenetický terasový ekvivalent fluvialných sedimentov staršieho obdobia stredného pleistocénu (*mindel*) sa v regióne vyskytuje na príľahlej časti Pezinských Karpát na j. svahoch pohoria v Devínskej bráne vo zvyškoch *vrchných terás* zachovaných v okolí Bratislavy-Karlovej Vsi, v s. časti areálu Prírodovedeckej fakulty (mimo skúmaného územia; obr. 3.15) a v úzkom pásme južnej úboče Machnáča, všade s povrchom 178 – 174 m n. m., s bázou vo výške 35 – 45 m nad hladinou toku Dunaja a s hrúbkou akumulácie do 7 m. Piesčité štrky sú v časti Bratislavy-Mlynskej doliny (na S od územia zobrazeného na mape) pokryté vrstvami mladých vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hĺn hrubými do 2 m (Mazúrová, 1972, 1973; Halouzka in Štefanovičová, 1993; Maglay in Polák, 2011).

Po kratšom prerušení spôsobenom eróziou sa synchrónne sedimenty zdvojenej *vrchnej terasy* nachádzajú na jv. úpätí pohoria priamo v Bratislave. Piesčité štrky *vrchnej terasy* tu vystupujú vo forme naklonenej plošiny v pásme rôznej šírky od hradného vrchu smerom k železničnej stanici a ďalej až po Pioniersku ulicu, kde sa povrchovo vyklinujú. Povrch terasy sa nachádza vo výške 154 – 157 m n. m., báza terasy vo výške 143 – 145 m n. m. a hrúbka akumulácie odvodená z rvtov sa pohybuje v rozsahu 9 – 12 m, pričom na mnohých miestach sú fluvialne sedimenty terasy pokryté deluvialnými piesčitými splachmi (Mazúrová, 1973; Šajgalík a Hulman, 1976; Maglay in Polák, 2011).



Obr. 3.15. a) Výstup strednozrnných piesčitých až piesčito-hlinitých štrkov vrchných terás v umelom odkryve v areáli Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave-Mlynskej doline; b) detail odkryvu so semioválnymi až suboválnymi štrkami, tvorenými hlavne kremencami a kremeňom s nepatrným obsahom granitov a vápencov (foto J. Maglay).

Z hľadiska kvartérneho geologického vývoja sz. časti regiónu na styku pozitívnej štruktúry Malých Karpát a negatívnej štruktúry Podunajskej panvy je zaujímavá identifikácia dvoch erózných zvyškov zahlinených piesčitých štrkov na svahoch úpätia pohoria v Bratislave-Novom Meste, v miestnych častiach Briežky a Vinohrady. V oboch prípadoch ide o úzke terasové stupne dlhé do 200 m s výskytom polymiktneho štrkovo-piesčitého fluvialného materiálu s čiastočným pokryvom spraší hrubým do 1,5 m (kolónka 40). Báza sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 40 – 45 m nad hladinou toku Dunaja a ich hrúbka nepresahuje 3 m. Prisúdenie fluvialnej genézy týmto sedimentom, ako aj ich stratigrafické zaradenie do obdobia staršej časti stredného pleistocénu sa uskutočnilo na základe uvedených morfometrických analógov a petrografického zloženia uvedeného v ďalšom texte.

Na všetkých spomenutých lokalitách v štrkoch petrograficky dominujú po puklinách jemne navetrané, na povrchu hrdzavé okrové kremence a svetlosivé až ružovkasté kremene (< 80 %). V ostatnom zastúpení nasledujú zvetrané granity a rôzne druhy navetraných limonitizovaných a zvetraných sivých, hnedých a hrdzavohnedých kremenných, glaukonitických a arkózových pieskovcov (< 9 %). Okrem uvedených hornín sú v štrkoch zastúpené aj rozličné druhy zvetraných vápencov, vápnité pieskovce a metamorfity (dovedna < 6 %). V Bratislave sa v štrkoch vyskytuje väčšie množstvo dobre opracovaných obliakov silicítov a rádiolaritov hnedej, tmavozelenej a bordovej farby. Zaoblenie klastického materiálu je sumárne dobré, ale nehomogénne, čo naznačuje jeho viacnásobnú redepozíciu z rôznych klastogénnych zdrojov. Väčšinou ide o semioválne až suboválne štrky. Fluvialné sedimenty *vrchných terás* petrograficky zodpovedajú znosovým oblastiam Moravy a Dunaja (Horníš in Vaškovský et al., 1987).

Zatiaľ čo v štrkoch *vrchných terás* južného okraja pohoria prevláda strednoznánná frakcia ($\varnothing$ 2 – 5 cm) s ojedinelými obliakmi ($\varnothing$ < 10 cm), v štrkoch terasy v Bratislave je to už jemno- až strednoznánná frakcia ($\varnothing$ 0,5 – 5 cm).

Okrem uvedených lokalít tieto sedimenty v rámci skúmaného územia na povrch nevystupujú.

58 ílovité až ílovito-piesčité sily vo výplni gabčíkovej depresie (len v reze) (*mindel vcelku*)

Ide o pelitické vrstvy, prípadne len šošovky pelitov vyskytujúcich sa zriedkavo v rámci piesčitých štrkov bazálneho súvrstvia *stredného komplexu*. Dominujú škvrnité siltovité íly až ílovité a jemnopiesčité sily s občasou slabou prímесou drobnozrnných štrkov ($\varnothing$ < 2 cm). Ich obzory v rámci súvrstvia dosahujú hrúbku medzi 0,5 – 2 m, ojedinele aj väčšiu, maximálne však 5 m. Nikde nevystupujú na povrch.

Uvedené vrstvy ílov, ílovitých siltov (ílovitých hĺn) a piesčitých siltov (piesčitých hĺn) sú farebne výraznejšie a pestršie ako zvyšná časť súvrstvia tvoreného piesčitými štrkami. Ako uvádza Minaříková (1968), ich sfarbenie sa pohybuje od

svetlosivých cez žltohnedo škvrnité až po tmavohnedé. Vrstvy ílov a aleuritov (siltov) občas na bázach obsahujú karbonátové kalkréty vytvárajúce pevnejšie vrstvy pripomínajúce slieňovce.

Staršia časť/mladšia časť

57 fluviálne sedimenty: íly, ílovité sily až piesčité sily vo výplni gabčíkovej depresie (len v reze) (holstein)

Ide o ďalšiu intraformačnú, ale nesúvislú vrstvu ílov doloženú vrtmi hrubú od 3 do 9 m s prechodmi do ílovitých siltov a piesčitých siltov, resp. niekde len zónu so zhusteným obzorom uvedených vrstiev v rámci fluviálnej sedimentárnej sekvencie piesčito-štrkovej výplne *gabčíkovej depresie*. Obdobné sedimenty sa vyskytujú aj v rámci opísaného rozhrania medzi *spodným* a *stredným komplexom* piesčito-štrkovej výplne, teda na hranici spodného a stredného pleistocénu (Janáček, 1967).

Doložená pelitická vrstva má pomerne veľký plošný výskyt. Je faciálne, zrnitostne aj farebne odlišná od podložitých i nadložitých piesčitých štrkov dunajskej štrkovej formácie. Jej farba sa pohybuje od sivohnedej po hnedú až tmavohnedú, s prechodmi do žltohnedej a hrdzavohnedej. V spodných častiach vrstvy, ak neboli v mladšom vývoji erodované, sa nachádzajú karbonátové kalkréty poukazujúce na ustálenosť hladiny podzemnej vody v čase vývoja sedimentu a vo viacnásobne sa opakujúcich tenších vrstvách ílovitých siltov sa vyskytujú aj karbonátové konkrécie dokladajúce synsedimentárnu paleopedogenézu.

Z uvedenej vrstvy nie sú známe paleomagnetické merania. Na základe analógie s bezprostredne staršou vrstvou (kolónka 60), formy výskytu a litologickej náplne je však možné uvažovať o tom, že vrstva je ďalším markerom rozhrania medzi fluviálnou sedimentáciou spodnej a strednej časti stredného pleistocénu, teda medzi bazálnou (spodnou) časťou a nadložitou strednou časťou *stredného súvrstvia* (*stredného komplexu*) „*dunajskej štrkovej série*“ (Janáček, 1967, 1969; Vaškovský a Vaškovská, 1977).

Z paleoklimatologického hľadiska ide teda o sediment primárne zodpovedajúci fluviálnej akumulácii v interglaciálnych podmienkach teplejšieho a suchšieho klimatického obdobia a za podmienok zníženého a pomalého prietoku s častými inundáciami. Svedčí o tom výskyt interglaciálnej fauny (Schmidt, 1977).

Ako už bolo uvedené (kolónka 60), pelitické vrstvy sedimentov sú typické najmä pre spodnejšie, staršie súvrstvia, vyvinuté pri intenzívnejšej subsidencii. Preto v mladších súvrstviach pri spomalení subsidencie a nárastu fluviálnej laterálnej erózie spojenjej s odnosom akumulovaného materiálu je výskyt ílovito-siltovitých vrstiev na väčších, stratigraficky zodpovedajúcich syngenetických obzorochoch nápadný.

Sedimenty pelitov s týmto stratigrafickým zaradením nikde nevystupujú na povrch.

Mladšia časť

Fluviálne sedimenty

56 piesčité štrky bližšie nečlenených stredných terás a vo výplni gabčíkovskej depresie (riss vcelku)

55 štrkovité piesky vo výplni gabčíkovskej depresie (len v reze) (riss vcelku)

Pokles *gabčíkovskej panvy* kontinuálne pokračoval aj v mladšej časti stredného pleistocénu (riss), hoci nie tak intenzívne ako v spodnom pleistocéne. Tento pokles sa aj napriek jeho menšej intenzite prejavil ďalšou postupnou inkorporáciou okrajových častí depresie z územia dnešných pahorkatín. Územie za synsedimentárneho superpozičného vývoja kvartérnej akumulácie takto aj naďalej zväčšovalo svoju rozlohu. Fluviálne sedimenty tohto obdobia sa preto plochou výskytu podieľajú na väčšej časti stavby kvartérnej sedimentárnej výplne *gabčíkovskej priehlbiny* než sedimenty staršej časti stredného pleistocénu. Pokiaľ však ide o odhadovaný objem hmoty, sedimenty tohto obdobia nepresahujú hodnoty podložného súvrstvia.

Tieto fluviálne sedimenty predstavujú akumuláciu strednej časti *stredného súvrstvia (stredného komplexu)* „*dunajskej štrkovej série*“ (Janáček, 1967) a vekovo zodpovedajú mladšej časti stredného pleistocénu (riss). Podľa Vaškovského a Vaškovskej (1977) sú tieto sedimenty od sedimentov *spodnej časti stredného komplexu* (mindel) oddelené už opísanou, no nesúvislou vrstvou ílovito-piesčitých siltov až piesčitých ílov hrubou 3 – 9 m zodpovedajúcich akumulácii v období interglaciálu holstein (kolónka 57).

V prípade risskej akumulácie ide o stredné časti opísaných plochých náplavových vejárov Dunaja a Váhu (kolónka 58). Aj v mladšej časti stredného pleistocénu sa oba vejáre vyznačujú zložitým laterálnym vývojom v miestach ich kontaktu (Horníš a Priechodská, 1979; Horníš, 1993).

Risská akumulácia sa podľa vrtnej preskúmanosti začína súvislejšie vyskytovať už od sz. okraja panvy v Bratislave, kde bol zaznamenaný taktiež inverzný terasový vývoj, a v smere na J až JV pokračuje s narastajúcou hrúbkou pozvoľna až do centra depresie. V menšej hrúbke (5) 10 – 25 (30) m je zaznamenaná aj na širšom okraji študovaného územia v pásme Bratislava – Senec – Sládkovičovo – Šaľa – Palárikovo – Nové Zámky, pričom v smere do centra panvy sa zväčšuje na zhruba 50 m. Medzi Novými Zámkami a Komárnom, ako aj v priestore vyšších tektonických krýh na JV územia, približne od Zemianskej Olče, Klížskej Nemej po Komárno, sa zodpovedajúce sedimenty na okraji panvy buď vôbec nevyskytujú, alebo dosahujú len minimálnu až reziduálnu hrúbku 2 – 5 m (Pospíšil et al., 1978).

Príčinou tohto stavu je postgenetická fluviálna erózia. Na základe uvedených údajov je možné poukázať na spomalenie tektonického poklesu panvy v tomto období a v okrajových častiach dokonca až na jeho stagnáciu, pričom v niektorých prípadoch boli erodované aj sedimenty inverzného (terasového) vývoja.

Strednú časť *stredného komplexu* podľa Minaříkovej (1966, 1967, 1968), obdobne ako spodnú časť, tvoria prevažne hrubšie, dobre opracované semioválne, suboválne až ojedinele oválne štrky a piesčité štrky s prechodom do štrkovitých pieskov (kolónka 55) až lokálnych vrstiev a šošoviek hrubozrnných pieskov. V strednej časti komplexu sa zriedkavo vyskytujú vrstvy interštadiálnych ílovitých siltov až ílov, resp. siltovitých sedimentov (kolónka 54). Vrstvy tvorené piesčitými štrkami sú v rámci súvrstvia najhrubšie a najpočetnejšie. Štrkovité piesky a piesky tvoria len tenšie nesúvislé obzory a vrstvy pelitov sú zaznamenané len sporadicky v hrúbke do 0,8 m.

Aj v strednej časti komplexu zaberajú spodné horizonty súvrstvia najprv strednozrnné štrky ($\varnothing$ 2 – 5 cm) v častejšom striedaní so štrkovitými pieskami (kolónka 55), pričom smerom nahor štrky postupne hrubnú. Štrky tejto akumulácie dosahujú maximálnu priemernú hrúbku 18 – 20 cm. Celkové zastúpenie hrubšieho štrkového materiálu podľa Vaškovského a Vaškovskej (1977) súvisí s prevládanim korytových facií nad nivnými faciami, čo sa smerom do nadložia prejavuje ešte markantnejšie.

Piesčito-štrkovitý materiál sa vyznačuje prevažne hrdzavohnedou farbou s prechodmi do hnedožltej až sivej a svetlosivej, indikujúcej občasné lokálne prechody z prooxidačného do mierne redukčného prostredia, prípadne do vrstiev so zvýšeným obsahom karbonátov (Minaříková, l. c.).

Petrograficky v štrkoch strednej časti *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* prevládajú kremene, metamorfované a sedimentárne kremene (< 60 %), nasledujú hnedé, zelené, okrové a sivé silicity (< 10 %), vápence a dolomitické vápence (< 20 %) a kryštalické bridlice, najmä dvojsľudové, muskovitické, biotitické, amfibolické a granáticko-biotitické ruly (< 5 %). Zvyšok, rovnako ako v spodnej časti komplexu, tvoria kremenné pieskovce a polymiktné pieskovce (< 2 %) a do 3 % objemu hmoty vápnité a glaukonitické pieskovce, granitoidné horniny a fragmenty pegmatitov (Minaříková, l. c.).

V piesčitých štrkoch vážskej proveniencie je situácia odlišná. Podľa Horníša (1993) v sedimentoch dominuje strednozrnná obliaková frakcia ($\varnothing$ 2 – 4 cm), v menšej miere sa vyskytuje hrubozrnná frakcia (len do $\varnothing$ 5 – 7 cm). V akumulácii prevládajú dobre opracované suboválne až oválne štrky s telesami (šošovkami) hrubozrnných vytriedených, menej opracovaných klastov kremenných pieskov.

Petrograficky v týchto štrkoch dominujú granitoidy, najmä granity, granodiority a granitové aplity (30 – 35 %), nasledujú kryštalické bridlice, bazické vulkanity a kremene (25 – 30 %), žilný kremeň a žilný kalcit, arkózy, droby, kremité pieskovce, rohovce (< 20 %), rozličné druhy vápencov a dolomity (< 15 %) a zvyšok tvoria permské a iné pieskovce. Petrografická skladba štrkov zodpovedá vážskej proveniencii (Horníš, l. c.).

Piesky strednej časti *stredného komplexu* sú na prevažnej časti strednozrnné až hrubozrnné, prevažne menej opracované. Pri dunajskej proveniencii sú menej

sľudnaté (1 – 2 %), pri vážskej je to 2 – 4 %. Petrograficky v zrnách oboch znosov prevláda kremeň (< 70 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštalických bridlíc a živcov (< 20 %). V ťažkej frakcii minerálov prevláda granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny a v sv. až v. časti územia aj chlority (Horniš a Priechodská, 1979). Farba pieskov sa obdobne ako v prípade štrkov pohybuje od hnedožltej po hrdzavohnedú, občas sú aj svetlosivé a sivohnedé. Podiel piesku v štrkoch kolíše v rozmedzí 5 – 35 %, pričom sedimenty Váhu sú na piesky v tejto časti komplexu bohatšie.

Fluviálne akumulácie strednej časti *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* vystupujú v rámci študovaného územia na povrch v inverznom vývoji ako terasové ekvivalenty v 2 úrovniach *stredných terás* na j. svahoch Malých Karpát v Devínskej bráne, v nižšej úrovni 2. *strednej terasy* pokrytej sprašami a v zdvojenej strednej terase na okraji panvy v Bratislave, podrobnejšie stratigraficky nečlenenej (Mazúrová, 1973; Šajgalík a Hulman, 1976; Vaškovský et al., 1987; Horniš, 1987; Halouzka in Štefanovičová et al., 1993).

V dôsledku zachovania kontinuity so superpozičným panvovým vývojom sú najprv uvedené charakteristiky prechodnej zdvojenej *strednej terasy* Dunaja v Bratislave, ktorá sa tiahne paralelne pozdĺž staršej *vrchnej terasy* (kolónka 59) v úzkom pásme od hradného kopca smerom na SV do priestoru úpätia pohoria v mestskej časti Bratislava-Nové Mesto.

Úroveň povrchu *strednej terasy* sa aj napriek intenzívnemu antropogénnemu pozmeneniu podarilo identifikovať v staromestskej časti do výšky 6 m (ďalej od toku až do 8 m) nad hladinou Dunaja s bázou vo výške 136 – 138 m n. m. (Šajgalík a Hulman, l. c.). Sedimenty terasy dosahujú hrúbku 5 – 8 m, pričom na povrchu sú štrky terasy miestami pokryté deluviálno-fluviálnymi hlinami (kolónka 30), v s. časti až hlinito-kamenitými svahovinami (kolónka 38). V akumuláciách Matula (1957) identifikoval periglaciálne štruktúry – involúcie.

Podľa Horniša (1987) v štrkoch akumulácie prevládajú stredné až hrubé obliaky ($\varnothing$ 2 – 6 cm), občas sa objavujú aj veľmi hrubé ($\varnothing$ 5 – 9 cm). Sú dobre vytriesnené, prevažne semioválne až suboválne, ale vyskytujú sa aj veľmi dobre zaoblené – oválne. V petrografickom zložení dominujú svetlohnedé a červenkasté kremence, okrové a svetlosivé kremité pieskovce a žilné kremene (45 – 55 %). Nasledujú kryštalické bridlice a granitoidy (18 – 27 %) a prítomné sú aj selektívne navetrané rôzne druhy vápencov (hl'uznaté, sakokómové, rádioláριοvé a i.), rohovce a rozpadavé vápnité pieskovce (10 – 15 %). Piesky sú prevažne hrubozrnné ($\varnothing$ 0,5 – 1,8 mm) a slabo zrnitostne vytriesnené, miestami zahlinené. Zrná sú semiangulárne až subangulárne a selektívne navetrané. Na povrchu sú hrdzavo sfarbené povlakmi oxyhydroxidov železa. Farba samotných pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú až hrdzavú (obr. 3.16).

V rámci relevantného geologického výskumu bol z piesčitej vrstvy terasy stanovený absolútny vek sedimentu metódou OSL na 127 000 rokov BP čím sa potvrdil vek tejto terasy uvádzaný v starších prácach (obr. 3.17).

Na základe uvedených petrografických analýz štrkov a zastúpenia ťažkých minerálov v pieskoch (Horníš, l. c.) je zrejmé, že akumulácia zdvojenej strednej terasy prináleží prevažne k dunajskému materiálu alpskej proveniencie, menej moravskej proveniencie.

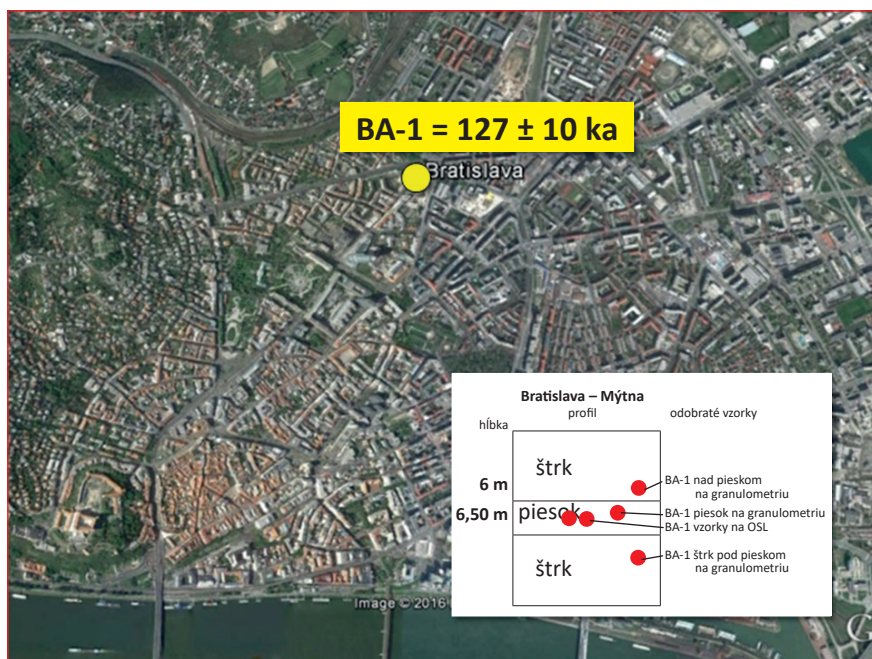


Obr. 3.16. Polymiktné, mierne zahlinené piesčité štrky *strednej terasy* vo výkopovej jame medzi Račianskou ulicou a bývalou stanicou Bratislava-Filiálka; a) detail zahlinených hrdzavohnedých piesčitých štrkov v odkryve; b) detail dažďom preplavených štrkov z odkryvu; c) časť umelého odkryvu vo výkopovej jame (foto J. Maglay, 2015).



54 ílovité sily až íly vo výplni *gabčíkovskej depresie* (len v reze) (*riss vcelku*)

V rámci piesčitých štrkov strednej časti *stredného komplexu* sa zriedkavo vyskytujú nesúvislé pelitické vrstvy hrubé do 0,5 – 1 m, prípadne len šošovky siltovitých ílov až ílovitých a jemnopiesčitých siltov s prímесou drobnozrnných ($\varnothing < 2$ cm) až strednozrnných ($\varnothing 2 - 4$ cm) štrkov. Vrstvy sa prejavujú aj ako drobné zvrstvenia s cyklickým striedaním ílov, pieskov, siltov a štrkov vo forme kalkrét, druhotne spevnených karbonátmi. Tie môžu dosahovať hrúbku do 2 m. Uvedené vrstvy ílov, ílovitých siltov (ílovitých hĺn) a piesčitých siltov sú farebne pestréjšie. Ako uvádza Minaříková (1968), ich sfarbenie sa pohybuje od svetlosivých až po tmavohnedé. Sedimenty ílovitých vrstiev nikde nevystupujú na povrch.



Obr. 3.17. Miesto odberu vzorky BA-1 na stanovenie absolútneho veku metódou OSL z výkopu stavebnej jamy na Radlinského ul. v Bratislave. Na základe toho bol vek terasových fluvialných sedimentov Dunaja zaradený do mladšej časti stredného pleistocénu (Moravcová et al., 2018).

53 piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás (starší riss)

52 piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás (starší riss), s pokryvom spraší (würm)

Fluviálne sedimenty vyšších stredných terás Dunaja na študovanom území v minulosti skúmali viacerí autori (Mazúrová, 1973; Šajgalík a Hulman, 1976; Vaškovský et al., 1987; Horniš in Vaškovský et al., 1987; Halouzka in Štefanovičová et al., 1993). Najucelenejšie poznatky o ich genéze, morfometrických údajoch a litologickej náplni sú známe z ľavobrežia Dunaja. Vystupujú tam v úzkom prerušovanom pruhu na j. svahoch Devínskych Karpát a Pezinských Karpát od Devína (mimo skúmaného územia) cez miestnu časť Riviéra v Bratislave-Karlovej Vsi, j. okraj, areál Prírodovedeckej fakulty UK, popri vyústení potoka Vydrica do Dunaja pri botanickej záhrade a úpäťm Machnáča po starý tunel. Po kratšom prerušení sa tieto sedimenty vyskytujú už ako súčasť opísanej nerozlišenej zdvojenej strednej terasy (kolónka 56), známej zo staromestskej časti Bratislavy.

Báza terasy sa medzi Devínom a Bratislavou pohybuje v rozpätí 15 – 20 m, len v časti Staré grundy v areáli Prírodovedeckej fakulty je nižšie (12 – 17 m). Tvoria ju granitoidné horniny. Hrúbka sedimentov terasy sa na tomto úseku pohybuje od reziduálnych výskytov po zhruba 3 – 5 m v Karlovej Vsi a 5 – 6 m v areáli fakulty. Na svahoch Machnáča je táto hrúbka priebežne okolo 2 m. V tylových okrajoch sú piesčité štrky terasového stupňa pokryté deluviálnymi hlinito-štrkovitými sedimentmi (kolónka 37) a v oblasti Karlovej Vsi a Mlynskej doliny pokrývajú svahových hlín a spraší hrubými do 2 m (kolónka 52).

Sedimenty piesčito-štrkových, miestami čiastočne zahlinených akumulácií vyššej strednej terasy pozostávajú z priemerne až slabo vytriedených, dobre opracovaných semioválnych až suboválnych, prevažne strednozrnných ($\varnothing$ 2 – 5 cm) štrkov nepravidelných tvarov s premenlivým obsahom stredno- až hrubozrnných pieskov. Medzivrstvy pieskov sú dobre zrnitostne vytriedené a obsahujú malú prímes drobnozrnného kremitého štrku ($\varnothing$ 0,5 – 2 cm). V zónach s piesčito-hlinitými štrkami uvádza Horniš (1987) len do 40 % štrkovej frakcie, 35 % piesčitej a 25 % prachovitej frakcie. V akumuláciách sa nachádzajú mrazové klíny, kapsy a involúcie (Vaškovský et al., 1987).

Petrograficky tu výrazne prevládajú len mierne navetrané kremence a kremene, oxyhydroxidmi Fe a Mn sfarbené do okrova, hrdzavohneda, hrdzava a lokálne až do čiernej (< 70 – 75 %). Zvyšok tvoria selektívne navetrané kryštalické bridlice a granitoidy, sporadicky silicity a kremité pieskovce. Okrem uvedených hornín sú



Obr. 3.18. Hrdzavohnedé piesčité štrky vyššej strednej terasy s pokryvom hlinito-piesčitých splachov, eolických spraší a antropogénnej navážky vo výkope základovej jamy v areáli Prírodovedeckej fakulty v Bratislave (foto M. Šujan, 2014).

v štrkoch zastúpené aj rôzne druhy navetraných vápencov a vápnité pieskovce. V horných vrstvách sú lokálne prítomné hrubé klasty (balvany až bloky) zvetraných granitov pochádzajúcich z deluviálnych sedimentov (obr. 3. 18). V asociácii ťažkých minerálov prevládajú granáty nad opakovými minerálmi. Hojnejšie je zastúpenie amfibolitov a epidotu (Horniš, l. c.).

V štrkoch *vyššej strednej terasy* výrazne prevláda dunajský materiál alpskej proveniencie pred materiálom z Moravy.

Fluviálne akumulácie rozlíšenej *vyššej strednej terasy* Váhu, prípadne Nitry neboli v regióne identifikované, hoci ich výskyty sú spoľahlivo doložené zo susedných regiónov z oblasti Trnavskej tabule a Nitrianskej tabule (Maglay et al., 2011b; Pristaš et al., 2000b). Tam sú tieto sedimenty pokryté hrubými vrstvami spraší vrchného pleistocénu.

51 piesčité štrky *nížších stredných terás* (mladší riss)

50 piesčité štrky *nížších stredných terás* (mladší riss), s pokryvom spraší (neskorý würm)

Rovnako ako v prípade opísaných terás (kolónky 53, 52), aj pri fluviálnych sedimentoch *nížších stredných terás* Dunaja najucelenejšie poznatky o ich genéze, morfometrických údajoch a litologickej náplni podávajú Mazúrová (1973), Šajgálík a Hulman (1976), Vaškovský et al. (1987), Horniš (in Vaškovský et al., 1987) a Halouzka (in Štefanovičová et al., 1993). Výskyty sedimentov tohto terasového stupňa sú doložené z ľavobrezia Dunaja, kde sa na skúmanom území objavujú v miestnej časti Bratislava-Riviéra po vyústenie Karloveského potoka, medzi uvedeným potokom a potokom Výdrlica po botanickú záhradu a východne od ústia Výdrice do Dunaja v športovom areáli.

Bázu terasy na celom úseku výskytov tvoria granitoidné horniny. Jej výška je pomerne vyrovnaná, v tylovej časti sa pohybuje medzi 6 – 8 m, v blízkosti hrany v rozpätí 3 – 6 m nad tokom Dunaja. Reliéf povrchu *nížšej strednej terasy* je mierne zvlnený a na okrajoch úplne zahladený vplyvom postsedimentačných svahových procesov. Výrazne sa na ňom prejavila deflácia, ktorej dôsledkom je zvýšená prítomnosť štrkových frakcií blízko povrchu i na povrchu (obr. 3.19). Hrúbka sedimentov terasy v dôsledku toho kolíše, pohybuje sa od reziduálnych výskytov po zhruba 3 – 8 m. Úroveň povrchu terasy sa pohybuje v rozpätí 5 – 13 m nad tokom. V tylových okrajoch, ale niekde aj na celej ploche výskytu sú piesčité štrky terasového stupňa pokryté pokryvmi spraší hrubými do 2 m (kolónka 50).

V piesčitých štrkoch akumulácie *nížšej strednej terasy* prevládajú podľa Horniša (1987) stredné až hrubé obliaky ($\varnothing$ 2 – 6 cm), občas sa objavujú aj veľmi hrubé ($\varnothing$ 5 – 9 cm). Sú dobre vytriedené, prevažne semioválne až suboválne (stredne a dobre zaoblené), ale vyskytujú sa aj veľmi dobre zaoblené štrky. Piesky sú prevažne hrubozrnné ($\varnothing$ 0,5 – 1,8 mm) a slabo zrnitostne vytriedené, miestami výrazne zahlinené. Zrná sú semiangulárne až subangulárne a selektívne navetrané.

V petrografickom zložení, obdobne ako v prípade staršej terasy, dominujú svetlohnedé a červenkasté kremence, okrové a svetlosivé kremité pieskovce a žilné kremene (45 – 55 %). Nasledujú kryštalické bridlice a granitoidy (18 – 27 %) a prítomné sú aj selektívne navetrané rôzne druhy vápencov (hl'uznaté, sakokómové, rádioláριοvé a i.), rohovce a rozpadavé vápnité pieskovce (10 – 15 %).

Piesčité štrky nižšej strednej terasy sú na povrchu hrdzavo sfarbené povlakmi oxyhydroxidov železa. Farba samotných pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú až hrdzavú.

Na základe uvedených petrografických analýz štrkov a zastúpenia ťažkých minerálov v pieskoch (Horniš, l. c.) je zrejmé, že akumulácia *nižších stredných terás* prináleží prevažne k dunajskému materiálu alpskej proveniencie, menej k moravskej proveniencii.



Obr. 3.19. Povrchové výstupy piesčitých štrkov nižšej strednej terasy Dunaja pri vyústení Vydrice (a) a v areáli športovísk FTVŠ v Bratislave (b) s detailom (c) (foto J. Maglay, 2015).

Synchronne fluválne sedimenty *nižších stredných terás* sa nachádzajú aj na sv. okraji regiónu medzi Šoporňou, Hájskym a Tvrdošovcami, kde na toto územie zasahuje časť Nitrianskej pahorkatiny – Nitrianska tabuľa (pozri geologickú mapu). V tomto prípade sa všetky terasové akumulácie nachádzajú pod návejmi sprašových sérií vrchného pleistocénu hrubými 5 – 10 m (kolónka 50).

Povrch terasy tvorený sprašami vystupuje v relatívnej výške 8 – 12 m nad nivami tokov. Je prevažne plochý, ale bočnými občasnými i stálymi tokmi a úvalinami či úvalinovými dolinami rozčlenený na samostatné časti.

Erózna báza *nižšej strednej terasy* sa nachádza 2 – 5 m pod úrovňou povrchu nívnych náplavov, ale smerom na V do tabule stúpa na úroveň povrchu nívnych náplavov. Laterálne vzťahy medzi fluválnymi sedimentmi terasy, dnovou akumuláciou vrchného pleistocénu a staršími sedimentmi sú vyjadrené v geologickom reze (2 – 2').

Akumulácie *nižšej strednej terasy* sv. okraja regiónu sú tvorené zriedkavo selektívne navetranými, smerom k povrchu zahlienenými strednozrnnými ($\varnothing$ 2 – 4 cm), menej drobnozrnnými ($\varnothing$ 1 – 2 cm) a len zriedka hrubozrnnými ($\varnothing$ 6 – 8 cm) suboválnymi až oválnymi sivými piesčitými štrkami s polohami stredno- až hrubozrnných vytriedených pieskov sivej farby. Ojedinele sa v štrkoch nachádzajú obliaky s $\varnothing$ 15 – 18 cm. Smerom k povrchu pribúdajú žltosivé drobnozrnné štrky ($\varnothing$ < 1 cm) s obsahom piesčitej zložky až 45 %. Na styku s nadložnými sprašami dominujú škvrnité, sivé a oranžovo-žlté strednozrnné sľudnaté piesky.

Petrografické zloženie štrkov terasy je polymiktné (Horniš, 1993). Prevahu majú žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce (34 – 57 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (11 – 27 %). Zvyšok tvoria rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce, žilné kalcity, rôzne druhy vápencov (organodetritické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádioláριοvé, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské) a dolomitov, ako aj permské pieskovce a pieskovce neogénu (3 – 15 %).

Fluválne akumulácie *nižšej strednej terasy* podľa Horniša (l. c.) prislúchajú k vážskej proveniencii.

Stredný pleistocén/vrchný (mladší) pleistocén

49 fluválne sedimenty: ílovité silty až íly vo výplni gabčíkovskej depresie (len v reze) (ém)

Z vrtnej preskúmanosti je zrejmé, že v rámci *stredného komplexu* fluválnej sedimentárnej sekvencie piesčito-štrkovej výplne *gabčíkovskej priehlbiny* Podunajskej panvy, obdobne ako v rámci opísaného rozhrania medzi *spodným* a *stredným komplexom* (kolónka 60) a v rámci rozhrania medzi *spodným* a *stredným súvrstvom stredného komplexu* „dunajskej štrkovej série“ (kolónka 57), sa nachádza ďalšia,

mladšia intraformačná vrstva ílov, ílovitých siltov a piesčitých siltov (Janáček, 1967).

Táto vrstva má pomerne veľký plošný rozsah, aj keď nie je súvislá. Dosaahuje hrúbku maximálne 5 m. V miestach, kde sa v rámci sedimentárnej výplne nevyskytuje, bola pravdepodobne postgeneticky erodovaná nástupom vrchnopleistocénneho erózo-akumulačného vývoja v podmienkach pomalej subsidencie až stagnácie. V takýchto prípadoch nie je diskontinuita v sekvencii piesčitých štrkov napriek stratigrafickému hiátu z vrtoz litologicky pozorovateľná. Hranicu medzi sedimentmi stredného a vrchného pleistocénu indikuje len zmena vo faciálnom prejave a zrnitostnom pomere. Priebeh vrstvy pelitov je vyjadrený v geologických rezoch (1 – 1' a 2 – 2').

Vrstva je faciálne, zrnitostne aj farebne odlišná od podložných i nadložných piesčitých štrkov. Farba sa pohybuje od sivej až sivozelenej cez sivohnedú po hnedú so sivozelenými škvrnitými zátekmi a s prechodmi do žltohnedej a hrdzavohnedej. Aj tu sa v spodných častiach vrstvy nachádzajú karbonátové kalkréty poukazujúce na ustálenosť hladiny podzemnej vody v čase vývoja sedimentu.

Na základe analógie s bezprostredne staršou vrstvou (kolónka 57) i formy výskytu a litologickej náplne je možné uvažovať, že vrstva je markerom najmladšieho rozhrania medzi fluviálnou sedimentáciou stredného a vrchného pleistocénu, teda medzi strednou časťou a nadložnou vrchnou časťou *stredného súvrstvia (stredného komplexu) „dunajskej štrkovej série“* (Janáček, 1967, 1969; Vaškovský a Vaškovská, 1977).

Z paleoklimatologického hľadiska ide teda o sediment zodpovedajúci primárne fluviálnej akumulácii v interglaciálnych podmienkach teplejšieho a suchšieho klimatického obdobia a za podmienok zníženého a pomalého prietoku s časťami inundácií. Z tejto vrstvy bola doložená interglaciálna fauna (Schmidt, 1977).

Ílovité sedimenty s týmto stratigrafickým zaradením nikde nevystupujú na povrch.

Vrchný (mladší) pleistocén

48 proluviálne sedimenty: piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových vejároch (*wülm*)

Proluviálne akumulácie *nízkych náplavových vejárov* majú na študovanom území len malé plošné a nízke objemové zastúpenie. Sústredené sú do miest vyústenia malokarpatských potokov na líniu výrazného tektonického rozhrania Malých Karpát, resp. ich okrajovej časti, s Podunajskou panvou. V rôznych vejárovitých formách a plochách sa vyskytujú v pásme od vyústenia potokov od lokality Ahoj v Bratislave-Novom Meste, cez vyústenia v miestnych častiach Vinohrady, Krasňany, Rača a ďalej v smere na SV (Račí potok, Fanglovský potok, Hraničný potok) až po vyústenie potoka vo Svätom Jure (plošne najrozsiahljší vejár).

Náplavy všetkých vejárov pozostávajú z chaoticky uložených, zrnitostne a petrograficky nevytriedených polohrubých, hrubých až veľmi hrubých ($\varnothing$ 2 – 5 – 10 cm) angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkov a štrkov, ako aj z neopracovaných i opracovaných klastov hrubozrnných pieskov. Smerom do distálnych častí sedimenty prechádzajú do dobre vytriedeného zahlineného piesčitého štrku. Na povrchu telies pribúdajú piesčité hliny až zahlinené hrubozrnné piesky, pri prechode do nív sú viac ílovité.

V petrografickom zložení stredno- až hruboklastického materiálu sú hojne zastúpené najmä granitoidné horniny, ako sú stredozrnné a hrubozrnné biotitické, dvojsľudové a leukokratné granity tvoriace dovedna 60 – 70 % celkového objemu. Zvyšok tvoria granodiority, žilné kremene a aplity. Smerom na SV v prolúviách pribúdajú amfibolické horniny, a hlavne biotitické ruly ako v prípade telesa vejára vo Svätom Jure (< 20 %). Uvedené horniny dosahujú rôzny stupeň zvetrania, čo svedčí o zmesi prolúviálneho i deluviálneho materiálu.

Všetky uvedené vrchnopleistocénne vejáre úplne nahrádzajú prípadné staršie akumulácie, ktoré boli erodované, alebo sa v distálnych zónach prechodu do superpozičného vývoja panvy nachádzajú v podloží vrchnopleistocénnych vejárov. Väčšina telies je morfológicky dobre zachovaných, no menej výrazných. Prispieva k tomu antropogénna premena v podobe vysokej zastavanosti územia. Kužeľe sú postgeneticky mierne terasované, delené vlastnými tokmi na vetvy, prípadne v postglaciáli a holocéne laterálne erodované. Telesá dosahujú výšku v priemere 2 – 7 (10) m nad príslušným tokom. V distálnych zónach sa prolúviálny materiál prstovite spája so syngenetickým flúviálnym materiálom výplne panvy (Vaškovský et al., 1987; Maglay in Polák et al., 2011).

Fluviálne sedimenty

47 štrky a piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách, agradačných valoch, umelých odkryvoch a vo výplni gabčíkovej depresie (würm)

46 štrkovité piesky vo výplni gabčíkovej depresie (len v reze) (würm)

Sedimenty sú reprezentantom rozsiahlej flúviálnej akumulácie vrchného pleistocénu (würm) tvoriacej samostatný, najmladší glaciálny (resp. štádiálny) cyklus sedimentácie. Ide o akumulácie Dunaja (Malého Dunaja) a jeho karpatských prítokov – Čiernej vody, Váhu (Gidry, Dudváhu), Nitry a Žitavy, ktoré dovedna tvoria najvrchnejšiu časť *stredného súvrstvia*, resp. *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* (Janáček, 1967, 1969; Vaškovský a Vaškovská, 1977). V miestach mimo územia Podunajskej roviny sa označujú aj termínom *dnová akumulácia*. Plošný rozsah vrchnej časti *stredného súvrstvia*, resp. *stredného komplexu* je na väčšine územia totožný s rozsahom nadložnej akumulácie holocénu, no v okrajových častiach roviny s vývojom *nízkych terás* je tento rozsah ešte väčší.

Vrchnopleistocénne fluvialne uloženiny tvoria celkovo najväčší objem hmoty kvartérnej akumulácie na študovanom území, i keď ich hrúbka veľmi varíruje. Exaktné oddelenie sedimentov vrchnej časti *stredného komplexu* od podložnej strednopleistocénnej akumulácie tohto komplexu je náročné a vyžaduje si podrobnejší výskum pri využití numerických metód datovania (napr. kozmogénne nuklidy, prípadne OSL). V tejto práci je rozhranie stotožnené s častým výskytom opísaných vrstiev ílov a siltov (kolónka 49) priradených k sedimentácii v podmienkach interglaciálu ém.

Z vrtnej preskúmanosti je zrejmé, že vrchná časť *stredného súvrstvia* na sz. okraji *gabčíkovskej panvy* vrátane územia Bratislavy v blízkosti úpätia Malých Karpát dosahuje hrúbku ca 10 – 12 m, na s. okraji medzi Bernolákovom, Sencom a Sládkovičovom 18 – 20 m, na sv. okraji medzi Váhovcami, Šoporňou, Šaľou, Tvrdošovcami, Palárikovom a Novými Zámkami od 5 m pri okraji pahorkatiny do zhruba 18 – 22 m v mieste súčasného toku Váhu, ďalej na v. okraji medzi Novými Zámkami a Nesvadmi 10 – 18 m a medzi Martovcami a Komárnom 6 – 10 m. Na všetkých uvedených okrajových častiach depresie sa toto súvrstvie stotožňuje s *dnovou akumuláciou s. s.* Od uvedených okrajov smerom do centra panvy sa hrúbka vrchnopleistocénnej akumulácie zväčšuje pri Bratislave-Podunajských Biskupiciach na 15 – 18 m a následne aj vplyvom poklesových zlomov s jv. orientáciou sklonu narastá v Dolnom Bare a Sape na viac ako 60 m. Ďalej smerom od centra *gabčíkovskej depresie* na V až JV sa opäť postupne znižuje na hodnotu 25 – 35 m a na systéme protiklonných poklesových zlomov so sz. orientáciou sklonu prebiehajúcim v smere od Čičova cez Zemiansku Olču na Kolárovo náhle klesá na hodnotu 10 – 12 m (Trávník, Klížska Nemá, Malé Kosihy, Zlatná na Ostrove) a pri Komárne len na 6 – 8 m.

Kvôli úplnosti uvádzame, že hrúbka *dnovej akumulácie* Dunaja sa v Devínskej bráne pohybuje v hodnotách 4 – 6 m a v korytovom pásme sa znižuje do 1 m. V jej podloží sa predpokladá aj bezprostredný výstup kryštalinika Malých Karpát. Smerom do Podunajskej panvy sa hrúbka dnovej akumulácie v Bratislave náhle zväčšuje na uvedených 10 – 12 (15) m.

Sedimenty vrchnej časti *stredného komplexu* sa vyznačujú polycyklickým fluvialným vývojom. To zapríčinilo prostredníctvom rôznorodého faciálneho a frakčného zastúpenia klastov výraznú a častú zrnitostnú diferenciáciu nielen vo vertikálnom, ale najmä v horizontálnom smere. Výsledkom tohto stavu je častejšie striedanie pomerného zastúpenia piesčitej a piesčito-siltovitej frakcie oproti štrkovitej frakcii. Celkove v priemere je tu však väčšie zastúpenie hrubšieho štrkového materiálu, čo podľa Vaškovského a Vaškovej (1977) svedčí o prevahe korytových facií s výrazne väčšou hrúbkou nad nívňými faciami.

Piesčito-štrkovitý materiál tohto komplexu sa vyznačuje prevažne hrdzavohnedou a hrdzavosivou farbou s prechodmi do hnedožltej až sivej a svetlosivej, indi-

kujúcej častej lokálne prechody z prooxidačného do mierne redukčného prostredia, prípadne do vrstiev so zvýšeným obsahom karbonátov (Minaříková, 1967, 1968). Tvoria ho prevažne hrubšie, dobre opracované semioválne, suboválne až ojedinele oválne štrky a piesčité štrky s prechodom do štrkovitých pieskov (kolónka 46) až lokálnych vrstiev a šošoviek hrubozrnných pieskov (kolónka 45). Zriedkavo sa v strednej časti komplexu vyskytujú vrstvy interštádiálnych ílovitých siltov až ílov, resp. siltovitých sedimentov (kolónka 43). Vrstvy tvorené piesčitými štrkami sú v rámci súvrstvia najhrubšie a najpočetnejšie, štrkovité piesky a piesky tvoria len tenšie nesúvislé obzory a vrstvy pelitov sú zaznamenané len sporadicky v hrúbke do 0,5 m. Spodné horizonty súvrstvia sa vyznačujú akumuláciou hrubých piesčitých štrkov ($\varnothing$ 5 – 9 cm) s ojedinelými maximálnymi hodnotami hrúbky v priemere 18 – 20 cm. Smerom nahor postupne prevládajú strednozrnné frakcie ($\varnothing$ 2 – 5 cm) v častejšom striedaní so štrkovitými pieskami (kolónka 46).

V tejto zóne sa počas ťažby piesčitých štrkov vo viacerých štrkovniach situovaných na tomto území v rámci Žitného ostrova podarilo identifikovať sporadickú prítomnosť neopracovaných (angulárnych) i slabo opracovaných (subangulárnych) úlomkov hornín veľkých rozmerov ($\varnothing$ 18 – 95 cm), vyťažených z rôznej hĺbky vrchnej časti stredného komplexu. V centre depresie pri Okoči to bolo z hĺbky okolo 30 m, v Oľdzi ca 15 m a pri okrajoch priehlbiny v Trávníku len z hĺbky 15 – 10 m. Podľa prvých indícií ide o úlomky hornín väčších rozmerov „utopených“ v piesčito-štrkových sedimentoch súvrstvia, odborne označovaných termínom *dropstone* (obr. 3.20).

Vo zvodnených štrkoch vrchnej časti *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* v širšom centre depresie petrograficky mierne prevládajú kremene, metamorfne a sedimentárne kremence (< 55 %), nasledujú hnedé, zelené, okrové a sivé silicity (< 10 %), vápence a dolomitické vápence (< 25 %) a kryštalické bridlice, najmä dvojsľudové, muskovitické, biotitické, amfibolické a granáticko-biotitické ruly (< 5 %). Zvyšok, rovnako ako v strednej časti komplexu, tvoria kremené pieskovce a polymiktné pieskovce (< 2 %), do 3 % objemu hmoty vápnité a glaukonitické pieskovce, granitoidné horniny a fragmenty pegmatitov (Minaříková, l. c.).

Na zobrazenom dolinnom úseku Dunaja a v apikálnej časti jeho vnútrozemskej delty v staromestskej časti Bratislavy sú sedimenty dnovej akumulácie tvorené zvodnenými, dobre vytriedenými a opracovanými piesčitými štrkami a pieskami. Pokiaľ ide o zrnitosť, prevládajú stredné až hrubé frakcie ($\varnothing$ 2 – 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubé, balvanovité ($\varnothing$ 10 – 15 cm, miestami až 18 cm). Smerom k povrchu dnovej výplne sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné žltosivé piesčité štrky ($\varnothing$ 1 – 2 cm) a rovnako pribúda aj hrubozrnnnejšia piesčitá frakcia.

V uvedenej časti územia v petrografickom zložení štrkov Dunaja podľa Horníša (1987) prevládajú nezvetrané čerstvé kremence, kremité pieskovce a žilný

kremeň (34 – 50 %). Nasledujú čerstvé granitoidy, kryštalické bridlice, vápence a pieskovce (10 – 30 %). Menej sú zastúpené žilné kalcity, rohovce a hľuznaté, sakokómové a rádioláριοvé vápence. Zriedkavo sa vyskytujú vápnité pieskovce a litotamniové vápence neogénu v zastúpení 3 – 10 %.



Obr. 3.20. Niekoľko ukážok *dropstones* – nepracovaných úlomkov hornín (balvanov až blokov), transportovaných v ľadových kryhách, deponovaných do prostredia opracovaných piesčitých štrkov vrchnej časti stredného súvrstvia dunajskej štrkovej formácie v období posledného pleniglaciálu würrmu. Podľa predbežných výsledkov ide o horniny alpskej proveniencie (foto L. Martinský, 2017).

V severovýchodnej a východnej časti územia sú synchronne akumulácie zvrhnutých, dobre opracovaných piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov vrchnej časti *stredného komplexu*. Tvoria ich prevažne strednozrnné ($\varnothing < 4$ cm), menej hrubozrnné ($\varnothing 4 - 6$ cm) suboválne až oválne štrky s telesami hrubozrnných vytriedených pieskov. V južnejšej časti roviny medzi Palárikovom, Kolárovom a Komárnom v zodpovedajúcich sedimentoch prevláda piesčitá frakcia (< 60 %).

Podľa Horníša (1993) je petrografické zloženie vrchnopleistocénnych štrkov v tejto časti Podunajskej panvy vysoko polymiktné. Prevahu majú žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce (35 – 50 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (10 – 30 %). Hojné sú aj žilné kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a neogénu, rôzne druhy vápencov (organodetritické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádioláριοvé, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské) a dolomitov, permské pieskovce a pieskovce neogénu (5 – 10 %). Petrografická skladba štrkov zodpovedá vážskej proveniencii.

Vrchnopleistocénne piesčité štrky v rozsahu superpozičného vývoja sedimentárnej výplne panvy v prirodzených odkryvoch na povrch prirodzene nevystupujú. Výstupy sú známe len v miestach umelých odkryvov, reprezentovaných najmä ťažobnými jamami opustených i aktívnych štrkovísk (obr. 3.21) s viac ako 100 lokalitami vyznačenými na geologickej mape. Väčšinou je však dnová akumulácia nesúvisle pokrytá prechodnými pleistocénno-holocénnymi fluviaľnými resedimentovanými štrkami, pieskami, hlinami a ílmi (kolónky 28 – 24), eolickými spra-



Obr. 3.21. Jedna z aktívnych štrkovní Žitného ostrova v Trávníku pri Komárne.

šami a pieskami a holocénnymi fluvialnymi sedimentmi korytovej, prikorytovej a povodňovej fácie – nivnými hlinami, piesčitými hlinami, pieskami a piesčitými štrkami a ílmi (kolónky 19 – 15 a 9 – 5).

Synchrónne fluvialne sedimenty vrchného pleistocénu vystupujú v rámci skúmaného územia na povrch hlavne v miestach s inverzným vývojom sedimentácie, t. j. v systéme morfolologickej postupnosti, vo forme *nízkej terasy*. Morfologicky najmarkantnejší je výskyt tzv. *práterskej terasy* (Fink, 1960), ktorá na študované územie zasahuje z Rakúska a jej hrana sa tiahne pozdĺž štátnej hranice s Rakúskom od obce Kittsee po styk slovensko-rakúsko-maďarskej hranice, odkiaľ pokračuje ďalej na maďarské územie.

Povrch terasy vystupuje 4 – 6 m nad nivu Dunaja a 6 – 8 m nad jeho strednú hladinu toku (obr. 3.22). Bázu tejto terasy tvoria sedimenty neogénu v hĺbke približne 4 m pod úrovňou hladiny toku. Hrúbka jej akumulácie sa pohybuje v rozmedzí 10 – 12 m. Terasu tvoria piesčité štrky s občasným prechodom do štrkovitých pieskov a od hĺbky 7 – 9 m sú jej sedimenty zvodené.

Obr. 3.22. Pravostranná *nízka terasa* Dunaja na JZ od Rusoviec v blízkosti štátnej hranice s Rakúskom. Povrch terasy nápadne morfologicky vystupuje do výšky ca 4,5 m nad povrch vyššej nivy Dunaja. Na hrane terasy (sokla terasy) občas piesčité štrky vystupujú na povrch spod približne 1,5 m hrubého pokryvu fluvialnych povodňových hlín (siltov) alebo fluvialnych a čiastočne fluvialno-eolických pieskov (foto J. Maglay, 2014).



Sedimenty *nízkej terasy* pravobrežia Dunaja sú tvorené vytriedenými, semioválnymi, suboválnymi až oválnymi piesčitými štrkami so stredne až slabo opracovanými zrnami vápnitých pieskov. V zrnitosti štrkov prevládajú stredné až hrubé frakcie ($\varnothing$ 2 – 7 cm). Smerom k povrchu terasy sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné piesčité štrky ($\varnothing$ 1 – 2 cm) až štrkovité piesky svetlosivej, žltosivej a hrdzavosivej farby. Smerom nahor pribúda aj hrubo zrnnejšia piesčitá frakcia (obr. 3.23).

V petrografickom zložení štrkov terasy podľa Horníša (1987) prevládajú nezvetrané kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (40 – 50 %). Nasledujú

rôzne druhy nezvetraných vápencov a vápnité pieskovce (10 – 30 %). Grani-toidy, kryštalické bridlice, žilné kalcity a rohovce sú zastúpené v menšej miere (10 – 20 %). Ostatné horninové zastúpenie predstavujú hľuznaté a rádioláriové vápence a vápnité pieskovce (5 – 10 %).



Obr. 3.23. Výstup piesčitých štrkov *nízkej terasy* Dunaja na povrch v konkávnej časti terasovej hrany na SZ od Jaroviec. V drobn- až strednozrnných obliakoch petrograficky prevažujú kremence, kremenné pieskovce a vápence. Piesčité štrky sú silno zahlinené (foto J. Maglay, 2013).

Sedimenty *nízkej terasy* pravobrežia Dunaja sa vyznačujú častým pokryvom povodňových vápnitých siltov pripomínajúcich sprae, lokálne hrubým do 2 m (obr. 3.24) (kolónka 44), prípadne aj s pokryvom strednozrnných až hrubozrnných fluvialných pieskov (kolónka 45) s občasným prechodom do eolických pieskov (kolónky 22 a 13).

Obr. 3.24. Mierne zvlnený povrch *nízkej terasy* na Z od Jaroviec s hranou terasy, na ktorej vystupujú na povrch spod ornice fluvialne vápnité sily a piesčité vápnité sily (foto J. Maglay, 2013).



V Bratislave sa pásмо výskytu syngenetickej terasovej akumulácie ľavobrežia Dunaja tiahne od hradného vrchu cez centrum mesta do miestnej časti Ružinov a ďalej sa rozširuje v smere na Zlaté piesky, Vajnory, Čiernu vodu a v druhej vetve do Ivanka pri Dunaji až Bernolákova (pozri geologickú mapu). Na SZ od Ber-

nolákova, v miestach, kde na územie zasahuje okraj Trnavskej pahorkatiny, je terasa pokrytá eolickými vápnitými hlinami hrubými do 3 m – sprašami (kolónky 40, 41). Terasa má pomerne veľkú rozlohu, hoci sa vyskytuje pomerne prerušovane vplyvom mladšej, postgenetickej segmentácie malokarpatskými tokmi. Povrch terasy je morfológicky nenápadný, často splýva s holocénnym nivným pokryvom. Piesčité štrky tohto stupňa sa ale nachádzajú aj v recentnej pôde, čo je markantné pri jesennej orbe. *Nízka terasa* ľavobrežnej vetvy Dunaja má iné morfometrické parametre ako uvedená synchronná terasa jeho pravobrežnej vetvy. Je to spôsobené jej prechodným postavením medzi inverzným (terasovým) a normálnym subsidenčným vývojom sedimentácie.

Povrch terasy v meste vystupuje len 1 – 3 m nad holocénnu nivu Dunaja, od ktorej sa dá v nezastavaných a povrchovo neupravovaných miestach aglomerácie parézovaním odčleniť priebehom pásma náhleho, mierne zvýšeného sklonu povrchu územia v mieste okraja terasy. Mierne zväčšený sklon je spôsobený maximálnym laterálnym dosahom holocénnnej erózo-akumulačnej činnosti a vývoja fluválnej akumulácie Dunaja v apikálnej zóne jeho vnútrozemskej delty (náplavového vejára). Báza tejto terasy tvorená sedimentmi neogénu má zložitý priebeh. Podľa Šajgalíka a Hulmana (1976) sa kontakt s podložíom nachádza v úrovni 119 – 122 m n. m. so sklonom na JV. Poukazuje to na hrúbku akumulácie 8 – 10 m, ktorá v smere na JV pri prechode do superpozičného vývoja sedimentácie pomaly narastá na 15 m.

Terasu tvoria zvodenené, od hĺbky zhruba 6 m vytriedené, zväčša opracované piesčité štrky a piesky. Väčšiu prímes (do 30 %) slabo vytriedených, nezvetraných i selektívne navetraných a prevažne menej opracovaných, semioválnych, semiangulárnych až subangulárno-angulárnych, stredno- až hrubozrnných ($\varnothing$ 2 – 10 cm) štrkov granitov a kremencov zaznamenávame v horných (mladších) vrstvách terasy od Žabieho majera cez Vajnory v smere do Bernolákova. Súvisí to so spájaním fluválneho materiálu Dunaja s proluválnym materiálom (48) malokarpatských tokov.

Zrnitosťne prevláda stredná až hrubá frakcia ($\varnothing$ 2 – 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubá ($\varnothing$ 10 – 15 – 18 cm). Pri stavebných prácach spojených s projektom výstavby rýchlodráhy boli v druhej polovici 80. rokov minulého storočia z bázy akumulácie piesčitých štrkov z hĺbky asi 15 m vyťažené neopracované bloky granitov s priemerom do 1,5 m pochádzajúce z Malých Karpát (Vaškovič et al., 1987). Smerom k povrchu *nízkej terasy* pribúdajú v pomernom zastúpení 40 – 40 % drobné žltosivé piesčité štrky ($\varnothing$ 1 – 2 cm) s prechodom do hrubozrnnnej, slabo zrnitosťne vytriedenej, miestami zahlinenej piesčitej frakcie ($\varnothing$ 0,5 – 1,8 mm).

V petrografickom zložení štrkov Dunaja v *nízkej terase* v Bratislave podľa Horníša (1987) opäť prevládajú nezvetrané čerstvé kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (30 – 40 %). Nasledujú čerstvé granitoidy, vápence, pieskovce

a kryštalické bridlice (10 – 30 %). Oveľa menej sú zastúpené rohovce a iné druhy vápencov (rádioláiové, hľuznaté, sakokómové) a vápnité pieskovce (10 – 20 %).

Na severovýchodnom okraji študovaného územia, v pásme od Šoporne cez Šaľu, Palárikovo, Tvrdošovce po Nové Zámky, vystupuje synchronná akumulácia erózneho okraja („ostanca“) pôvodnej akumulačnej úrovne, zachovanej vo forme *nízkej terasy* ľavo-brežia Váhu. Úroveň povrchu odkrytej *nízkej terasy* reprezentuje pôvodnú úroveň povrchu sedimentov dnovej akumulácie z obdobia pred eróziou v neskorom glaciáli až holocéne.

Relatívna výška povrchu terasy sa v uvedenom pásme pohybuje od 2 do 6 m, miestami v tylových okrajoch až 8 m nad strednou hladinou Váhu (Pristaš et al., 2000b). V mnohých prípadoch, napr. v Šoporni a medzi Tvrdošovcami a Novými Zámkami, je však umocnená o pokryv spraší najmladšieho štádiu würmu hrubý 1 – 3 m (kolónka 41), resp. je pokrytá častými návejmi eolických pieskov v hrúbke až do 10 m (kolónka 42). Povrch terasy je preto v dôsledku postgenetickej eolickej deflačnej a akumulačnej činnosti mierne, niekde až výrazne zvlnený. Ďalším faktorom nerovnosti povrchu terasy je časté prekladanie koryta Váhu, no najmä jeho ľavostranných ramien v raných štádiách staršieho holocénu v smere na V. To spôsobilo časté rozbrázdnenie povrchu *nízkej terasy* a jej usporiadanie do striedavých výstupov vo forme prerušovaných pozdĺžnych valov v smere SZ – JV. Toto usporiadanie ovplyvnilo aj orientáciu smeru tokov vytekajúcich z Nitrianskej pahorkatiny do smeru medzivalových znížení paralelných s valmi a tým aj vznik rozsiahlych močaristých plôch v holocéne.

Morfometrické parametre bázy terasovej akumulácie sú známe z vrtnej preskúmanosti, no exaktné vymedzenie línie jej prechodu do superpozičného panvového vývoja je obtiažné. Na základe analógie a širších korelačných vzťahov s územím okrajových pahorkatín tvoria fluvialne sedimenty *nízkej terasy* samostatný vývojový cyklus (Pristaš et al., l. c.; Horniš, 1993). Báza fluvialných štrkov terasy tvorená sedimentmi neogénu (íly, piesky) sa nachádza približne na úrovni bázy štrkov *dnovej akumulácie* Váhu (–10 až –12 m), no v tylových okrajoch pri styku s *nižšou strednou terasou* stredného pleistocénu (kolónka 51) je báza v hĺbke len –4 až –6 m. Z uvedených údajov a vrtnej preskúmanosti vyplýva, že hrúbka fluvialnej akumulácie terasy (bez eolického pokryvu spraší a pieskov) sa pohybuje v hodnotách medzi 8 – 18 m, pričom úroveň bázy terasy je výrazne zvlnená (rez 3 – 4).

Súčasným výskumom sa zistilo, že dnová akumulácia Váhu vo forme *nízkej terasy* vystupuje ostrovčekovite aj formou *agradáčnych valov* (kolónka 45) ďaleko viac na JZ od okraja pahorkatiny až takmer po súčasný tok Váhu, čím jej šírka (aj s častým prerušením) nadobúda až 4,5 km.

Podľa Pristaša et al. (l. c.), Horniša (l. c.) a na základe skutočností zistených relevantným výskumom je *nízka terasa* Váhu na skúmanom úseku charakteristická polycyklickým vývojom fluvialných piesčitých štrkov, preplavených ílov

a pieskov neogénneho podložia, ako aj siltov (hlín) preplavených starších sprašových sérií a močiarnych spraší. Toto frakčné zastúpenie sa v rámci terasy vo vertikálnom smere často mení, laterálne badať v zastúpení frakcií istú zákonitosť.

V akumulácii terasy všeobecne prevažujú dobre opracované (suboválne až oválne zvodnené piesčité štrky až štrkovité piesky (kolónka 46). V rámci nich prevažujú strednozrnné piesčité štrky ($\varnothing$ 3 – 5 cm). Vrstvy hrubozrnných piesčitých štrkov ($\varnothing$ 6 – 8 cm) hrubé do 2 m sa vyskytujú hlavne na báze terasy. Štrkovité piesky s obsahom drobných obliakov štrkov ($\varnothing$ 0,5 – 2,0 cm) tvoria tenšie vrstvy v celom profile, no všeobecne viac pri povrchu akumulácie terasy a úplne dominujú v jej tylovej zóne na styku so strednopleistocénou terasou Nitrianskej tabule (pahorkatiny) a v miestach s pokryvom spraší a pieskov (kolónky 41 a 42). V tylovej časti terasy, miestami aj v blízkosti súčasného toku Váhu (obr. 3.33) a pravidelne v jej úseku od Palárikova na JV až J, sa vyskytujú drobnorytmické súvrstvia vytriedených hrubozrnných až strednozrnných pieskov (kolónka 45).

Podľa Horníša (1993) je petrografické zloženie štrkov *vrchnej terasy* Váhu, ako aj jeho *dnovej akumulácie* veľmi polymiktné a zodpovedá vážskej proveniencii. Približne v rovnakom pomernom zastúpení s malými odchýlkami je skupina kremitých pieskovcov, spodnotriasových kremencov a kremeňov (35 – 40 %) so skupinou granitov, granodioritov, granitových pegmatitov a granitových aplitov (< 40 %). Nasledujú rôzne druhy vápencov (organodetritické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádioláriové, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské), dolomity, metamorfity a paleovulkanity (20 – 30 %). Zvyšok tvoria kalcity, rohovce, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a permské pieskovce (5 – 10 %).

45 piesky (sporadicky drobné štrky) agračných valov a piesky vo výplni gabčíkovej depresie (würm)

Vo vrchnej časti *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* (Janáček, 1967) vo výplni *gabčíkovej depresie* sa popri hrubých vrstvách podrobnejšie nerozlíšených piesčitých štrkov vrtmi zistili aj zóny zvýšeného výskytu pieskov, prípadne len piesčité vrstvy. Výskyt takýchto zón alebo výhradne piesčitých vrstiev je len sporadický a často prerušovaný. Ide v podstate o pochované agračné valy korytových a blízkokorytových facií, dnes sa nachádzajúce v rôznej hĺbke, no často aj na povrchu. Napriek tomu môžeme z vrtov identifikovať isté zhustenie výskytu fluvialných pieskov približne v polovici vrchnej časti stredného komplexu fluvialnej výplne panvy, čo v centre depresie predstavuje výskyt v hĺbke okolo 35 m, pri jej okrajoch okolo 5 – 10 m. Vrstvy pieskov sú v tejto zóne často prerušované a v prierezoch majú šošovkovitý tvar. V zóne s výskytom pieskov sa často nachádzajú aj piesčité až ílovité sily a siltovité piesky, prípadne pieskovce a zlepené stmelené karbonátmi (kalkréty).

Piesky vrchnej časti stredného komplexu sú prevažne strednozrnné až hrubozrnné (0,9 – 1,8 mm) a podobne ako v starších podložných súvrstviach málo

opracované. Pri dunajskej proveniencii sú menej sľudnaté (1 – 2 %), pri vážskej proveniencii je to (3 – 4 %). Z vrstov je zrejme, že obsahujú aj drobnozrnné štrky (0,4 – 1,2 cm). V zrnách oboch proveniencií petrograficky prevláda kremeň (< 60 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštálických bridlíc a živcov (< 30 %). V ťažkej frakcii minerálov prevláda granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny a v sv. až v. časti územia aj chlority (Horníš a Priechodská, 1979). Farba pieskov obdobne ako pri štrkoch sa pohybuje od hrdzavohnedej cez hrdzavosivú, s prechodmi do hnedožltej až sivej a svetlosivej. Hrúbka vrstiev pieskov výplne je väčšinou malá (1 – 2 m), no v uvedenej zóne dosahuje okolo 10 m. Ďalšie parametre vrstvitosti pieskov nie sú známe.

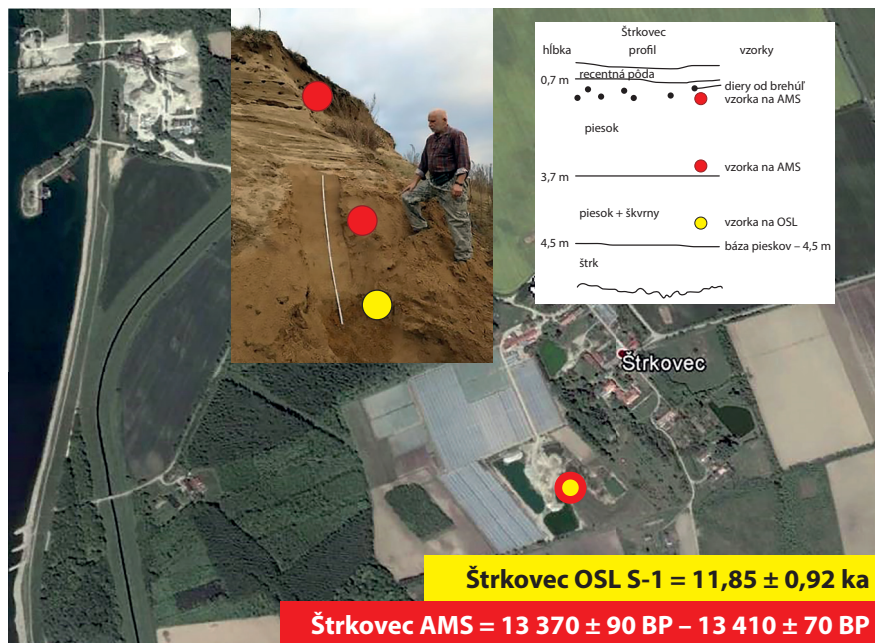
Osobitnú kategóriu vrchnopliocénnych sedimentov v sedimentačnom priestore Dunaja a Váhu tvoria fluviálne a čiastočne až fluviálno-eolické vápnité i nevápnité piesky agradačných valov. Tieto sedimenty sú úzko geneticky späté so sedimentmi *dnovej akumulácie* týchto tokov vystupujúcej vo formách *nízkyh terás* (kolónky 46, 47). Tým, že sú deponované v jej vrchných zónach, prípadne bezprostredne na povrchu (kolónka 45), predstavujú finálne štádium a zároveň jednu z jej výraznejších facií.

Ide o systémy korytových a prikorytových valov uvedených tokov, ktoré boli neskôr v dôsledku ich vlastnej laterálnej erózie rozčlenené na sled viac-menej izolovaných, morfológicky vyvýšených piesčitých telies pozdĺžnych tvarov, najčastejšie vo forme valov a izolovaných ostrovov v rámci *nízkej terasy*. Medzivalové priestory sú vyplnené piesčitými štrkami a pieskami holocénu, prípadne tu môžu byť aj sedimenty samotnej *dnovej akumulácie* obnažené defláciou. Všetky tieto formy prispievajú k zvlneniu povrchu terás a oproti zníženinám po paleokorytách a paleoramenách tokov v rámci *nízkej terasy* prevyšujú jej povrch o zhruba 1 – 3 m.

Tieto pozdĺžne telesá vystupujú v rámci pravostrannej *nízkej terasy* Dunaja medzi Jarovcami a štátnou hranicou s Maďarskom (pozri geologickú mapu), no najmä v rámci ľavostrannej *nízkej terasy* Váhu v úseku Šoporňa – Palárikovo, kde sú výskyty veľmi časté.

Vlastným podrobným mapovaním a datovaním fluviálnych pieskov *agradačného valu* v rámci umelého odkryvu *nízkej terasy* na ľavobreží Váhu v Štrkovci medzi Šoporňou a Dlhou nad Váhom (obr. 3.25) bol exaktne doložený vrchnopleistocénny vek sedimentácie. Rovnako sa tým potvrdil aj fakt, že *nízka terasa* Váhu, na rozdiel od údajov v starších prácach, má svoj okraj viac na Z, teda vo väčšej blízkosti jeho súčasného toku (obr. 3.26).

Litologicky ide o zvrstvené až drobnorytmicky zvrstvené sivé, žltosivé až okrové, miestami aj hrdzavé, málo opracované jemno- až strednozrnné ($\varnothing$ 0,2 – 0,45 mm), zväčša vápnité fluviálne piesky s vrstvami hrubozrnnnej piesčitej frakcie ($\varnothing$ 0,5 – 1,8 mm), ojedinele na bázach niektorých vrstiev aj s výskytom drobných štrkov ($\varnothing$ 0,4 – 1,2 cm). Pri dunajskej proveniencii sú piesky menej sľudnaté (1 – 2 %), pri vážskej proveniencii je to (3 – 4 %). V zrnách oboch proveniencií



Obr. 3.25. Miesta odberov vzoriek z drobnorytmických pieskov agradačného valu nízkej terasy Váhu v Štrkovci na datovanie metódami AMS (červené body) a OSL (žltý bod). Na základe ich vyhodnotenia bola terasa zaradená do obdobia vrchného pleistocénu (Vlačíky et al., 2017 (podklad [www: GoogleEarth.com](http://www.GoogleEarth.com))).



Obr. 3.26. Drobnorytmické zvrstvenie a laterálna akrecia vo fluvialných pieskoch agradačného valu nízkej terasy Váhu v Štrkovci (foto M. Vlačíky, 2016).

petrograficky prevláda kremeň (< 60 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštallických bridlíc a živcov (< 30 %). V ťažkej frakcii minerálov prevláda granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny a v sv. až v. časti územia aj chlority (Horníš a Priechodská, 1979).

Z našich vlastných pozorovaní i starších dát (Pristaš in Tkáčová et al., 1996) vyplýva, že hrúbka akumulácie fluvialných pieskov *agradáčnych valov* v rámci *nízkyh terás* sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 7 m.

Jemnejšie frakcie pieskov vo vrchných častiach boli v podmienkach suchšej klímy čiastočne eolicky redeponované na krátku vzdialenosť.

44 ílovité až jemnopiesčité hliny (prachy) vo vrchných polohách *dnovej akumulácie, nízkych terás* a vo výplni *gabčíkovskej depresie* (würm)

Ide o prachovité fluvialne sedimenty povodňovej fácie, deponované vo finálnych štádiách vrchnopleistocénnej akumulácie v rámci vrchnej časti *stredného komplexu (stredného súvrstvia) dunajskej štrkovej formácie* (Janáček, 1967, 1969) na piesčité štrky tejto formácie (kolónky 46, 47). V rámci *dnovej akumulácie* vystupujúcej vo forme uvedenej *nízkej terasy* sa vyskytujú len na povrchu pravostrannej terasy Dunaja v pásme od Bratislavy-Petržalky prerušované po štátnu hranicu s Maďarskom (pozri geologickú mapu). Povrchové výstupy fluvialných siltov boli zaznamenané len počas jesennej orby na exponovaných častiach pozdĺžnych hrebienkov, kde sú často orbou vynášané spod recentného pôdneho pokryvu (obr. 3.27a, b), alebo v jednom prípade pri výkope základovej jamy na V od Rusoviec (obr. 3.27c). Ich hrúbka na skúmanom území podľa Vaškovského et al. (1987) a vlastných pozorovaní formou sondovania je viac ako 1,8 m.

Sediment je tvorený stredno- až hrubozrnným vápnitým sivým, sivožltým až svetlookrovožltým siltom ($\varnothing$ 0,02 – 0,05 mm), občas s prechodom do jemnopiesčitého siltu ($\varnothing$ 0,03 – 0,2 mm). V suchom stave silty morfológicky pripomínajú eolické spráše. Na odkryvoch držia stĺpovitú odlučnosť a kolmosť stien.

Fluvialne silty obsahujú malakofaunu, ktorú z obdobnej pozície siltov deponovaných na piesčitých štrkoch a pieskoch *nízkej terasy* Váhu, ale mimo skúmaného územia v Tvrdošovciach, Kernátsová in Pristaš (1999) charakterizuje výrazným úbytkom suchozemských druhov a početným vzostupom vodných a prechodných druhov, ktoré sú súčasťou studenej kolumellovej fauny, terminálnej časti posledného glaciálu (würm).

Synchrónne faciálne ekvivalenty sa podľa vrtnej preskúmanosti nachádzajú aj v sedimentárnej výplni panvy, kde tvoria vrstvy hrubé do 2 m, no častejšie lokálne sa vyskytujúce šošovky. Z vrtoz sú tieto silty opísané ako škvrnité silty, lokálne až škvrnité ílovité silty.



Obr. 3.27. Fluviálne sily (prachy) pravostrannej *nízkej terasy* Dunaja na Z od Rusoviec vystupujúce na povrch spod recentného pôdneho pokryvu pri jesennej orbe na exponovaných častiach zvlneného povrchu terasy, charakteristické svetlosivou až sivožltou farbou (a, b); c) umelý odkryv povrchovej vrstvy siltov, dokumentujúci kolmú odlučnosť sedimentov v dôsledku vysokého obsahu karbonátového matrixu. Tmavšie vrstvy v siltoch sa vyznačujú zvýšeným obsahom organickej hmoty, spodnú, tmavšiu vrstvu tvorí strednozrnný fluvialný piesok (foto J. Maglay, 2014).

43 ílovité sily až íly vo výplni *gabčíkovej depresie* (len v reze) (*würm*)

Na základe podrobnej analýzy jadier prevažne hydrogeologických vrtov bola v rámci vrchnopleistocénnej piesčito-štrkovej fluvialnej výplne *stredného komplexu gabčíkovej priehlbiny* identifikovaná intraformačná vrstva vápnitých ílov, ílovitých siltov a piesčitých siltov. Táto vrstva je nesúvislá, ale má pomerne veľký plošný rozsah. Dosahuje maximálnu zistenú hrúbku 4 – 5 m. Jej nesúvislý priebeh je vyjadrený v geologických rezoch 1 – 2 a 3 – 4. Vrstva pelitov je často sprevádzaná aj výskytom vrstiev fluvialných pieskov (kolónka 45), prípadne pieskov (pieskovcov) a štrkov (zlepencov) stmelенých karbonátmi označovaných ako kalkréty, poukazujúcich na ustálenosť hladiny podzemnej vody v čase vývoja sedimentu.

Aj táto vrstva, obdobne ako staršie podložné vrstvy pelitov, je faciálne, zrnitostne aj farebne odlišná od podložných i nadložných piesčitých štrkov a štrkovitých

pieskov (kolónky 46, 47). Farba sa pohybuje od sivej cez sivohnedú po hnedú, s prechodmi do žltohnedej a hrdzavohnedej. Na základe analógie s bezprostredne staršími vrstvami pelitov (kolónky 54, 49) sa dá predpokladať, že relevantná vrstva je markerom interštadiálneho rozhrania v rámci posledného glaciálu (würm) (Vaškovský a Vaškovská, 1977).

V nadloží synchrónnych fluvialných sedimentov dnovej akumulácie vystupujúcej vo forme *nízkej terasy* Váhu pokrytej sprašami sa na základe vyhodnotenia vrtných jadier zistil prechod od fluvialných štrkov a pieskov (kolónky 45, 46, 47) k sivým vápnitým piesčitým ílom. Vyznačujú sa výraznými limonitovými zátekmi, ako aj výskytom drobných konkrécií CaCO_3 až kalkkrét a výraznou sivohnedou, žltohnedou a hrdzavohnedou farbou vrstvy. Nad touto vrstvou pelitov bola vo vrte PZ-5 v okolí Ľudovítova (Palárikovo) (Pristaš et al., 2000b) identifikovaná hnedastá prachovito-ílovitá, slabo vápnitá až nevápnitá hlina, ktorá bola charakterizovaná ako iniciálna fosílnou pôda najmladšieho interštadiálu würmu. Zodpovedá to sedimentácii ílovitých siltov v panve. Ílovité sedimenty tohto veku nikde nevystupujú na povrch.

42 piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách (würm), s pokryvom fluvialných pieskov a pieskov s krátkym eolickým transportom (neskorý würm/holocén)

V pásme Šoporňa – Šaľa – Trnovec nad Váhom – Selice – Palárikovo – Andovce – Nové Zámky, v priestore medzi recentným tokom Váhu a okrajom Nitrianskej pahorkatiny, v nadloží piesčitých štrkov fluvialnej akumulácie *nízkej terasy* Váhu vystupujú drobnorytmicky zvrstvené, slabo opracované, málo sľudnaté jemnozrnné vápnité, primárne fluvialne piesky. Počas genézy boli priebežne, no hlavne postgeneticky eolicky redeponované na kratšiu vzdialenosť. Redepozity fluvialno-eolických pieskov tvoria na povrchu *nízkej terasy* nápadné morfológické vyvýšeniny vo forme presypov, no častejšie zvlnené piesčité plochy väčších rozmerov.

Podrobný opis eolického piesčitého pokryvu sedimentov *nízkej terasy* Váhu je uvedený v ďalšom texte (kolónky 13 a 22).

Polygón s číselným indexom 42 vyjadruje zobrazenie reálneho stavu fluvialnej terasovej akumulácie vrchného pleistocénu s pokryvom eolických pieskov prechodného obdobia pleistocén – holocén.

41 piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách (würm), s pokryvom spraší (neskorý würm)

Na niektorých lokalitách v rámci sv. okraja študovaného územia, napr. v Šoporni a medzi Tvrdošovcami a Novými Zámkami, vystupuje fluvialná akumulácia vo forme *nízkej terasy* Váhu, umocnená o pokryv eolických hĺn až spraší najmlad-

šieho štadiálu würmu hrubý 1 – 3 m. Obdobná situácia je aj na SZ od Bernolákova, kde sa nachádza *nízka terasa* Čiernej vody, rovnako pokrytá sprašami. Podrobný opis fluvialnej litologickej a sedimentárno-petrografickej náplne terás, ako aj ich morfometrických parametrov podávajú už uvedené texty (kolónky 43 – 47).

Podrobný opis sprašového pokryvu fluvialných sedimentov *nízkej terasy* Váhu a *nízkej terasy* Čiernej vody je uvedený následne v ďalšom texte (kolónka 40).

Polygón s číselným indexom 41 vyjadruje na mape tzv. duálne zobrazenie reálneho stavu fluvialnej terasovej akumulácie vrchného pleistocénu s pokryvom spraší najmladšieho štadiálu W_3 posledného glaciálu würmu.

40 eolické sedimenty: vápnité hliny (spraše) (würm)

Akumulácie vápnitých siltov primárne eolickej genézy, označované termínom „spraše“, sú na tomto území rozšírené len okrajovo. Na sz. okraji regiónu v rámci prilľahlej časti j. a jv. úboče Malých Karpát vystupujú len ojedinele a na malých plochách vo forme erózných zvyškov pôvodne ucelenejšieho pásma. Väčší rozsah majú spraše okraja Trnavskej pahorkatiny zasahujúceho na toto územie na SZ od Bernolákova. Plošne najrozsiahlejšie a hmotnostne najobjemnejšie akumulácie spraší sa nachádzajú na SV regiónu, kde na územie v pásme medzi Šoporňou a Novými Zámkami zasahujú okraje Nitrianskej pahorkatiny.

Spraše Nitrianskej pahorkatiny zasahujúcej na študované územie tvoria spolu s obsahom fosílnych pôdnych komplexov najmladšiu, resp. vrchnú sprašovú sériu posledného glaciálu (würm). Na všetkých lokalitách sú deponované na fluvialných akumuláciách *nižšej strednej terasy* a *nízkej terasy* Váhu (podrobnejšie pozri kolónky 50, 51 a 41, 45, 46).

Podložie sprašového komplexu na väčšine sv. okraja regiónu tvoria piesčité štrky až štrkovité piesky *nižšej strednej terasy* Váhu, prípadne vápnité až slabo vápnité svetlosivá až sivohnedá prachovito-piesčitá hlina so sivými, sivozelenými a hnedými ílovitými zátekmi reprezentujúcimi povrchovú povodňovú fáciu v rámci tejto terasy (kolónka 50). V rozsahu *nízkej terasy* Váhu (kolónka 41) podložie spraší tvoria opäť hlavne piesčité štrky a štrkovité piesky, no výrazne pribúdajú aj fluvialne piesky a lokálne sivý, sivohnedý, žltohnedý a hrdzavohnedý vápnitý aj nevápnitý piesčitý íl s drobnými konkréciami $CaCO_3$ (kolónka 43).

Bázu sedimentov sprašového komplexu tvorí slabo humózná a slabo vápnitá ílovitá až ílovito-piesčitá hlina svetlohnedej, hnedej až červenkavej farby s obsahom preplavených zrní kremeňa. Prináleží ešte k vrchným polohám posledného interglaciálneho fosílného pôdneho komplexu PK-III. Na iných miestach býva nahradená humóznejšou hnedou (hnedozem) fosílnou pôdou, prípadne je pôda úplne erodovaná (Pristaš et al., 2000b).

V nadloží fosílného pôdneho komplexu, resp. na bazálnych sedimentoch sa spravidla nachádza len tenká vrstva (0,2 – 1 m) slabšie vyvinutých eolických až eolicko-deluvialných sivožltých až okrovožltých periglaciálnych vápnitých nety-

pických spraší s pupilovo-striatovou až tridensovo-pupilovou faunou chladného obdobia štadiálu W_1 . Pretože začiatok posledného glaciálu sa prejavil pomerne intenzívnym pôsobením svahovej modelácie (soliflukcia, ron), zachovanie spraší staršieho obdobia würmu vrátane fosílnych pôd je menej výrazné, prípadne sedimenty sú zachované len v podobe drobnovrstvovitých splachov alebo sa nezachovali vôbec (Maglay et al., 2005b).

V nadloží spraší štadiálu W_1 vystupuje zdvojený fosílny pôdny komplex PK-II (brörup) interštadiálu W_1/W_2 , ktorý je zachovaný najlepšie (Košťálik, 1974). Komplex tvoria hnedé černozeme prejavujúce sa tmavohnedým humusovým horizontom s drobnohrudkovitou štruktúrou s výskytom pseudomycélií, so zvýšeným obsahom organických látok a prítomnosťou karbonátov, illitu a kaolinitu. Podľa uvedených indícií sa pôda vyvíjala v pomerne suchom a mierne teplom klimatickom období (Košťálik, l. c.).

V nadloží fosílny pôdy PK-II ležia spráše stredného štadiálu W_2 , ktoré majú len menšiu hrúbku, 2 – 3,5 m, podobne ako spráše staršieho štadiálu. Na báze stredného komplexu sa vyskytujú preplástky piesčitých splachov, prípadne sú tieto splachy prítomné aj v hlavnej mase. Hlavná masa je zastúpená hlinou žltej a žltosivej farby a vyznačuje sa vysokým obsahom zŕn hrubého prachu ($\varnothing$ 0,01 – 0,005 mm, 38,2 – 73,3 %), čo poukazuje na jej eolický pôvod. Obsah humusu je veľmi nízky. Karbonáty sa nachádzajú vo forme pseudomycélií, žiliek a drobných konkrécií. Občas pribúdajú polohy so zvýšenou prímесou jemnozrnného piesku. Okrem polôh splachov sú spráše nevŕstvovité, menej však držia stĺpovitú odlučnosť.

Ložek (1964) uvádza, že bazálna časť stredného sprašového komplexu obsahuje pupilovú faunu s prvkami striatovej fauny, vrchná časť kolumellovú a pupilovú faunu s občasným výskytom striatovej fauny. Zastúpenie malakofauny v sprašiach poukazuje na ich sedimentáciu v podmienkach sprašovej stepi s ojedinelým výskytom parkových lesov.

Nad uvedeným komplexom spraší štadiálu W_2 sa sporadicky zachoval fosílny horizont slabo karbonátovej černozeme PK-I (stillfried B) interštadiálu W_2/W_3 (Košťálik, l. c.). Formovali sa v krátkom klimatickom výkyve. Na profiloch zachovaných mimo študovaného územia sú málo opticky výrazné a slabo sfarbené. Miestami vystupujú len ako iniciálne pôdy, prípadne ich indikujú zóny so zníženým obsahom CaCO_3 , resp. naopak, so zvýšeným obsahom ako vrstva konkrécií v mieste iluviálneho horizontu. Na pôdotvorné procesy poukazuje aj zvýšený obsah Al_2O_3 a Fe_2O_3 a znížený obsah CaO a MgO . Pôdny horizont je slabo oglejený a má hrudkovitú štruktúru. Okrem pseudomycélií a rozptýlených karbonátov sa tu nachádzajú uhliky a zvyšky malakofauny tvorenej pupilovo-tridensovou faunou spolu s prvkami vlhkejšej ariantovej fauny (Schmidt, 1965).

Začlenenie tohto fosílného pôdneho horizontu do interštadiálu W_2/W_3 potvrdzuje aj rádiometrické datovanie metódou AMS z analogického horizontu na

lokalite Kaplná na $31\,350 \pm 350$ BP, ktoré uvádzajú Kernátsová a Vaněková (in Kernátsová et al., 2005).

V nadloží fosílnej pôdy PK-I je zachovaný finálny (vrchný) sprašový komplex najmladšieho štadiálu W_3 tvoriaci povrchovú stavbu všetkých lokalít s výskytom spraší na študovanom území. Spraše tohto štadiálu sa vyznačujú kolísavou hrúbkou medzi 5 – 10 m na fluviálnych akumuláciách *nižšej strednej terasy* Váhu (kolónka 50) a medzi 1 – 3 (4) m na akumuláciách *nízkej terasy* Váhu (kolónka 41). Na záveterných svahoch úvalín pahorkatiny môže byť hrúbka spraší ojedinele aj do 15 m.

V rámci rozsahu sedimentov *nízkej terasy* Váhu zaznamenávame len pokryv finálneho (vrchného) sprašového komplexu najmladšieho štadiálu W_3 . Podložie spraší najmladšieho štadiálu je tu okrem fluviálnych piesčitých štrkov a pieskov tvorené sivým vápnným piesčitým ílom výraznej sivohnedej, žltohnedej a hrdzavohnedej farby. Nad touto vrstvou sa lokálne nachádza hnedastá prachovito-ílovitá, slabo vápnná až nevápnná hlina, charakterizovaná ako iniciálna fosílna pôda najmladšieho interštadiálu würmu (PK-I).

Farba spraší v závislosti od obsahu voľného Fe a CaCO_3 sa všeobecne pohybuje od bielosivej cez svetložltú až po výrazne žltú. Podľa granulometrického zloženia ide o piesčito-prachovité hliny s obsahom veľmi jemného piesku (15 – 30 %), hrubého prachu (35 – 56 %) a ílovej frakcie (do 13 %) (Vaškovská, 1970). Spraše sa vyznačujú stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie. Sú vápnné až veľmi vápnné, s obsahom CaCO_3 11,5 – 26 %, a sú slabo humózne. Karbonáty majú rozličnú formu, buď sú rozptýlené, alebo sa koncentrujú vo forme pseudomycélií, ale najmä vo forme konkrécií, ktoré sa nachádzajú v spodných častiach pôdnych horizontov. Na skúmanom území sa v prípade týchto spraší zaznamenala zmena v zrnitostnom zložení, pórovitosti a obsahu uhličitánov aj v horizontálnom smere. Spraše najmladšieho štadiálu würmu sú zväčša nevrstvomité, homogénne a na stenách odkryvov majú stĺpovitú odlučnosť (obr. 3.28).

Bohaté malakozoologické spoločenstvo spraší posledného štadiálu patrí ku kolumellovej faune, ktorá je typická pre vrcholný glaciál. Jej hlavným druhom je *Columella columella* (MART.) s *Pupilla densegyrata* (LOŽEK), *Vallonia tenuilabris* (BRAUN), *Vertigo percedentata* (A. BRAUN) a *Pupilla loesica* (LOŽEK), ku ktorým prístupujú *Succinea oblonga* (DRAP.), *Pupilla muscorum* (LINNÉ), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Pupilla sterri* (VOITH) a *Pupilla triplicata* (STREDER) (Kernátsová in Prištaš, 2000b).

Na priľahlej časti Malých Karpát ide väčšinou o výskyty spraší na záveterných svahoch na J od Starých gruntov medzi Karloveskou dolinou a Mlynskou dolinou v priestore areálu Prírodovedeckej fakulty v Bratislave a sporadicky na úpätí pohoria v Bratislave-Novom Meste v miestnych častiach Briežky a Vinohrady.

V podloží sprašových pokryvov vystupujú prevažne hlinito-kamenité deluviálne sedimenty (kolónka 38) alebo ich kombinácie s piesčito-hlinitými splachmi

s úlomkami hornín (kolónky 31, 32). V priestore medzi Karloveskou dolinou a Mlynskou dolinou tvoria podložie spraší aj fluvialne akumulácie piesčitých štrkov *vyšších a nižších stredných terás* Dunaja, stratigraficky zaradené do mladšej časti stredného pleistocénu (kolónky 50, 52). V posledných dvoch lokálnych výskytoch v miestnych častiach Briežky a Vinohrady ležia spráše len čiastočne na tylovom okraji reziduí dunajských fluvialných terasových akumulácií staršej časti stredného pleistocénu (kolónka 56). Ich podložie väčšinou tvoria priamo granitoidné horniny.



Obr. 3.28. Prirodzený odkryv v sprašiach najmladšieho štádiu W_3 na ľavobreží Váhu v Šoporni vysoký do 6 m. Spráše sú deponované na ílovitých piesčitých štrkoch nižšej strednej terasy Váhu (mladšia časť stredného pleistocénu). Vpravo dole detail bázy spraší (foto M. Vlačíky, 2016).

Nad deluviálnymi sedimentmi a fluvialnými piesčitými štrkami na báze sprašových pokryvov vystupujú jemnozrnné až pelitické splachy zo spraší a tenko laminované spraše s množstvom rozvetraných vápnitých konkrécií, označované aj ako sprašovitá hliny (Vaškovský et al., 1987). V nadloží horizontu konkrécií sa miestami vyvinul a zachoval finálny sprašový komplex štádiu W_3 tvoriaci zároveň aj ich povrchovú stavbu. Fosilný pôdny komplex PK-1 Vaškovská (in Vaškovský, l. c.) identifikovala na základe zvýšeného obsahu humusu a zníženého obsahu $CaCO_3$ iba na lokalite v Mlynskej doline. Ide o horizont fosilnej hnozdeme hrubý približne 30 cm.

Spraše najmladšieho štádiálu W_3 sa na všetkých lokalitách okraja pohoria vyznačujú veľmi variabilnou hrúbkou, 1,5 – 3 m. Vo sfarbení spraší dominuje svetložltá až bielosivá farba s odtieňmi do svetlohnej až tmavohnej. Podľa granulometrického zloženia (Vaškovská in Vaškovský, l. c.) ide o piesčito-prachovité hliny s obsahom veľmi jemného piesku (15 – 30 %), hrubého prachu (35 – 56 %) a ílovitej frakcie (< 13 %). Dominantné postavenie majú prachovité častice (0,05 – 0,005 mm). Z vonkajších znakov spraší je nápadná gravitačne porušená stĺpcovitá odlučnosť, makropórovitosť a vápnitosť, ktorá sa pohybuje medzi 6 – 30 %.

Pri povrchu, rovnako ako na báze, sú spraše poznačené postgenetickými vápnitými splachmi označovanými ako sprašové hliny. Prejavujú sa drobnou vrstovitou, spôsobenou tenkými striedajúcimi sa humóznymi a karbonátovými laminami, ako aj železitými a mangánovými nátekmi recentných i subrecentných plošných zmyvov.

Z celkového hľadiska v pohorí nejde o typické spraše, ako boli opísané zo sv. okraja územia. Spraše okraja pohoria sú menej spevnené, občas úplne rozpadavé. Typická v nich je prítomnosť intraformačných svahovín, najmä hrubozrnných pieskov a drobných úlomkov hornín.

39 eolicko-deluviálne sedimenty: nevápnité sprašové hliny (*neskoryý würm*)

Sprašové hliny majú na študovanom území veľmi malé plošné zastúpenie. Nachádzajú sa len v okolí Bernolákova v mieste, kde na mapované územie v rámci Trnavskej pahorkatiny zasahuje j. okraj Podmalokarpatskej pahorkatiny prostredníctvom tektonicky vyššie vyzdvihnutej *berňolákovskej kryhy* (Maglay et al., 2005b). Hliny sú deponované na škvŕnitých íloch, siltoch, pieskoch a pieskovcoch volkovského súvrstvia vrchnomiocénno-pliocénneho veku (kolónka 63).

Uvedené sedimenty majú morfológiu aj habitus podobné sprašiam, ale ich genéza je odlišná. Z litológie a úložných pomerov vyplýva, že eolický prenos a akumulácia boli obdobné ako pri sprašiach (kolónka 40), ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. Nedošlo k zosprašneniu, teda k sekundárnemu stmeleniu zŕn prachu, ale k zahlineniu s prevládáním hlavne pedogenetických procesov sprádzaných odvápnnením a zvýšením podielu ílovej hmoty, pričom CaCO_3 bol nahradený FeO_3 . Ílovitá frakcia v sedimente prevláda nad frakciou hrubého prachu.

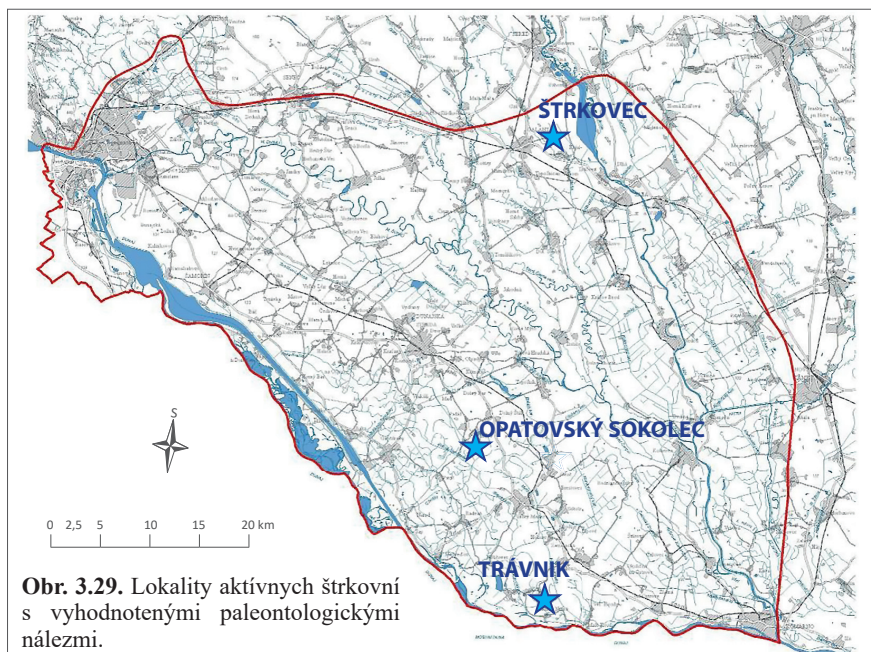
V sedimentoch absentuje typická stĺpcovitá odlučnosť stien na odkryvoch a presadavosť, charakteristická pre sprašové komplexy. Štruktúra hĺn je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Majú malú pórovitosť. Hojne sa v nich vyskytujú drobné zhluky oxyhydroxidov Fe a Mn, ojedinele aj menšie konkrécie. Vyskytujú sa aj sivé povlaky, klíny a záteky podmienené procesmi ilimerizácie. Z hľadiska výskytu fauny sú sterilné. V bazálnych častiach obsahujú vložky solifluovaných svahovín, teda íly, piesky a drobné úlomky pieskovcov podložia. Farba sedimentov je žltosivá, žltohnedá, hnedá až hrdzavosivá.

Hrúbka sprašových hĺn mimo regiónu je veľmi premenlivá, na tomto území dosahuje 2 – 5 m.

Paleontologické nálezy pleistocénnych cicavcov

Počas relevantného základného geologického výskumu regiónu Podunajskej roviny v rámci podrobného terénneho geologického mapovania kvartérnych fluvialných a eolických uloženín sa našli (získali) fosílny osteologické a odontologické pozostatky veľkých pleistocénnych cicavcov, boli identifikované a vyhodnotené. Všetky vyhodnotené nálezy pochádzajú z ťažobných priestorov štrkovísk aktívnych štrkovní na lokalitách v Trávniku, Opatovskom Sokolci a Štrkoveci (obr. 3.29).

Vzhľadom na to, že pri všetkých troch lokalitách ide o paleontologický materiál pochádzajúci z piesčito-štrkovitých (štrkovito-piesčitých) a piesčitých fluvialných sedimentov vrchnej časti *stredného komplexu* vrchnopleistocénnej sedimentárnej výplne *gabčíkovej priehlbiny* (Janáček, 1967), je táto podkapitola zaradená na záver opisu fluvialných a eolických akumulácií stredného pleistocénu.

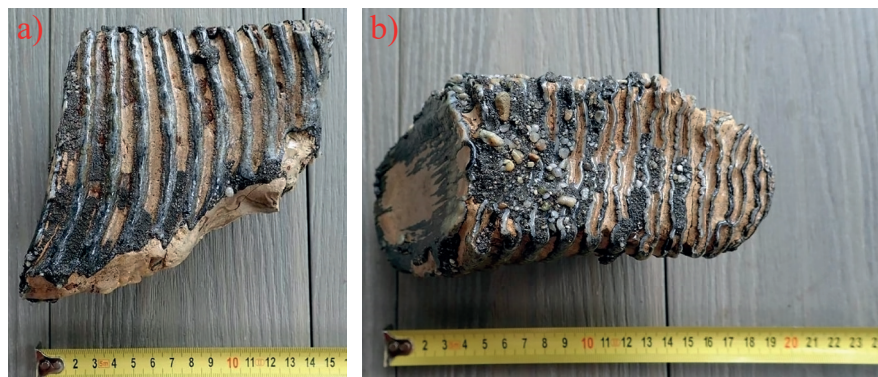


Fosílny osteologický a odontologický materiál zo všetkých uvedených lokalít pozostávajúci z fragmentov kostí, zubov a parohov bol následne po očistení a zakonzervovaní podrobený odbornej analýze (Vlačíky, 2017). Na základe výsledkov

analýzy boli fosílné pozostatky priradené k štyrom, resp. piatim druhom: *Mammuthus primigenius* (mamut srstnatý), *Coelodonta antiquitatis* (nosorožec srstnatý), *Megaloceros giganteus* (jeleň obrovský) a *Bos/Bison* sp. (pratur, resp. zubor).

Vo všetkých prípadoch ide o typických zástupcov chladnomilnej, tzv. mamutej fauny glaciálov. Bližšie stratigrafické určenie na základe nájdených fosílnych pozostatkov nie je možné, pretože na našom území sa uvedené druhy vyskytovali vo viacerých nasledujúcich glaciáloch a vysoko pravdepodobná je aj redepozícia tohto paleontologického materiálu.

V nasledujúcej časti sú dokumentované niektoré lepšie zachované fragmenty uvedeného fosílného osteologického a odontologického materiálu (obr. 3.30–3.41).



Obr. 3.30. *Mammuthus primigenius* – fragment spodného zuba (Trávník): a) pohľad z boku; b) žuvacia plocha (foto M. Vlačiky, 2017).



Obr. 3.31. *Mammuthus primigenius* (Trávník): a) fragment panvy; b) fragmenty zubov (foto M. Vlačiky, 2017).



Obr. 3.32. *Mammuthus primigenius* – hlavica stehennej kosti (Trávník) (foto M. Vlačíky, 2017).



Obr. 3.33. *Coelodonta antiquitatis* (nosorožec srstnatý – päťová kosť (Trávník) (foto M. Vlačíky, 2017).



Obr. 3.34. *Mammuthus primigenius* – fragment mamutieho kla (Opatovský Sokolec) (foto M. Vlačíky, 2017).



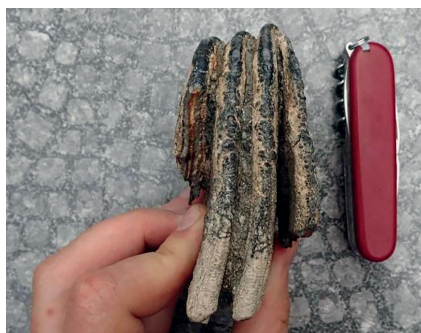
Obr. 3.35. *Mammuthus primigenius* – fragment mamutieho rebra (Opatovský Sokolec) (foto M. Vlačiky, 2017).



Obr. 3.36. *Mammuthus primigenius* – fragment ramennej kosti (Opatovský Sokolec) (foto M. Vlačiky, 2017).

Obr. 3.37. *Megaloceros giganteus* – fragmenty parohov jeleňa obrovského (Trávník a Opatovský Sokolec) (foto M. Vlačiky, 2017).

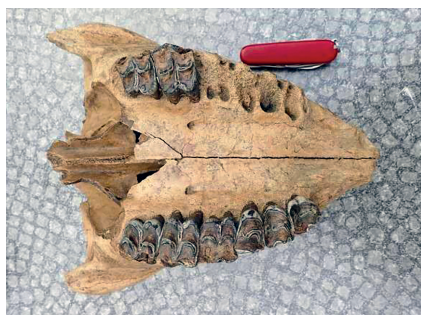




Obr. 3.38. *Mammuthus primigenius* – fragment zuba (Štrkovec) (foto M. Vlačiky, 2017).



Obr. 3.39. *Mammuthus primigenius* – symfýza sánky (Štrkovec) (foto M. Vlačiky, 2017).



Obr. 3.40. *Bos/Bison* sp. – fragment lebky (Štrkovec) (foto M. Vlačiky, 2017).



Obr. 3.41. *Bos/Bison* sp. – atlas (Štrkovec) (foto M. Vlačiky, 2017).

Lokalita Trávník – štrkovisko

Na lokalite sa našli druhy: *Mammuthus primigenius* – mamut srstnatý, *Megaloceros giganteus* – jelen obrovský a *Coelodonta antiquitatis* – nosorožec srstnatý.

Paleontologický materiál pochádza z resedimentovaných fluvialných piesčitých štrkov pleistocénno-holocénnych náplavov dnovej a prikorytovej fácie Dunaja, no pravdepodobne aj z jeho hlbších piesčito-štrkovitých akumulácií vrchného pleistocénu sedimentárnej výplne panvy.

Lokalita Opatovský Sokolec (Okoč) – štrkovisko

Na lokalite sa našli druhy: *Mammuthus primigenius* – mamut srstnatý a *Megaloceros giganteus* – jelen obrovský.

Paleontologický materiál pochádza z hĺbky okolo 20 – 30 m ťažených fluvialných piesčitých štrkov akumulácie vrchného pleistocénu. Najpravdepodobnejšie ide o náplavy Dunaja, hoci v spodných úrovniach ťažby sa nevylučuje ani

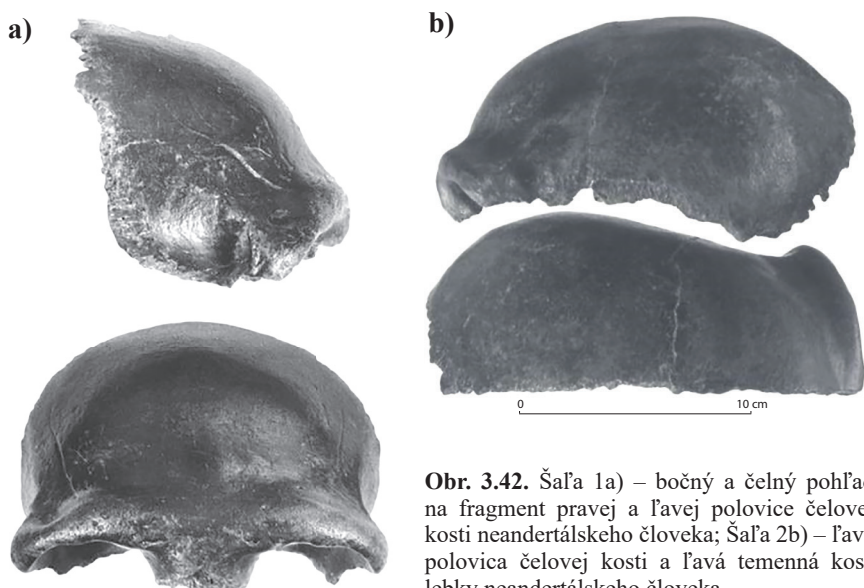
prítomnosť vážskeho materiálu. Na obrázku 3.37 sú zobrazené fragmenty parohov jeleňa obrovského z oboch lokalít.

Lokalita Štrkovec – štrkovisko

Na lokalite sa našli druhy: *Mammuthus primigenius* – mamut srstnatý a *Bos/Bison* sp. – pratur alebo zubor.

Paleontologický materiál na lokalite Štrkovec, ktorá sa nachádza na ľavom brehu Váhu v katastri obce Šoporňa, pochádza z vrchnej časti *dnovej akumulácie* Váhu tvorenej piesčitými štrkami a štrkovitými pieskami. Materiál sa ťaží čiastočne zo z. okraja vrchnopleistocénnej *nízkej terasy* Váhu, kde sa na piesčitých štrkoch nachádzajú fluválne piesky *agradáčného valu* s lokálnym výskytom eolických pieskov previatych na krátku vzdialenosť. Metódami OSL a ^{14}C (AMS) bolo súvrstvie fluválnych pieskov na lokalite Štrkovec datované na 11 000 až 13 000 rokov BP (obr. 11.7), teda na koniec posledného glaciálu (kolónka 45). Fosílné nálezy pleistocénnych cicavcov pochádzajú teda z podložných štrkov buď približne rovnakého, alebo o niečo staršieho veku.

Redeponovaný fluválny materiál s obsahom fauny bol podľa Vlačikyho (in Maglay et al., 2017) vyplavovaný z vlastných *nižších stredných terás* mladšej časti stredného pleistocénu (mladší riss) rozrušovaných laterálnou eróziou spolu s vyplavovaným hlinitým materiálom nadložných sprašových sérií vrchného a stredného pleistocénu. Tak to bolo napr. na lokalite v Šoporni situovanej vyššie po toku Váhu (obr. 3.28; kolónka 40) do obdobia realizácie vodného diela Kráľová.



Obr. 3.42. Šaľa 1a) – bočný a čelný pohľad na fragment pravej a ľavej polovice čelovej kosti neandertálskeho človeka; Šaľa 2b) – ľavá polovica čelovej kosti a ľavá temenná kosť lebky neandertálskeho človeka.

Na základe uvedených faktov Vlačiky (l. c.) navodzuje možnú teóriu pôvodu veľkého množstva fosílnych pozostatkov pleistocénnej fauny získaného v minulosti z koryta Váhu v oblasti Šale (ca 13 km nižšie po toku) vrátane známych nálezov častí lebiek neandertálskeho človeka na lokalitách Šaľa I a Šaľa II (obr. 3.42). Na rozdiel od Šefčákovej et al. (2005), ktorí predpokladali prínos fosílnych pozostatkov malými bočnými prítokmi Váhu z terás Nitrianskej pahorkatiny v okolí Močenka, Vlačiky (l. c.) uvažuje o pravdepodobnejšom zdroji týchto významných fosílnych nálezov zo spraší v oblasti Šoporne, priamo erodovaných Váhom.

Pleistocén/holocén

Deluviálne sedimenty

38 hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny

Sedimenty sú reprezentantom tzv. horského kvartéru Malých Karpát. Ide prevažne o erózo-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním podložných hornín kryštalinika a ich následným posúvaním v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi.

Pokryvy týchto sedimentov sa zachovali priebežne po obvode priľahlej časti pohoria, prerušované pozdĺž úpätií svahov. Hlbšie v pohorí lemujú aj úpätia svahov dolín potokov a vyplňajú aj dná dolín bez aktívneho toku. Laterálne sa zastupujú aj s príbuznými deluviálnymi hlinito-piesčitými štrkami (opísané ďalej) (kolónka 37).

Hliny a piesčité hliny tohto litogenetického typu obsahujú premenlivé množstvo úlomkov granitoidných hornín, ktoré miestami prevládajú. Hlinito-kamenité sedimenty sú ako celok tvorené sivými a sivohnedými piesčitými hlinami s premenlivým, no zväčša veľkým podielom ostrohranného klastického materiálu (drviny) granitoidov, rúl a amfibolov kryštalinika. V profiloch je možné sledovať dve nevýrazné súvrstvia. V spodnej časti sú sedimenty obyčajne viacej kamenité, občas aj blokovité, v nadloží viac hlinité a úlomkovité, s preplavenými polohami hlin a humózných hlinitých pôdnych horizontov.

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevláda hrúbka 2 – 3 m. Na mape sú vyznačené len svahoviny s hrúbkou odhadom presahujúcou 2 m.

37 resedimentované hlinité až piesčito-hlinité štrky, ojedinele s úlomkami hornín

Sedimenty majú na študovanom území pomerne malé zastúpenie, a to tak počtom výskytov, ako aj ich plošným rozsahom. Nachádzajú sa hlavne na priľahlých južných svahoch pohoria v zobrazenej časti Devínskej brány, najmä v pásme od vyústenia Karloveského potoka po miestnu časť Pod Machnáčom v Bratislave, kde lemujú výstupy fluviaálnych piesčitých štrkov dunajských terás (obr. 3.43).

Ide o štrky, piesky a hliny pôvodných fluvialných terasových sedimentov re-sedimentované na krátku vzdialenosť a rozvlečené na svahy. V akumuláciách výrazne prevažujú stredozrnné ($\varnothing$ 2 – 4 cm), dobre opracované štrky. Hrubozrnná frakcia je len ojedinelá. Piesky sú stredno- až hrubozrnné ($\varnothing$ 0,5 – 1,8 mm), v zónach premiešania s klastami granitoidov sú výrazne sfudnaté a celkovo veľmi zahlinené. Petrograficky v štrkoch dominujú kremence a kremeň (75 %), nasledujú rôzne kremenné pieskovce a granitoidy (ca 20 %).



Obr. 3.43. Deluviálne piesčito-hlinité štrky vo výkope na južnom svahu Malých Karpát v Bratislave v miestnej časti Riviéra (foto J. Maglay, 2017).

Zahlinené piesčité štrky obsahujú aj prímes úlomkov hornín. Sedimenty sa formovali pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené tak litologickým zložením podložných hornín v úlomkoch, ako aj zložením kvartérnych fluvialných štrkov terás. Hliny na povrchu sú viac piesčité. Farba hlin je žltosivá, hnedá až hrdzavohnedá. V nižších vrstvách prevažujú hrubozrnné piesčité štrky s prímесou menej opracovaných až takmer neopracovaných úlomkov granitoidných hornín. Vo farebných odtieňoch pieskov dominuje žltá a hrdzavožltá farba, občas sú bielo až okrovo šmuhané. Obliaky kremencov a kremeňa fluvialneho pôvodu sú dobre opracované, opracované granity sú viac zvetrané až rozpadavé a poskytujú materiál na hrubozrnný piesok. Hrúbka akumulácií sa pohybuje medzi 1,5 – 3 m.

36 piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín

Výskyty deluviálnych hlinito-piesčitých sedimentov sú viazané len na zdrojové miesta s dostatkom piesčitej zložky, čo v rámci skúmaného územia zabezpečujú výstupy zvetraných granitov v rámci príľahlej časti Malých Karpát. Sedimenty majú preto významnejšie plošné rozšírenie na miernejších plochých svahoch, prípadne úpätiach svahov pohoria v prerušovanom pásme od Bratislavy po Svätý Jur, a to najmä v miestach so zachovanými vinohradmi (obr. 3.44). V menšej miere sa sedimenty vyskytujú aj v rámci sv. lemu regiónu, kde na územie zasahujú okraje Nitrianskej pahorkatiny. Výskyty v týchto miestach sú plošne veľmi malé, preto nie sú zobrazené na mapách.

Obr. 3.44. Deluviálne hru-
bopiesčité hliny s občasný-
mi úlomkami zvetraných
až rozpadavých granitov
v umelom odkryve na
jv. úbočí Malých Karpát
v Bratislave v miestnej časti
Vinohrady (foto J. Maglay,
2017).



Litofaciálne zloženie hlinito-piesčitých delúvií je ovplyvnené zdrojovými výstupmi zvetraných granitoidných hornín vrátane splachov recentného pôdneho pokryvu. Ide prevažne o sivé, sivožlté až sivohnedé odvápnené piesčité hliny, hlinité piesky až piesky s množstvom drobných úlomkov pevnejších hornín.

Celková hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 2 m, no na úpätiach svahov môže lokálne dosahovať až 3 m. Väčšina akumulácií stratigraficky prináleží do obdobia najmladšieho pleistocénu až spodného holocénu.

35 litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny

Pri tomto subtype ide prevažne o zmes už opísaných deluviálnych akumulácií. Z hľadiska frakcií pozostávajú z piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po hlinité.

Sedimenty sú vyvinuté a zachované v mnohopočetných oddelených plochách na j. a jv. leme Malých Karpát, kde sa ich výskyty viažu najmä na dná a svahy kratších suchých dolín, resp. na samotné svahy.

Na tvorbe zmiešaných delúvií sa uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. V príúpätnom pásme v Bratislave sa deluviálne sedimenty prstovite zastupujú s vrchnými členmi fluviaálnych piesčitých štrkov terás, čo je doložené vrtmi. Na mape sú vyznačené len výskyty, ktorých hrúbka odhadom prevyšuje 2 m.

Deluviálno-proluviálne sedimenty

34 piesčité hliny s úlomkami hornín v *dejekčných kuželoch*

33 piesčité hliny až hliny v *dejekčných kuželoch*

Deluviálno-proluviálne sedimenty predstavujú kombináciu už opísaných deluviálnych sedimentov (svahovín a sutín) redeponovaných na kratšiu vzdialenosť,

ktoré boli deponované epizodickými výplavmi do formy vejárov menších rozmerov – dejekčných (výplavových) kužeľov. Väčšinou ide o strmšie, morfológicky výrazné výnosové vejáre (kužele) menších rozmerov, ale zistili sa aj menej strmé (plytšie) formy.

Materiál všetkých dejekčných kužeľov svojím charakterom predstavuje produkt sporadických i cyklických, zväčša však náhlych prívalových vôd, spôsobených náhlymi klimatickými udalosťami. Litologická náplň telies kužeľov je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov (kolónky 30 – 32) dnovej výplne úvalín a výmoľov okraja Nitrianskej pahorkatiny a Trnavskej pahorkatiny, ako aj dolín a iných znížení reliéfu okraja pohoria, na ktoré tieto sedimenty geneticky nadväzujú.

Výskyty dejekčných kužeľov sa na študovanom území zaznamenali sporadicky v miestach vyústení úvalín a kratších úvalinovitých dolín na priľahlých okrajoch pahorkatín pri Bernolákove a v pásme od Šoporne po Tvrdošovce, no najmä v pásme od Bratislavy cez Bratislavu-Raču po Svätý Jur, kde tvoria významnú zložku malokarpatskej priúpatnej a úpatnej akomodácie.

Na východnom úpätí Pezinských Karpát sa vyvinuli kužele s prevahou hlinito-kamenitého až hlinito-piesčito-kamenitého, chaoticky uloženého materiálu (34), prinášaného občasnými prívalovými vodami (pozri geologickú mapu). Materiál uvedených kužeľov v rámci úpätia pohoria pochádza prevažne z deluviálnych hlinito-kamenitých sedimentov (kolónka 38).

Hlinitý až hlinito-piesčitý materiál (kolónka 33) prinášaný občasnými kalovými vodami obsahujú dejekčné kužele okraja pahorkatín. V telesách kužeľov je možné objaviť zóny spláchnutých spraší bez prítomnosti pieskov striedajúce sa s piesčitými zónami, v ktorých sa nachádza materiál erodovaných sedimentov podložia spraší. Tvoria ho neogénne piesky a piesky fluviálnych terás Váhu.

Formovanie dejekčných kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli, no podstatná časť telies sa sformovala až v období holocénu. Sedimentačne je miestami spätá aj s formovaním nívneho krytu, do ktorého môže prstovite zasahovať najmä na okrajoch pahorkatín. Hrúbka telies dejekčných kužeľov sa pohybuje na úpätí Malých Karpát v rozpätí 2 – 5 m, na okrajoch pahorkatín dokonca 3 – 8 m.

Deluviálno-fluviálne sedimenty

32 splachové (ronové) piesčité hliny s úlomkami hornín

31 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky

30 splachové (ronové) hliny

Výčlenené sedimenty tvoria prechodnú fáciu medzi rôznymi podtypmi deluviálnych svahovín a sutín (kolónky 35 – 38) a fluviálnymi nívovými sedimentmi holocénu (kolónky 15 – 19). Vyskytujú sa ako priame a bezprostredné pokračova-

nie fluviálnej nivnej výplne dien dolín v pohorí a vyústenia dien úvalín smerom proti toku do úvalinových dolín, úvalín, resp. horných úsekov dolín bez stáleho aktívneho toku na okrajoch sprašových pahorkatín. Na sv. okraji územia na hranici s Nitrianskou pahorkatinou sa vyskytujú ako pozdĺžne lemy nivy Váhu na úpätiach svahov (pozri geologickú mapu). Na okraji Malých Karpát často prechádzajú do už opísaných deluviálno-proluviálnych dejekčných kužeľov (kolónky 33, 34).

Deluviálno-fluviálne sedimenty v závislosti od dominujúcej zrnitosti zložky tvoria celý rad jednotlivých litologických derivátov, ktoré boli na základe výsledkov terénneho mapovania rozdelené na 3 podtypy (kolónky 30, 31, 32). Väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ronovo) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu, ale aj jeho materského substrátu (kvartérne spraše, sprašové hliny, piesky a úlomky hornín, prípadne aj podložné neogénne íly, silty, piesky a štrky sedimentárnych hornín). V pohorí môžu byť spláchnuté aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť obsahujúce hrubší klastický horninový materiál paleozoika, prípadne sedimenty starších kvartérnych akumulácií proluviálnych vejárov. Splachy na strmších svahoch pohoria a na svahoch úvalín občas prechádzajú do výmoľovej erózie, čím sa narušajú aj podložné pieskovo-ílové a štrkové súvrstvia neogénu, resp. granitové zvetraniny.

Na okraji Trnavskej pahorkatiny zobrazenom na mape na SZ od Bernolákova, no hlavne na priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny sú v deluviálno-fluviálnych sedimentoch dominantné hliny (30), prípadne piesčité hliny a hlinité piesky (kolónka 31). Tunajšie splachy dosahujú hrúbku 1 – 4 m.

Na okraji pohoria sú splachy tvorené hlinitými pieskami s úlomkami hornín, pričom tie v mnohých prípadoch v sedimente prevažujú (kolónka 32). Mnohopočetné výskyty splachov s úlomkami hornín a s vysokým obsahom hrubozrnných pieskov boli zaznamenané od Bratislavy-Vinohradov cez Bratislavu-Raču po Svätý Jur. Splachy sú tu sústredené do dien krátkych suchých dolín. Materiál v pohorí je všeobecne slabo vytriedený, občas aj zvrstvený. Najväčšia hrúbka splachov pri vyústení uvedených dolín je 2 – 3 m.

29 proluviálne sedimenty: hliny, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších nivných náplavových vejároch (neskorý würm – holocén)

Na študovanom území bol identifikovaný jediný výskyt proluviálnej akumulácie, ktorú je možné morfometricky priradiť k akumulácii tzv. *vyšších nivných náplavových vejárov*. Ide o teleso malého segmentovaného vejára vybiehajúceho zo suchej kratšej dolinky jv. úboče pohoria v blízkosti železničnej stanice Bratislava-Vinohrady.

Akumulácia vejára tvorí prechodné štádium medzi opísanými staršími *nízkymi vejarmi* (kolónka 48) a holocénnymi *nivnými vejarmi* (kolónka 20). Sedimentačne je úzko spätá s formovaním bázy nivného krytu (kolónky 15 – 19).

Teleso vejára je strmšie a morfológicky nápadnejšie ako telesá okolitých *nízkych vejárov* vrchného pleistocénu. Distálna zóna je vyplavená do nižších výškových úrovní okraja panvy ako v prípade uvedených starších vejárov.

Ľyšší nívny náplavový *vejár* pozostáva z nevytriedeného, chaoticky uloženého kamenito-hlinito-piesčitého materiálu s množstvom angulárnych úlomkov prevažne granitoidov a pegmatitov. Povrch telesa je viac piesčitý a zahlinený.

Fluviálne sedimenty

Podunajská rovina predstavuje plošne najrozsiahlejší fluvialny systém na území Slovenska. Jej priestor sa vyznačuje najvyššou, resp. najintenzívnejšou morfordynamikou tak v prechodnom období vrchný pleistocén/holocén, ako aj následne v samotnom postglaciáli – v holocéne, keď sa toto územie permanentne morfológicky pretváralo až do súčasnej podoby. Tá sa vyznačuje spomalením intenzity modelácie vplyvom zásahov človeka. Preto je možné Podunajskú rovinu označovať geografickým termínom „riečna krajina“. Napriek tomu, že táto práca nemá ambície alternovať objekt výskumu fluvialnej geomorfológie, ktorého ťažiskom je hlavne výskum zmien a vývoja morfológie riečnych systémov a riečnej krajiny v geomorfologickom čase obdobia vrchnopleistocénnych a staroholocénnych environmentálnych (hlavne klimaticky podmienených) fluktuácií (Lehotský, 2005), využíva niektoré geomorfologické metódy mapovania.

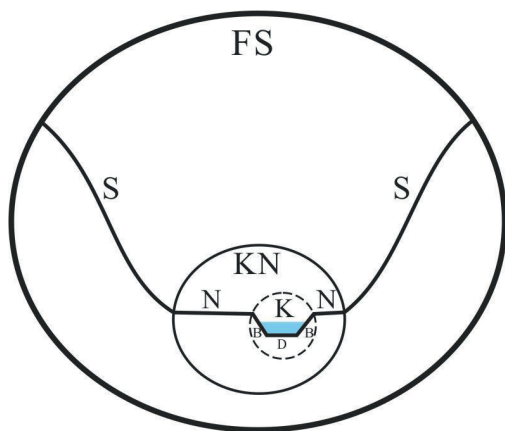
Pri výskume geologického vývoja a stavby pripovrchovej a povrchovej fluvialnej akumulácie a podrobného rozlíšenia fluvialných facií povrchovej stavby územia Podunajskej roviny bola zohľadnená komplexná prírodná entita, resp. útvar, ktorého základná materiálno-morfologická báza spočíva v korytovo-nívnom geosystéme. Na tento systém sa viaže následne štruktúra krajinej pôdnej pokrývky s vegetačnými a živočíšnymi spoločenstvami, o ktorých pojednáva samostatná práca (príloha 4 – Moravcová, 2017), resp. kapitola 9. *Recentný pôdny pokryv*.

Kvôli tomu sa v laterálnej dimenzii mapovania brali za základ koryto toku (opustené koryto, mŕtve a slepé rameno, paleokoryto), jeho dno a breh, niva a pririečna zóna, ako aj úpätná obruba najbližšej morfolologickej vyvýšeniny a plošiny aj samotná vyvýšená plošina (obr. 3.45).

Vzhľadom na to, že na celom území Podunajskej roviny ide o dynamický fluvialny systém akumuláčno-erózných procesov aluvialných riek (riek pretekajúcich vlastnými sedimentmi a sčasti aj sedimentmi susediaceho toku) s rozvetvujúcimi sa a vzájomne prepojenými korytami, tieto rieky, resp. ich rozvetvené migrujúce ramená tvoria nesúrodé skupiny riečnych systémov. To sa prejavuje mimoriadnou zložitosťou a častou zmenou faciálneho a zrnitostného zastúpenia sedimentov v laterálnom smere.

Dunaj, Čierna voda, Váh aj Nitra predstavujú na skúmanom území od prechodného obdobia pleistocén/holocén do recentu laterálne aktívne migrujúce a anastomózne vodné toky s prevažne štrkovým dnom. Prejavilo sa to aj v povrchovej

stavbe územia roviny. Už na základe starších výskumov (Lukniš a Mazúr, 1959; Janáček, 1967, 1969; Vaškovský a Vaškovská, 1977; Minaříková, 1968; Pristaš in Tkáčová et al., 1996; Scharek – ed., Hermann et al., 1998) môžeme identifikovať a vyčleniť prítomnosť fluviálneho, prevažne štrkovo-piesčitého súvrstvia vystupujúceho na povrch v inej ako striktne holocénnej pozícii.



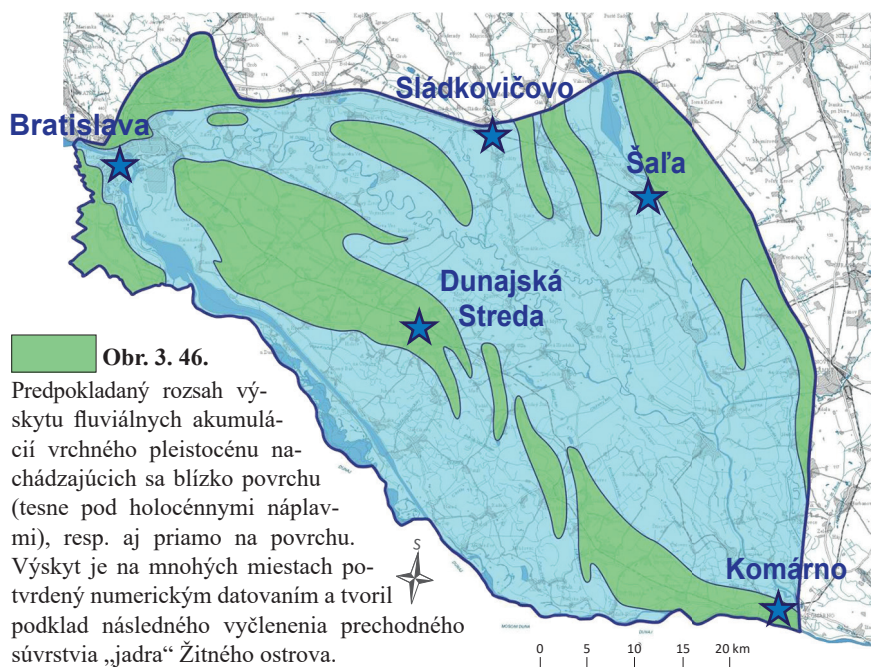
Obr. 3.45. Diferenciácia fluviálneho systému (FS) vzatá za základný mapovací prvok v každom laterálnom smere (pričnom profile) pri základnom geologickom výskume a mapovaní Podunajskej roviny, podporená morfometrickou analýzou, vrtnou preskúmanosťou, vlastnými ručne vrtanými plytkými mapovacími sondami (1 504 sond) a prírodnými a umelými odkryvmi. FS – fluviálny systém; S – svah; KN – koryto-nivný systém; N – niva; K – koryto; B – breh koryta; D – dno koryta (podľa Frandofera a Lehotského, 2014).

Janáček (1967) toto súvrstvie zaraďuje ešte do finálnej časti *stredného súvrstvia* (*stredného komplexu dunajskej štrkovej série* a priraduje k nemu vrchnopleistocénny vek, teda vek synchrónny s *nízkou terasou* Dunaja a Váhu s označením Lukniša a Mazúra (1959) ako tzv. „jadro“ Žitného ostrova. Pristaš (in Tkáčová et al., 1996) uvažuje už o inom stratigrafickom postavení tejto akumulácie a priraduje k nej vek po poslednom pleniglaciáli vrchného pleistocénu, teda obdobie neskorého glaciálu würmu.

Podľa aktuálnych zistení na základe súčasného výskumu a datovania ide o prechodné fluviálne súvrstvie, ktorého stratigrafické zaradenie zodpovedá neskorému glaciálu pred hranicou holocénu, teda 11 703 r. pred rokom 2000 $\pm$ 52 (= 9 703 pred Kr.) s prechodom do spodného holocénu – preboreálu (10 000 – 9 000 r. BP; 11 734 – 10 203 cal. BP) až boreálu (9 000 – 8 000 BP; 10 203 – 8 900 cal. r. BP – INQUA, 2011).

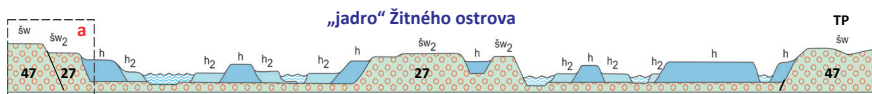
Na základe zistených skutočností fluviálne sedimenty „jadra“ Žitného ostrova tvoria vrstvy hrubé do 10 – 15 m prevažne v spodnej časti, ale aj v celku redeponovaných piesčitých štrkov a štrkovitých pieskov vrchnej časti *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* (Janáček, 1967) a *dnovej akumulácie* vrchného pleistocénu (kolónky 27, 28). Majú rôzne hrubý pokryv fluviálnych pieskov, siltov a ílov pleistocénno-holocénneho veku (kolónky 24 – 26). Vcelku ide o štrkopiesčité fluviálne sedimenty rozsiahleho telesa náplavového vejára (vnútrozemskej del-

ty) Dunaja a jeho najvyššie položeney osovej časti prebiehajúcej od Bratislavy až po Komárno, pôvodne obnažené (denudované) laterálnou eróziou. Zistili sa aj paralelné vetvy. Prvá je pozdĺž *nízkej terasy* pravobrežia Dunaja od Bratislavy cez Jarovce a Rusovce s pokračovaním na maďarské územie a morfológicky sa označuje ako *nadnivná terasa* (kolónky 26, 28). Druhá vystupuje len torzovito na ľavobreží Čiernej vody v pásme od Veľkých Úľan cez Mostovú a Dolné Saliby na Trstice (obr. 3.46). Obnažené štrkopiesčité sedimenty vrchného pleistocénu boli následne prekryté fluvialnými redepozitmi vlastných sedimentov pri laterálnom presune riečnych korýt a pri súčasnom ukladaní jemnejších piesčitých a siltovitých vrstiev prikorytovej a povodňovej fácie.



Opísané stratigrafické zaradenie fluvialných sedimentov prechodného súvrstvia má v rámci skúmaného územia aj svoju morfológickú pozíciu, resp. morfológický ekvivalent (obr. 3.47).

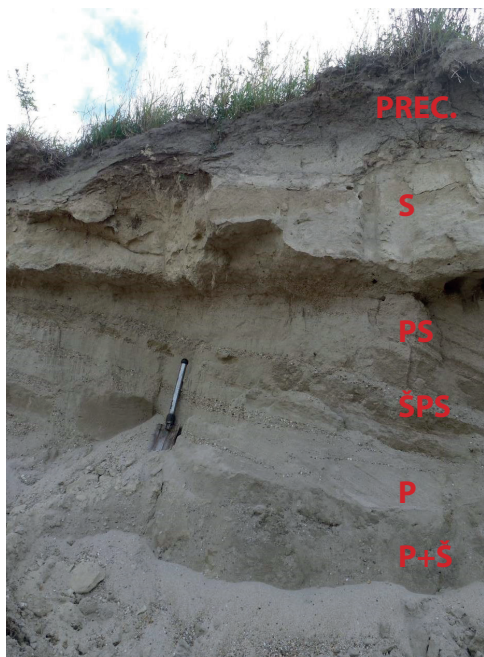
V nasledujúcom texte sú stručne opísané litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky jednotlivých vyčlenených zrnitostných skupín prechodnej vrchnopleistocénno-holocénnej fluvialnej akumulácie Dunaja, Čiernej vody a Váhu, dovedna označovanej ako akumulácia „jadra“ Žitného ostrova.



Obr. 3.47. Morfológická pozícia fluvialných sedimentov „jadra“ Žitného ostrova (kolónka 27) v rámci územia Podunajskej roviny a okrajových pahorkatín. Ľavá strana obr. (a) – vzájomná pozícia sedimentov „jadra“ vo forme nadnivej terasy Dunaja (kolónka 27) oproti sedimentom vrchnopleistocéennej nízkej terasy Dunaja (kolónka 47); stred obr. – vystupujúce sedimenty „jadra“ (s. s.) v centre roviny; pravá strana obr. – kontakt holocéennej fluvialnej výplne s okrajom nízkej terasy Váhu na okraji Trnavskej pahorkatiny (TP).

28 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky (sporadicky štrky) v odkrytom „jadre“ Žitného ostrova (neskorý würm – holocén)

Do tejto skupiny sedimentov boli v zmysle Janáčka (1967) zaradené tie fluvialne vrstvy staršej časti *vrchného komplexu* (s. l.), pri ktorých nebolo možné ani na základe sondovania jednoznačne určiť ich faciálne zaradenie a prevládajúcu zrnitosťnú frakciu v hĺbkovom intervale 0 – 2 m v dôsledku pomerne



Obr. 3.48. Příklad litofaciálne nečlenených siltov (S), piesčitých siltov (PS), štrkovito-piesčitých siltov (ŠPS), pieskov (P) a pieskov s občasným drobným štrkom (P + Š) v intervale 0 – 2 m v profile na lokalite Vrakúň (foto J. Maglay, 2016).

častého striedania zrnitosťných frakcií a ich pozícií najmä v horizontálnom, ale aj vertikálnom smere. Buď ide o vzájomnú kombináciu viacnásobne sa opakujúcich a pozične sa meniacich vrstiev jemnopiesčitých siltov a pieskov s prechodom do piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov v závislosti od zmeny lokality, alebo o približne rovnaké pomerné zastúpenie vrstiev siltov, pieskov a štrkov, prípadne aj ílov v danej lokalite (obr. 3.48).

Na skúmanom území uvedené sedimenty vystupujú na povrch, resp. sa dostávajú blízko k povrchu pod veľmi tenký holocénný fluvialny, prípadne aj eolický kryt v tzv. *nadnivej terase* pravobrežia Dunaja, no najmä vo vystupujúcom „jadre“ Žitného ostrova. V prípade *nadnivej terasy* Dunaja sú to mno-

hypočetné výskyty, počnúc od apikálnej časti jeho delty v Bratislave-Petržalke cez územie na V od štátnej hranice s Rakúskom a ďalej na JJV, kde lemujú okraj *nízkej terasy* Dunaja (kolónka 47) a dosahujú najväčšie plošné rozmery na Z od Rusoviec, s pokračovaním k štátnej hranici s Maďarskom. Ďalšie pásmo výskytov sa tiahne na ľavobreží Malého Dunaja od Bratislavy popri letisku a Ivanke pri Dunaji po Bernolákovo, s občasnými maloplošnými výskytmi až po Senec.

Najväčšie plochy výskytu bližšie nešpecifikovaných zrnitostných frakcií tohto fluvialného súvrstvia sa tiahnu v rámci hlavnej vetvy „jadra“ Žitného ostrova od Bratislavy-Podunajských Biskupíc cez Dunajskú Lužnú do Kvetoslavova a Šamorína. V pokračovaní do Macova, Blatnej na Ostrove a Holíc sa ich výskyty približujú k Dunaju. Väčšie rozmery nadobúdajú v okolí Dunajskej Stredy a pokračujú cez Dolný Bar a Dolný Štál do Veľkého Medera. Za Holiarimi sa opäť rozširujú až po Klížsku Nemú a smerom na V prechádzajú do fluvialných pieskov. Jednotlivé frakcie sú podrobnejšie opísané v nasledujúcich častiach.

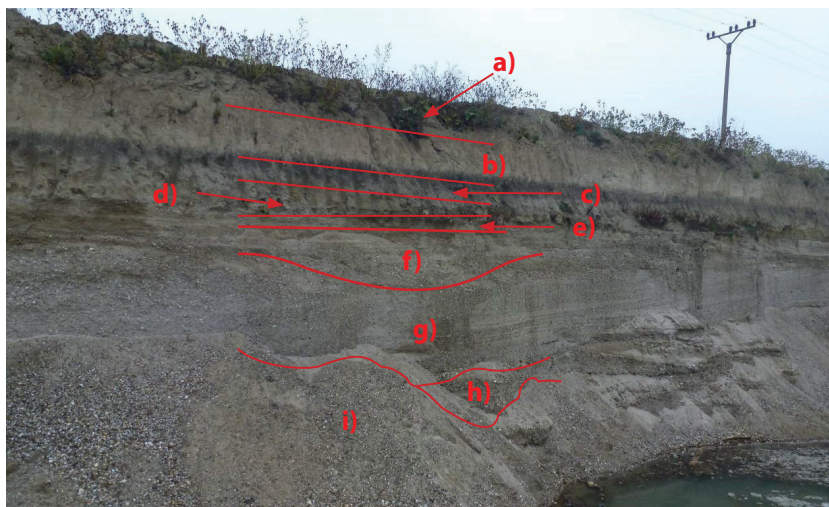
27 hlinité piesky so štrkami až piesčité štrky *dnovej akumulácie* v odkrytom „jadre“ Žitného ostrova a v *agradáčnych valoch* (neskorý wurm – holocén)

Uvedené sedimenty tvoria podstatnú časť hmoty fluvialnej akumulácie prechodného obdobia pleistocén/holocén a zároveň zaberajú najväčšiu rozlohu v rámci „jadra“ Žitného ostrova vystupujúceho na povrch, resp. blízko povrchu (pozri geologickú mapu). Pozične tvoria spodnú časť *vrchného súvrstvia*, resp. *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série*, ako ju definoval Janáček (1967, 1969). Na väčšine územia roviny sú pokryté pestrými holocénnymi aluviálnymi náplavami (kolónky 15 – 19), prípadne aj návejmi pieskov (kolónky 13 a 22). Ide o akumulácie Dunaja (Malého Dunaja) a jeho karpatských prítokov – Čiernej vody, akumulácie Váhu (Gidry, Dudváhu), Nitry a na v. leme pravdepodobne aj Žitavy. Plošný rozsah prechodnej piesčito-štrkovej akumulácie je okrem výstupov sedimentov *nízkych terás* (kolónky 46, 47) a *agradáčnych valov* (kolónka 45) vrchného pleistocénu na väčšine územia totožný s rozsahom nadložnej akumulácie holocénu (obr. 3.49).



Obr. 3.49. Panoramatický pohľad na prechodnú pleistocénno-holocénnu akumuláciu „jadra“ Žitného ostrova v štrkovni Zelená voda medzi Ivankou pri Dunaji a Mostom pri Bratislave. Súvrstvie piesčitých štrkov hrubé do 6 m so zjavnou laterálnou akreciou a korytovým zvrstvením v pravej časti obrázka je pokryté nánosom pleistocénno-holocénnych siltov a holocénnych hlín hrubým do 2 m tvoriacich odťažovanú skrývku (foto M. Šujan, 2015).

Exaktné oddelenie sedimentov spodnej časti *vrchného komplexu* od podložnej vrchnopleistocénnej akumulácie *stredného komplexu* je obťažné a vyžadovalo by si podrobnejší výskum pri využití datovania napr. pomocou kozmogénnych nuklidov, prípadne metódou OSL. V tejto práci bolo rozhranie určené na základe popisov vrtov z vrtnej preskúmanosti, kde nadložné sedimenty „jadra“ Žitného ostrova sú opísané ako drobnorytmické striedanie siltov (hĺn), pieskov, štrkov, piesčitých štrkov (aj navzájom premiešaných frakcií) oproti podložným hrubým vrstvám vrchnopleistocénnych piesčitých štrkov a štrkovitých pieskov.



Obr. 3.50. Drobnorytmická vrstvosť prechodnej akumulácie „jadra“ Žitného ostrova v štrkovni Zelená voda medzi Ivankou pri Dunaji a Mostom pri Bratislave: a) – recentná skrývka; b) – holocénne fluválne povodňové siltov (hĺn); c) – holocénna fosílna pôda (atlantik); d) – silty spodného holocénu až prechodného obdobia; e) – karbonátová vrstva (kalkréta); f) – zóna striedania tenkých vrstiev siltov, pieskov, piesčitých siltov a siltovitých drobných štrkov; g) – drobnorytmické striedanie vrstiev, štrkov, pieskov, piesčitých štrkov a štrkovitých pieskov prechodného súvrstvia; h) – hrubé vrstvy hrubozrnných piesčitých štrkov vrchného pleistocénu s kalkkrétami (vrchná časť stredného komplexu); i) – osypy (foto J. Maglay, 2014).

Z vlastného pozorovania na umelých odkryvoch štrkovni (obr. 3.50) môžeme potvrdiť, že v piesčitých štrkoch až štrkovitých pieskoch tohto prechodného súvrstvia je možné sledovať drobnú vrstvosť. Je charakteristická striedaním obsahu piesčitej frakcie v štrkoch a vložiek pieskov, ktorá smerom nahor prechádza do striedania vytriedených štrkov, pieskov a siltov až do vzájomného premiešavania frakcií. Ide teda prevažne o piesčito-štrkovité až štrkovito-piesčité redepozity podložnej akumulácie *stredného komplexu*. Vyznačujú sa podmienkami častého krátkodobého laterálneho presunu tokov v podmienkach náhlých príválových vôd

a prekladania ramien, ich častého vetvenia až prepletania, a to už od apikálnej časti delty Dunaja, kde dochádzalo k avulzii toku do vetiev Malého Dunaja, Dunaja a Mošonského Dunaja.

Z vrtnej preskúmanosti je zrejmé, že spodná časť *vrchného súvrstvia* pri okrajoch panvy dosahuje hrúbku 1 – 2 m, v *nadnivej terase* Dunaja medzi Bratislavou a Čunovom a v pásme Bratislava – Ivanka pri Dunaji – Senec 2 – 6 m. Smerom do stredu panvy sa zväčšuje na 10 – 15 m.

Sedimenty spodnej časti *vrchného komplexu* reprezentujú polycyklický fluvialný vývoj s výraznou zrnitostnou diferenciáciou hlavne vo vertikálnom smere. Výsledkom je časté striedanie pomerného zastúpenia piesčitej a piesčito-siltovitej frakcie oproti štrkovitej frakcii. V priemere je v tomto súvrství zastúpený strednozrnný až drobnozrnný štrkový materiál ($\varnothing$ 1,5 – 5 cm) vyznačujúci sa prevažne hnedožltou až sivou a svetlosivou farbou s lokálnymi prechodmi do hrdzavosivej a hrdzavohnedej. To by mohlo indikovať mierne redukčné prostredie s častým kolísaním hladiny prevažne plytkej vody v koryte. Podzemná voda sa vyznačuje vysokým obsahom karbonátov (pozri kap. 7), čo zapríčinilo v súvrství pomerne hojnú prítomnosť čiastočne spevnených vrstiev pieskov a piesčitých štrkov v pieskovcoch a zlepencoch – kalkkrét (obr. 3.51).



Obr. 3.51. Kalkkréty v spodnej časti vrchného komplexu piesčitých štrkov prechodného súvrstvia „jadra“ Žitného ostrova v štrkovni Zelená voda medzi Ivankou pri Dunaji a Mostom pri Bratislave (foto J. Maglay, 2014).

Materiál súvrstvia tvoria prevažne dobre opracované semioválne, suboválne až oválne štrky a piesčité štrky s prechodom do štrkovitých pieskov až lokálnych vrstiev a šošoviek (obr. 3.52) jemnozrnných ($\varnothing$ 0,1 – 0,3 mm) a strednozrnných pieskov ($\varnothing$ 0,4 – 0,5 mm).

Vrstvy tvorené piesčitými štrkami sú v rámci súvrstvia najpočetnejšie a najhrubšie, štrkovité piesky a piesky tvoria tenšie, miestami až nesúvislé vrstvy a vrstvy siltov sú zaznamenané len vo vrchných zónach, kde sa striedajú s ostatnými frakciami (obr. 3.53a, b). Na mnohých lokalitách centrálného pásma (centrálného valu) „jadra“ Žitného ostrova vystupujú piesčité štrky až na povrch (napr. Mi-

loslavov, Kvetoslavov, Oľdza a i.), kde sa stávajú výraznou zložkou recentného pôdneho pokryvu (obr. 3.54a, b).



Obr. 3.52. Šošovky strednozrnných pieskov v semioválnych až oválnych piesčitých štrkoch spodnej časti vrchného komplexu akumulácie „jadra“ Žitného ostrova v štrkovni Zelená voda medzi Ivankou pri Dunaji a Mostom pri Bratislave (foto J. Maglay, 2014).



Obr. 3.53. Tenké vrstvy strednozrnných pieskov (miestami aj štrkovitých pieskov) v hrubších vrstvách piesčitých štrkov spodnej časti vrchného komplexu akumulácie „jadra“ Žitného ostrova vo výkope kanalizačného zvodu v Kvetoslavove: a) – striedanie nesúvislých subhorizontálnych vrstiev pieskov a piesčitých štrkov vo vrchnej časti súvrstvia; b) – detail piesčitej vrstvy (foto J. Maglay, 2015).

Petrograficky podľa Minaříkovej (1967, 1968) v štrkoch spodnej časti *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* v širšom centre depresie mierne prevládajú kremene, metamorfované a sedimentárne kremence (< 50 %), nasledujú vápence

a dolomitické vápence (< 25 %), silicity rôznych farieb, najviac hnedé a okrové, najmenej zelené a sivé (< 10 %), kryštallické bridlice, najmä dvojsľudové, muskovitické, biotitické, amfibolické a granáticko-biotitické ruly (< 5 %), kremenné pieskovce a polymiktné pieskovce, vápnité a glaukonitické pieskovce, granitoidné horniny a fragmenty pegmatitov (< 3 %).



Obr. 3.54. Piesčité štrky spodnej časti vrchného komplexu fluvialnej akumulácie „jadra“ Žitného ostrova bez pokryvu pieskov a siltov vystupujúce priamo na povrch: a) – umelý odkryv s priamym kontaktom piesčitých štrkov a recentnej pôdy v opustenej štrkovni na S od Miloslavova; b) – piesčité štrky ako súčasť recentného pôdneho pokryvu „jadra“ Žitného ostrova v poliach na JV od Olďže (foto J. Maglay, 2014).

V severovýchodnej a východnej časti územia sú synchronne akumulácie zvodnených, dobre opracovaných piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov. Tvoria ich tak isto prevažne strednozrné ($\varnothing < 4$ cm) suboválne až oválne štrky s telesami hrubozrnných vytriedených pieskov. Vo východnej a južnejšej časti roviny medzi Palárikovom, Kolárovom a Komárnom v štrkoch prevláda piesčitá frakcia (< 60 – 70 %), pričom aj piesky sú drobnorytmicky zvrstvené.

Podľa Horníša (1993) je petrografické zloženie piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov uložených pod holocénnym nivným krytom v tejto časti Podunajskej panvy, rovnako ako v jej západnej časti, vysoko polymiktné. Žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce tvoria 30 – 40 % hmoty. Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (10 – 20 %). Kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a neogénu a rôzne druhy vápencov (organodetrítické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádiolárvové, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské) a dolomitov, permské pieskovce a pieskovce neogénu tvoria dovedna 5 – 10 % štrkovej hmoty.

Synchronne fluvialne sedimenty prechodného obdobia pleistocén/holocén vystupujú v rámci skúmaného územia na povrch vo forme *nadvivnej terasy* pravobrežia Dunaja, ktorej fragmenty sa objavujú v apikálnej časti jeho vnútro-

zemskej delty v Bratislave-Petržalke, kde terasa prichádza na územie z Rakúska a prerušovane pokračuje pozdĺž *nízkej terasy* Dunaja s rozšírením pri Jarovciach a Rusovciach ďalej na územie Maďarska.

Povrch terasy, ak nie je pokrytý vlastnými vrstvami siltov (hlín) a pieskov, vystupuje 2 – 3 m nad nivu Dunaja a 4 – 6 m nad jeho strednú hladinu toku (obr. 3.55a). Bázu terasy tvorí dnová akumulácia, zhodná s vrchnopleistocénnou *nízkou terasou*.

Sedimenty *nadnivej terasy* pravobrežia Dunaja sú tvorené vytriedenými, semioválnymi, suboválnymi až oválnymi piesčitými štrkami a štrkovitými pieskami svetlosivej, žltosivej a hrdzavosivej farby. V zrnitosti štrkov síce prevládajú drobné až stredné frakcie ($\varnothing$ 0,7 – 4,5 cm), no vyskytujú sa aj vrstvy hrubozrnných štrkov (< 8 cm). V takýchto vrstvách boli zaznamenané aj hrubozrnné piesky ($\varnothing$ 0,9 – 1,9 mm). Sedimenty terasy smerom nahor prechádzajú do silno zahlinených piesčitých štrkov (obr. 3.55b).



Obr. 3.55. a) Hrana nadnivej terasy pravobrežia Dunaja na JV od Jaroviec vysoká zhruba 2 m; b) zahlinené štrky vo vrchnej časti nadnivej terasy Dunaja na tej istej lokalite (foto J. Maglay, 2013)

V petrografickom zložení štrkov *nadnivej terasy* Dunaja podľa Horníša (1987) prevládajú nezvetrané kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (40 – 50 %). Nasledujú rôzne druhy nezvetraných vápencov a vápnité pieskovce (10 – 30 %). Granitoidy, kryštálické bridlice, žilné kalcity a rohovce dosahujú 10 – 20 %. Zvyšok dopĺňajú rádiolárové vápence a vápnité pieskovce (obr. 3.56).

Ďalšie pásmo výskytu synchronnej sedimentácie sa tiahne na ľavobreží Malého Dunaja od Bratislavy popri letisku a Ivanke pri Dunaji cez Bernolákovo až po Senec (pozri geologickú mapu). Povrch *nadnivej terasy* je morfológicky nenápadný, často splýva s holocénnym nivným pokryvom.

Prechodnú akumuláciu tvoria zvodnené vytriedené opracované piesčité štrky, štrkovité piesky a piesky.

Zrnitostne prevládajú drobné žltosivé piesčité štrky ($\varnothing$ 1 – 2 cm) s prechodom do hrubozrnnej, slabo zrnitostne vytriedenej, miestami zahlinenej piesčitej frakcie ($\varnothing$ 0,5 – 1,8 mm).



Obr. 3.56. a) Umelý odkryv vo fluvialných sedimentoch nadnivej terasy Dunaja na JV od Jaroviec s výskytom štrkovitých pieskov v spodnej časti; b) detail stredno- až hrubozrnných piesčitých štrkov tejto terasy na tej istej lokalite (foto J. Maglay, 2013).

V petrografickom zložení štrkov Dunaja v *nadvivnej terase* podľa Horníša (1987) opäť ako pri pravobreží prevládajú nezvetrané čerstvé kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (30 – 40 %). Nasledujú čerstvé granitoidy, vápence a pieskovce a kryštalické bridlice (10 – 30 %). V menšej miere sú zastúpené rohovce a iné druhy vápencov (rádioláriové, hľuznaté, sakokómové) a vápnité pieskovce (10 – 20 %).

26 vápnité piesky (sporadicky drobné štrky) *agradáčnych valov* (neskorý würm – holocén)

Ide o takmer totožný genetický subtyp fluvialných sedimentov, aký bol uvedený pri opise pieskov *agradáčnych valov* vrchného pleistocénu (kolónka 45), len stratigrafické zaradenie a niektoré ďalšie znaky sú odlišné.

Na rozdiel od starších pieskov *agradáčnych valov*, tieto fluvialne piesky sú rozšírené na výrazne väčšej ploche. Všetky výskyty boli zaznamenané v rámci Podunajskej roviny mimo jej častí s výskytom *nízkych terás*. Predstavuje to výskyty len v rámci rozsahu nívneho krytu Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Váhu (Dudváhu, Gidry), Nitry a Žitavy (pozri geologickú mapu). Najpočetnejšie

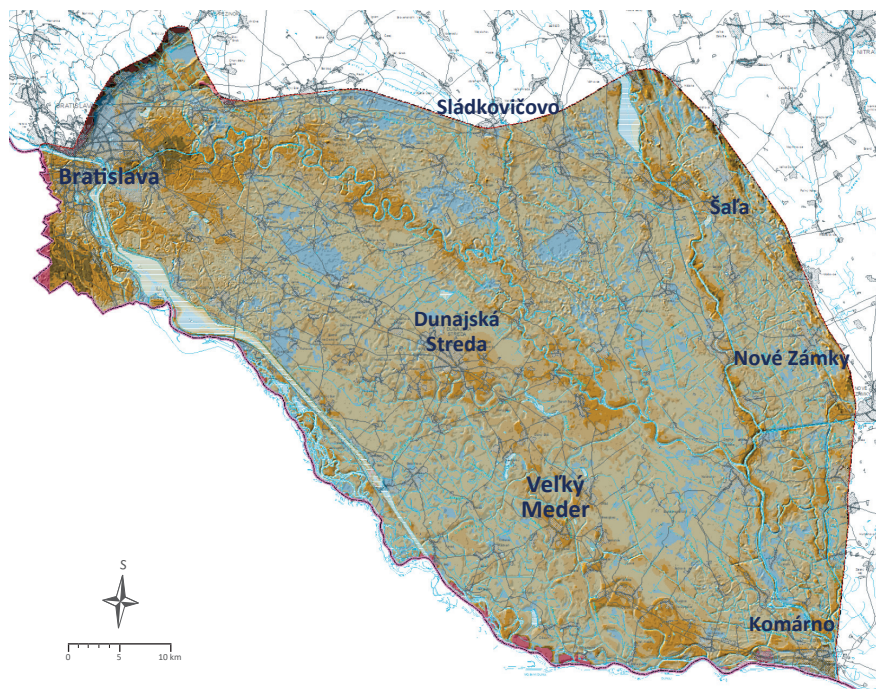
veľkoplošné i maloplošné výskyty boli zaznamenané v rozsahu vystupujúceho „jadra“ Žitného ostrova v pásme od Bratislavy po Komárno, tak, ako sú zobrazené na geologickej mape. V juhovýchodnej časti Žitného ostrova, približne od pásma Klížska Nemá – Zemianska Olča – Komárno, dokonca výrazne prevládajú nad uvedenými piesčitými štrkami (kolónka 27). Okrem „jadra“ Žitného ostrova sa výskyty prechodnej pleistocénno-holocénnej akumulácie fluvialných pieskov zaznamenali aj v Bratislave-Petržalke, Bratislave-Trnávke, lokálne pozdĺž Malého Dunaja, v Sládkovičove, pri Veľkých Úľanoch a Váhovciach, a najmä v dlhých paralelných prerušovaných valoch od Šoporne cez Šaľu-Veču, Trnovec nad Váhom, Palárikovo, Nové Zámky, Kolárovo, Nesvady a Martovce po Komárno. Lokálne sa vyskytujú aj pozdĺž voľných ramien ako svedkovia tokov aktívnych v minulosti (Diakovce – Tešedíkovo – Žihárec) alebo lokálne pozdĺž menších tokov.

Tieto sedimenty sú úzko geneticky späté s opísanými piesčitými štrkami spodnej časti *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* prechodného obdobia pleistocén/holocén (kolónka 47). Ide o pôvodne ucelené pásma, resp. systémy korytových a prikorytových, veľmi členitých valov uvedených hlavných tokov, najmä Dunaja, Malého Dunaja a Váhu a ich prietochných voľných ramien. Tieto pásma boli následne v dôsledku erózie vlastných laterálne migrujúcich tokov rozčlenené na sled viac-menej izolovaných, morfológicky vyvýšených nepravidelných piesčitých telies (ostrovo), piesčitých telies pozdĺžnych tvarov vo formách valov a pri väčších rozlohách v rámci „jadra“ Žitného ostrova aj mierne vyvýšených a zvlne-ných plošín v rámci nivy. Medzivalové priestory sú vyplnené piesčitými štrkami a pieskami, prípadne tu môžu byť aj sedimenty dnovej akumulácie obnažené defláciou. Na rozdiel od eolických pieskov, fluvialne piesky nevytvárajú strmšie formy, povrch holocénnej nivy prevyšujú v priemere len o 2 – 3 m (obr. 3.57).

Fluvialne piesky *agradáčnych valov* prechodného obdobia pleistocén/holocén sú výrazne zvrstvené a na rozdiel od starších pieskov (kolónka 45) sú takmer všetky vápnité. Farba sa pohybuje od svetlosivej a sivej až po žltosivú. Zrná sú málo opracované, prevažne strednozrnné ($\varnothing$ 0,2 – 0,45 mm), s vrstvami hrubozrnnnej piesčitej frakcie ($\varnothing$ 0,4 – 1,7 mm), ojedinele na bázach niektorých vrstiev aj s výskytom drobných štrkov ($\varnothing$ 0,3 – 1,0 cm). Petrograficky v zrnách pieskov dunajskej i vážskej proveniencie prevláda kremeň (< 55 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštalických bridlíc a živcov (< 35 %). V ťažkej frakcii minerálov, rovnako ako pri starších pieskoch, prevláda granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny (Horníš a Priečhodská, 1979).

Z geologickej mapy je možné pozorovať, že na miestach s väčším plošným výskytom fluvialných pieskov *agradáčnych valov* sa vyskytujú presypy eolických pieskov (kolónky 22 a 13). Je to spôsobené tým, že na fluvialných pieskoch v podmienkach suchšej klímy dochádzalo a aj v súčasnosti dochádza k eolickej redepozícii pieskov previevaním na kratšiu vzdialenosť.

Hrúbka akumulácie fluvialných pieskov prechodného obdobia sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 7 m (Pristaš in Tkáčová et al., 1996).



Obr. 3.57. Mapa aktuálnych prírastkov fluvialných a čiastočne eolických uloženín, odvodená z mapy izobazit. Ide o sumu vyvýšení, ktoré prebiehajúca izobazita nezohľadňuje. Mapa takto potvrdzuje prítomnosť centrálneho valu Žitného ostrova a ďalších aggradačných valov starších aj recentných tokov (Zlocha, 2016).

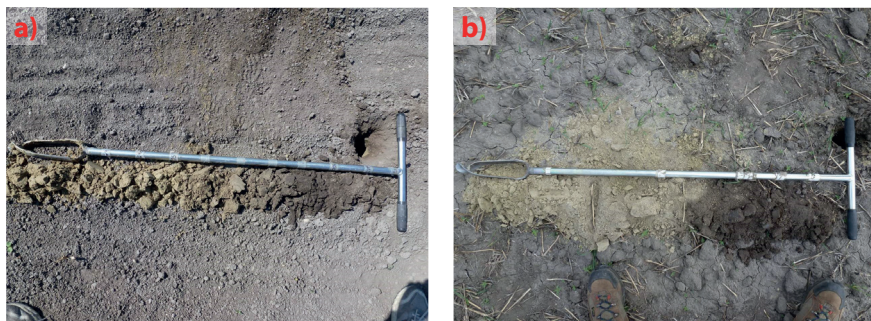
25 fľovité až jemnopiesčité hľny (prachy) vo vrchných polohách *dnovej akumulácie („jadro“ Žitného ostrova) (neskorý würm – holocén)*

Podobne ako v prípade starších siltov (kolónka 44), aj v tomto prípade ide o prachovité fluvialne sedimenty povodňovej fácie, akomodované počas obnaženia „jadra“ Žitného ostrova v prechodnom období vrchného pleistocénu až holocénu na piesčité štrky a štrkovité piesky spodnej časti *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* (kolónka 27) alebo bezprostredne po ňom. V rámci tohto komplexu sa uvedené akumulácie vyskytujú mnohopočetne ako výplň opustených korýt starých voľných ramien a na rozsiahlejších plochách najmä v rozsahu „jadra“ Žitného ostrova, tak, ako sú zobrazené na mape, alebo vystupujú vo forme povodňových hľín *nadnivej terasy* Dunaja na jeho pravobreží medzi Bratislavou-Petržalkou a štátnou hranicou s Maďarskom (pozri geologickú mapu). Podobne ako pri starších siltach, aj v tomto prípade boli povrchové výstupy fluvialných siltov v dôsledku nedostatku odkryvov najčastejšie zaznamenané vo vlastných,

ručne vŕtaných sondách (obr. 3.58a, b) alebo počas jesennej orby na exponovaných častiach pozdĺžnych hrebenkov, kde sú často orbou vynášané spod recentného pôdneho pokryvu (obr. 3.59), prípadne v ojedinelých umelých odkryvoch výkopov stavebných a základových jám (obr. 3.60). Ich hrúbka na skúmanom území podľa Vaškovského et al. (1987) a vlastných pozorovaní formou sondovania v pozdĺžnej osi „jadra“ Žitného ostrova je viac ako 2,0 m.

Sediment je tvorený stredno- až hrubozrnným vápnitým sivým a sivožltým povodňovým siltom ($\varnothing$ 0,02 – 0,04 mm), občas s prechodom do jemnopiesčitého siltu ($\varnothing$ 0,03 – 0,2 mm). V suchom stave silty morfológicky pripomínajú eolické spraše. Na odkryvoch držia stĺpovitú odlučnosť a kolmosť stien.

Fluviálne silty obsahujú malakofaunu, no vo vybraných lokalitách nebola identifikovaná.



Obr. 3.58. Silty povodňovej fácie prechodného obdobia pleistocén/holocén, zachytené najčastejšie pomocou ručne vŕtaných sond: a) ílovité silty v sonde pri Kostolných Kračanoch; b) jemnopiesčité vápnité silty v sonde pri Čehovej (foto J. Maglay, 2016).



Obr. 3.59. Výstupy siltov na povrch spod recentnej pôdy v exponovanejších častiach mierne zvlneného povrchu nadnivej terasy Dunaja v blízkosti trojvodu štátnych hraníc Slovenska, Rakúska a Maďarska (foto J. Maglay, 2016).



Obr. 3.60. Výkop základovej jamy v siltach až piesčitých siltach „jadra“ Žitného ostrova na V od Samorína v Šamote (foto J. Maglay, 2015).

24 ílovité hliny až íly v reliktach mŕtvych ramien

Ide o sedimenty pelitov prechodného obdobia pleistocén/holocén, zachovaných, resp. zistených pomocou ručne vŕtaných sond len na dvoch lokalitách v rámci celého mapovaného územia. Obe lokality sa nachádzajú v priestore výstupu „jadra“ Žitného ostrova, jedna z nich na Z od Kvetoslavova a druhá priamo v osade Šamot. V oboch prípadoch sedimenty tvoria výplň starých korýt voľných ramien Dunaja (mŕtvych ramien). Je veľmi pravdepodobné, že fluviálne íly sú zachované aj na iných lokalitách v rámci výplne opustených korýt v rozsahu výskytu prechodného súvrstvia „jadra“ Žitného ostrova v podloží fluviálnych siltov a pieskov. Identifikácia týchto sedimentov si vyžaduje podrobnejší prieskum.



Obr. 3.61. Sivozelené fluviálne íly „jadra“ Žitného ostrova v dne starého voľného ramena Dunaja v Šamote (foto J. Maglay, 2016).

Sedimenty sú zložené zo sivozelených plastických ílov s obsahom drobných zuhoľnatených zvyškov rastlín. Z nich na základe numerického datovania metódou AMS bol stanovený vek 10 500 r. BP. Íly smerom nahor prechádzajú do siltovitých ílov svetlosivožltej až sivožltej farby, pričom ubúda ílovej frakcie na úkor hĺn. Povrch tvorí recentná pôda so svetlejším karbonátovým BT horizontom (obr. 3.61).

Zachovanie uvedeného fluviálneho subtypu pelitov prechodného obdobia poukazuje na skutočnosť, že počas mladšieho obdobia, v holocéne, nebola povrchová stavba „jadra“ Žitného ostrova vo svojom centre výraznejšie pozmenená.

23 fluvialne až fluvialno-organogénne sedimenty: hnílokalové humózne piesčité hliny v mŕtvych ramenách, v reliktoch mŕtvych ramien a v iných zníženinách reliéfu (*neskorý würm – holocén*)

Sedimenty s týmto stratigrafickým zaradením boli identifikované ručne vŕtanou sondou len na jednej lokalite na S od Veľkej Paky v oblasti „jadra“ Žitného ostrova. Sedimenty sa tu vyskytujú v lokálnej zníženine reliéfu v dĺžke zhruba 700 m, kde tvoria výplň torza mŕtveho ramena s bezodtokovým režimom alebo s nepriepustným ílovým podložím.

Keďže väčšina primárnych mŕtvych ramien „jadra“ Žitného ostrova a ich výplní bola vplyvom agrárnych zásahov rekultivovaná a prekategORIZOVANÁ na poľnohospodársku pôdu, mŕtve ramená buď úplne zanikli, alebo sa zachovali len ich zvyšky ako v uvedenom prípade. Rovnako je veľmi pravdepodobné, že fluvialno-organogénne sedimenty sú zachované aj na iných lokalitách v rámci výskytu prechodného súvrstvia „jadra“ Žitného ostrova v podloží rekultivovaného povrchu ramien.

Podľa našich odhadov vychádzajúcich s analógie holocénneho vývoja hnílokalových sedimentov (kolónka 14) sa v podloží sedimentov nachádza svetlosivý až sivomodrý ílový horizont v malej hrúbke, a to 0,5 – 1,0 m.

Vlastné sedimenty sú na báze tvorené tmavosivými až čiernosivými piesčitosivými, resp. ílovitými hlinami (siltmi) až tmavosivými ílmi, ktoré smerom do nadložia

prechádzajú do tmavosivých hnílokalových hĺn a iných čiernych, silno humózných sedimentov (humolítov) s obsahom veľkého množstva čiastočne rozloženej organickej hmoty. Ďalej smerom do nadložia sedimenty prechádzajú do sivožltých piesčitých siltov a recentnej pôdnej pokrývky (obr. 3.62). Hrúbka celého sedimentárneho komplexu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1,5 – 2,5 m. Na báze výplne môžu byť sedimenty čiastočne zvodnené.



Obr. 3.62. Tmavosivé hnílokalové hliny až čierne humolity (vzorka vľavo) v podloží sivožltých piesčitých siltov „jadra“ Žitného ostrova v dne starého voľného ramena na S od Veľkej Paky (foto J. Maglay, 2016).

Na základe numerického datovania metódou AMS bol stanovený vek sedimentov na 9 700 r. BP.

22 eolické sedimenty: jemnozrnné piesky dún s krátkym eolickým transportom (*neskorý würm – holocén*)

Uvedené sedimenty predstavujú významný genetický prvok finálneho štádia prechodnej vrchnopleistocénno-holocénnej eolickej sedimentácie s pokračovaním do holocénu a v mnohých prípadoch až do recentu (kolónka 13). Eolické piesky sú aj výrazným reliéfovým prvkom spestrujúcim celkový rovinný krajinný ráz územia. Vytvárajú rôzne nepravidelné formy depozície od izolovaných ostrovočekovitých malých presypov bočníkového tvaru cez súvislé líniové útvary spojených presypov až po priestorovo výraznejšie duny rôznych, najmä podlhovastých, parabolických, oblúkovitých a bočníkových tvarov (obr. 3.63). Oblasti výskytu eolických pieskov je možné na základe starších prác Hromádku (1935) a Janšáka (1950), ako aj vlastných zistení rozdeliť na päť oblastí, resp. pásiem.

Prvá oblasť výskytov eolických pieskov tohto prechodného obdobia sa tiahne v smere priebehu *nízkej* a *nadnivej* terasy Dunaja (kolónky 27 a 47) od Jaroviec po štátnu hranicu s Maďarskom. Ďalšie výskyty boli zaznamenané v Ivanke pri Dunaji. Občasnými výskytmi súvekých eolických pieskov je známe aj pásmo Kvetoslavov – Trnávka – Holice-Čechová, no najviac sa uvedené sedimenty zachovali v líniových pásmach od Šoporne cez Šaľu-Veču, Trnovec nad Váhom, Selice po Tvrdošove a po kratšom prerušení od Nových Zámkov cez Nesvady až po Imeľ. Významné sú aj výskyty na SZ od Kameničnej v osade Balvany (Nová Dedina) (pozri mapu).



Obr. 3.63. Zachovaná duna bočníkového tvaru priamo v Nesvadoch (foto J. Maglay, 2017).

Celkovo ide o pôvodne staršie, fluviálne vrchnopleistocénne piesky *agradáčnych valov* (kolónka 45) a širších deflačných zón, previate v postglaciáli a v staršom holocéne zväčša na kratšiu až strednú vzdialenosť. V sedimentoch podľa Minaříkovej (in Vaškovský a Vaškovská, 1977) prevláda monomodálna jemnozrnná piesčitá frakcia ($0,1 - 0,25 \text{ mm} = \text{ca } 70 \%$), zvyšok pripadá na stred-

nozrnnú frakciu. Z hľadiska zrnitosti sú stredne až dobre vytriedené a väčšinou drobnorytmicky zvrstvené. Zrná sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné (60 – 90 %). Petrograficky sú vytriedené horšie, len vo v. časti územia v dunách v Nesvadoch, Imeli a Novej Dedine-Balvanoch sú viac vytriedené. Popri kmeni (< 70 %) obsahujú aj draselné živce a plagioklasy (do 25 %), glaukonitické pieskovce, ojedinele aj šupinky muskovitu a chloritu. Farba pieskov je žltosivá až sivá, občas sú prítomné aj hrdzavé vrstvy (obr. 3.64).

Hrúbka presypov je rozdielna, zväčša sa pohybuje v hodnotách do 5 m. Najväčšia je v presypoch v Nesvadoch, Ivanke pri Dunaji a v s. časti Novej Dedin-Balván, kde dosahuje 10 – 13 m (obr. 3.65).

Eolické piesky v menšej hrúbke pokrývajú aj povrch vrchnopleistocénnych *nízkyh terás* Dunaja a Váhu. Zatiaľ čo na *nízkej terase* pravobrežia Dunaja prevažuje mierne zvlnený plochý pokryv s hrúbkou pieskov 2 – 3 m (Jarovce), na *nízkej terase* ľavobrežia Váhu prevláda viac zvlnený plochý líniový pokryv s občasnými dunami bochníkového tvaru. Medzidunové znížneniny sú v týchto miestach vyplnené humóznymi piesčitými hlinami a slatinnými humolitmi (kolónky 21 a 23). Hrúbka pieskov v týchto dunách narastá až na 6 m.

Podľa uvedených parametrov ide o piesky pochádzajúce z konca glaciálu a formujúce sa do súčasnosti.



Obr. 3.64. Drobnorytmická vrstvovitosť strednozrnných eolických pieskov v Nesvadoch. Vek sedimentu v mieste, ktoré označuje šípka, bol stanovený na spodný holocén (4 170 r. BP). Pozícia odberu sa nachádza zhruba 6 m nad bázou duny, čo umožňuje predpokladať, že piesky v nižších pozíciách dosahujú vrchný pleistocén (foto J. Maglay, 2017).



Obr. 3.65. Torzo duny po odťazení väčšej časti eolických pieskov na S od osady Balvany pri Kameničnej. Pôvodné teleso dosahovalo výšku asi 14 m. Červený bod označuje miesto odberu vzorky, z ktorej bol stanovený vek eolických pieskov z danej úrovne na 9 610 r. BP, pričom vzorka odobratá z nižšej pozície vľavo od obrázka dosahovala vek 10 320 r. BP (foto J. Maglay, 2017).

21 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny a slatinné humolity (neskorý würm – holocén)

Sedimenty slatín a prechodného typu slatinných rašelinísk s týmto stratigrafickým zaradením boli identifikované ručne vrtanou sondou len na jednej lokalite neďaleko obce Lúč na Ostrove v rámci územia „jadra“ Žitného ostrova. Ide o výplň starého fosilizovaného *mŕtveho ramena* Dunaja. Organogénne uloženiny sa tu nachádzajú v pozdĺžnom pásme priebehu starého poklesnutého koryta rieky dlhom do 700 m a širokom 100 m. Na základe analógie tvarov reliéfu je možné predpokladať výskytu syngenetických uloženín aj na iných lokalitách v oblasti „jadra“ Žitného ostrova.

Hrúbka akumulácie humózných, veľmi poréznych rašelinových hĺn tmavohnedej až čiernej farby s obsahom rozloženej a polorozloženej rastlinnej hmoty je odhadom 2,5 – 3 m. Vrstva piesčito-ílovitých sedimentov sa nachádza na povrchu (obr. 3.66).

Sedimenty vznikli a vyvinuli sa na nepriepustných sivomodrých plastických ílovito-siltovitých fluvialných sedimentoch spodných vrstiev výplne *mŕtveho ramena*. Väčšinou sú podmäčané infiltrovanou vodou z okolia. Ich vek bol metódou AMS stanovený na 14 410 r. BP.



Obr. 3.66. Rastlinné humolity a humózne rašelinové hliny v jadre ručne vŕtanej sondy z výplne mŕtveho ramena pri obci Lúč na Ostrove:

a) povrchová vrstva podmáčaných piesčito-ílovitých sedimentov s bohatým obsahom recentnej organickej hmoty (koreňových systémov) v hrúbke do 20 cm;

b) v smere do podložia vrstva veľmi poréznych hnedočiernych rašelinových hlin s celkovou hrúbkou 1,8 – 2 m s uvoľneným H_2S v póroch;

c) kompaktnéjšie siltovito-piesčité tmavohnedé až svetlohnedé humolity s obsahom polorozloženej rastlinnej hmoty s celkovou hrúbkou 30 – 40 cm;

d) – prechod uvedených sedimentov do podložia tvoreného stredozrnným tmavosivým pieskom s organickou hmotou, ktorý prechádza do sivomodrých, silno plastických ílov (foto J. Maglay, 2016).

HOLOCÉN

Holocén vcelku

20 proluviálne sedimenty: hliny, piesky, piesčité hliny až hlinité štrky, lokálne s úlomkami hornín v nívnych náplavových vejároch a ronových kužeľoch

Proluviálne sedimenty *nívnych vejárov* sú syngenetické s fluvialnými nívnymi sedimentmi (kolónky 15 – 19) všetkých vodných tokov, do ktorých vejáre postupne prechádzajú. Ich materiál buď prekrýva sedimenty holocénneho nívneho krytu, alebo sa do nich prstovite vkladuje. Uvedený typ sedimentov s týmto vekovým zaradením bol na zmapovanom území identifikovaný len na štyroch lokalitách v malom plošnom rozsahu.

Prvý z *nívnych vejárov* sa nachádza na úpätí Malých Karpát v sv. časti Bratislavy-Rače ako malé postranné teleso rozsiahlejšieho *nízkeho vejára* (kolónka 48) Račianskeho potoka. Tri zvyšné telesá boli identifikované pri vyústení potokov

Nitrianskej pahorkatiny do nivy Váhu. Prvý z nich je medzi Šoporňou a Hájskym, druhý pri vyústení Huňadovského potoka a tretí, najrozsiahlejší, v mieste vyústenia Tvrdošovského potoka v Tvrdošovciach.

Všetky vejáre (okrem vejára v Rači) sú pomerne ploché a ťažšie morfológicky rozoznateľné. Obsahujú veľa hlinitej zložky (hlavne na povrchu). Pri vejároch okraja Nitrianskej pahorkatiny ide v sedimente o diageneticky málo pozmenené svetložlté, sivožlté až tmavosivé piesčité hliny s vrstvami sivých až sivožltých pieskov, na povrchu aj tmavosivých až čiernych piesčitých hlin, prípadne len hlin. Na okraji pohoria Malých Karpát materiál vejára v Bratislave-Rači obsahuje okrem piesčitých hlin aj drobné úlomky hornín, najmä granitoidov a aplítov.

Od nívnych sedimentov sa sedimenty vejárov sv. okraja územia odlišujú často len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín na povrchu. Distálne zóny týchto sedimentov sú často podmáčané a ich okolie v nivách je poznačené zvýšeným obsahom hnilokalových hlin (kolónka 14) až slatinných humolítov (kolónka 11). Hrúbka nívnych kužeľov sa odhadom pohybuje v rozmedzí 1 – 5 m.

Fluviálne sedimenty

V nadväznosti na uvedené informácie o fluviálnych sedimentoch prechodného obdobia pleistocén/holocén, ktoré boli zaradené do spodnej časti *vrchného komplexu (vrchného súvrstvia) dunajskej štrkovej série* (Janáček, 1967), je možné fluviálne sedimenty holocénu začleniť do *vrchnej časti vrchného komplexu* (s. s.) alebo len do *vrchného komplexu (vrchného súvrstvia) dunajskej štrkovej série*. Ako už bolo uvedené, Podunajská rovina predstavuje plošne najrozsiahlejší dynamický fluviálny systém akumuláčno-erózných procesov aluviálnych riek na území Slovenska. Aj počas holocénu (v postglaciáli) sa jej priestor vyznačuje veľmi intenzívnou morfordynamikou, počas ktorej sa toto územie permanentne morfológicky pretváralo až do súčasnej podoby. Preto sa Podunajská rovina v geografickej terminológii označuje aj ako „riečna krajina“.

Uvedené aluviálne rieky, t. j. rieky pretekajúce vlastnými sedimentmi, ako aj sedimentmi susediaceho toku, tvoria spolu s ich rozvetvujúcimi sa, vzájomne prepojenými a migrujúcimi ramenami (korytami) s rôznym stupňom divočenia a indexom kľukatosti nesúrodé a laterálne neuzavreté skupiny riečnych subsystémov. To sa odráža v ich častom viackorytovom pôdoryse a prejavuje mimoriadnou zložitosťou a častou zmenou faciálneho a zrnitostného zastúpenia sedimentov v laterálnom smere.

Preto pri výskume geologického vývoja a pri mapovaní stavby holocéennej fluviálnej akumulácie s cieľom mimoriadne podrobného rozlíšenia fluviálnych facií povrchovej stavby územia roviny na zobrazenie na mape bol uplatnený princíp štúdia korytovo-nívnych geosystémov. V laterálnom rozmere mapovania sa za základ bralo koryto toku (opustené koryto, mŕtve a slepé rameno, paleokoryto),

jeho dno a breh, niva a pririečna zóna, ako aj úpätná obruba najbližšej morfolologickej vyvýšeniny a plošiny, ako aj samotná vyvýšená plošina (pozri obr. 3.45). Rozlišovali sa rôzne stupne vývoja korýt podľa výkonu toku (lavicový výplav, zvlnená lavica, laterálne neaktívne jednoduché korytá, systémy hrebienok – ryha, agradačno-valové kužele, stružky a i.; Lehotský, 2005).

V nasledujúcom texte sú stručne opísané litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky jednotlivých vyčlenených zrnitostných skupín holocénnej fluvialnej akumulácie Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Váhu (Dudváhu a Gidry), Nitry a Žitavy.

19 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky

Ide o špeciálne vyčlenenú skupinu fluvialnych vrstiev *vrchného komplexu*, pri ktorých nebolo možné kvôli povrchovému zobrazeniu na mape ani na základe podrobného sondovania jednoznačne určiť faciálne zaradenie a prevládajúcu zrnitostnú frakciu v hĺbkovom intervale 0 – 2 m. Tento častý jav bol dôsledkom pomerne rýchleho striedania frakcií a ich pozícií najmä v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere. Buď ide o vzájomnú kombináciu viacnásobne sa opakujúcich a pozične meniacich sa vrstiev jemnopiesčitých siltov a pieskov s prechodom do piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov v závislosti od zmeny lokality, alebo o približne rovnaké pomerné zastúpenie vrstiev siltov, pieskov a štrkov, prípadne aj ílov v danej lokalite. Najčastejšia postupnosť frakcií v sondách aj lokalitách na zobrazenie tohto typu akumulácie bol takýto sled (zhora nadol): recentná hlinitá pôda s hrudkovitou štruktúrou – vápnitý silt až vápnitý jemnopiesčitý silt – piesok, siltovitý piesok. Spodná časť sondy môže obsahovať drobný štrk (obr. 3.67).



Obr. 3.67. Sonda v poli pri Dolných Salibách je jednou z mnohých sond so sledom: hlina (recentná pôda) – vápnitý silt až vápnitý jemnopiesčitý silt – siltovitý piesok až piesok, na mape označený indexom (19) (foto K. Fordinál, 2016).

Keďže piesčité štrky sú prítomné pod každým takýmto profilom, v priemere nie je možné v danom hĺbkovom intervale zobraziť dominantnú frakciu.

Na tomto území uvedené sedimenty vystupujú na povrch v mnohopočetných a veľkoplošných výskytoch priebežne po celej rovine aj v dnách potokov pritekajúcich z pahorkatín. Vyskytujú sa aj v dnách jednoduchých voľných korýt, kde často zrnitostne kontrastujú s okolitým prostredím tvoreným inými frakciami (pozri geologickú mapu). Najväčšie plochy výskytu bližšie nešpecifikovaných zrnitostných frakcií tohto fluvialného súvrstvia sa tiahnu od Bratislavy po okrajoch „jadra“ Žitného ostrova, ale aj pozdĺž Váhu, najmä na jeho ľavobreží. Sumárne zaberajú najväčšiu plochu územia zobrazeného na mape. Jednotlivé frakcie sú podrobnejšie opísané v nasledujúcich častiach.

18 resedimentované piesčité štrky korytovej fácie, dnovej akumulácie a fácie agradačných valov

Ide o zvlášť vyčlenené sedimenty korytových fácií a dnových akumulácií Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Váhu (Dudváhu a Gidry), Nitry a Žitavy. Spod tenšieho siltového a pieskového pokryvu (obr. 3.68a), prípadne recentného pôdneho pokryvu (obr. 3.68b) tieto sedimenty vystupujú na povrch len zriedkavo. Najčastejšie povrchové výstupy boli zaznamenané v nánosových častiach meandrov vo forme štrkových lavíc, v blízkosti aktívnych tokov pri pásmach agradačných valov a často na dne slepých a mŕtvych ramien v okolí tokov a starých ramien prebiehajúcich naprieč „jadrom“ Žitného ostrova. V severozápadnej časti regiónu v apikálnej časti dunajskej delty od Bratislavy po Šamorín a lokálne aj ďalej sú holocénne štrkové výplne starých korýt veľmi časté (pozri geologickú mapu). Takéto korytá sú v ostrom kontraste s rozsiahlejšími okolitými hlinito-piesčitými holocénnymi akumuláciami (kolónky 17 a 19). Holocénne piesčité štrky nachádzame aj na lokálnych miernych vyvýšeninách reliéfu roviny a na miestach s umelo odstráneným pokryvom nívnych hĺn v aktívnych štrkovniach (obr. 3.68c).

Na základe vrtnej preskúmanosti sa predpokladá, že na niektorých miestach, hlavne v okrajových častiach roviny, sa holocénne nívne piesčité štrky nevyskytujú, prípadne len v tenkých vrstvách. V takýchto prípadoch sú nahradené jemnozrnnejšími piesčitými, siltovými a ílovými frakciami, nasadajúcimi eróziívne a diskordantne priamo na podložné vrchnopleistocénne piesčité štrky *stredného komplexu* (kolónky 46 a 47) alebo na piesčité štrky prechodného súvrstvia pleistocénno-holocénneho veku spodnej časti *vrchného komplexu* (kolónka 27). Štrkovité nívne akumulácie napriek tomu tvoria dovedna podstatnú zložku bazálnej časti hmoty holocénnej fluvialnej akumulácie, akomodovanej najmä v smere tokov Dunaja, Čiernej vody, Malého Dunaja a Váhu, obchádzajúc „jadro“ Žitného ostrova z oboch strán.



Obr. 3.68. Ukážky najčastejších foriem pozície a výstupov piesčitých štrkov holocénu v rámci regiónu: a) pozícia pod tenkou vrstvou piesčitých siltov v odkryve pri Boheľove; b) pozícia priamo pod recentným pôdnym pokryvom vo výkope základovej jamy v Gabčíkove; c) výstupy po odstránení hlinitej skrývky na brehu štrkovne v Trávniku s ukážkou recentnej abrázie brehu (foto J. Maglay, 2016).



Na väčšine umelých odkryvov (ak nie sú svahy upravené) a v iných stavebných výkopových jamách v štrkovitých sedimentoch holocéneho súvrstvia je možné badať drobnú vrstvivitosť. Je charakteristická striedaním pomeru piesčitej frakcie k štrkovitej aj obsahom vložiek pieskov v štrkoch. Ide teda prevažne o piesčito-štrkovité až štrkovito-piesčité fluvialne náplavy, charakterizované ako redepozity starších podložných piesčito-štrkovitých súvrství vrchnopleistocénnej akumulácie *stredného komplexu* (obr. 3.69).

Štrkovité sedimenty *vrchného komplexu* reprezentujú fluvialny vývoj s malou zrnitostnou diferenciáciou vo vertikálnom smere. Táto diferenciácia sa viac

prejavuje v horizontálnom smere. Napriek tomu je badateľné striedanie pomerného zastúpenia piesčitej a piesčito-siltovitej frakcie oproti štrkovitej frakcii. V priemere je v tomto súvrství zastúpený strednozrnný až drobnozrnný štrkový materiál ($\varnothing$ 1,5 – 5 cm), no v blízkosti tokov je v laviciach zastúpený prevažne hrubý materiál ($\varnothing$ 4 – 10 cm) vyznačujúci sa prevažne sivožltou až sivou a svetlosivou farbou. Štrky sú často zvodené. Podzemná voda sa vyznačuje vysokým obsahom karbonátov (pozri kap. 7). Výsledkom toho je aj pomerne častá prítomnosť tenkých spevnených vrstiev štrkov a pieskov – kalkkrét.

Materiál štrkového súvrstvia rovnako ako v prípade prechodného podložného súvrstvia tvoria dobre opracované semioválne, suboválne až oválne piesčité štrky s prechodom do štrkovitých pieskov až lokálnych vrstiev jemnozrnných ($\varnothing$ 0,1 – 0,3 mm) a strednozrnných pieskov ($\varnothing$ 0,4 – 0,5 mm).

Podľa Minaříkovej (1967, 1968) v holocénnych štrkoch *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* prevládajú kremene a kremence (< 40 %). Oproti starším podložným súvrstviám sa výraznejšie zvýšil podiel vápencov a dolomitických vápencov (< 30 %). Nasledujú hnedé, okrové, zelené a sivé silicity (< 10 %), kryštalické bridlice, najmä rozličné ruly (< 5 %), kremenné pieskovce a polymiktne pieskovce, vápnité a glaukonitické pieskovce, granitoidné horniny a fragmenty pegmatitov (< 3 %).

Vo východnej časti územia podľa Horníša (1993) v holocénnych štrkoch prevládajú kremene, kremence a kremité pieskovce (< 35 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (< 30 %). Zvyšok tvoria kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a neogénu, rozličné druhy vápencov a dolomitov a permské pieskovce.

V holocénnych štrkoch pravobrežia Dunaja v Petržalke a ďalej smerom na JJV v petrografickom zložení prevládajú kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (< 50 %). Nasledujú rôzne druhy nezvetraných vápencov a vápnité pieskovce (< 40 %), granitoidy, kryštalické bridlice, žilné kalcity a rohovce (< 20 %). Zvyšok dopĺňajú rádioláriové vápence a vápnité pieskovce.



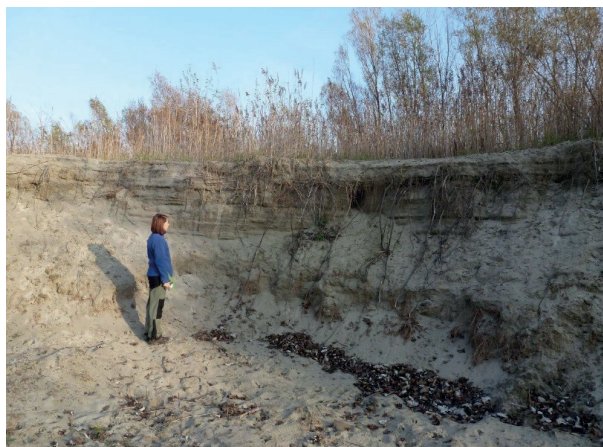
Obr. 3.69. Holocénne štrkovito-piesčité vrstvy na brehu ramena Dunaja pri Veľkých Kosihách predstavujú redepozity z neďalekej prechodnej akumulácie „jadra“ Žitného ostrova (foto J. Maglay, 2016).

V pásme od Bratislavy po Senec v petrografickom zložení holocénných štrkov podľa Horníša (1987) prevládajú nezvetrané kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (< 40 %). Nasledujú čerstvé granitoidy, vápence a pieskovce a kryštalické bridlice (10 – 30 %). Oveľa menej sú zastúpené rohovce a iné druhy vápencov a vápnité pieskovce (< 20 %).

Hrúbka vrstiev holocénných fluvialných štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,0 – 4 m.

17 jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a strednozrnné piesky *fácie agradačných valov*

Sedimenty tvoria zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku fluvialnej nivnej akumulácie všetkých hlavných tokov regiónu. Na rozdiel od starších pieskov *agradačných valov* (kolónky 26 a 45), holocénné fluvialne piesky, okrem menej morfológicky výrazných foriem mladých *agradačných valov* (obr. 3.70), sú rozšírené aj na rozsiahlych plochách ako *povodňové fácie* v rozsahu nívneho krytu Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Váhu (Dudváhu, Gidry), Nitry a Žitavy (pozri geologickú mapu). Najpočetnejšie izolované, prevažne maloplošné výskyty boli zaznamenané v nánosových častiach meandrov všetkých tokov, najmä starých meandrov Dunaja, ktorými tento tok laterálne erodoval okraje „jadra“ Žitného ostrova. Výskyty boli zaznamenané aj popri súčasných tokoch a ich ramenách, prípadne nedávno opustených ramenách, ktoré sa prejavujú vo forme ucelených aj prerušovaných, mierne vyvýšených pásiem *agradačných valov*. Nakoniec sú to mnohopočetné maloplošné pozdĺžne a často paralelné ostrovčekovité výskyty v priestore medzi tokmi Dudváhu a Váhu a južnejšie, resp. viac na JV medzi Malým Dunajom, Čiernou vodou a Váhom (pozri geologickú mapu).



Obr. 3.70. Drobnorytmicky zvrstvené fluvialne piesky v odkrytom plytkom holocénnom agradačnom vale Dunaja na SV od obce Nárada s hrúbkou akumulácie pieskov do 2,5 m (foto J. Maglay, 2015).

Holocénne fluválne piesky povodňovej fácie na rovných až mierne zvlnených plochách, prípadne miernych zníženinách sú menej zvrstvené a hlinité, no v syn-genetických *agradáčnych valoch* sú zvrstvené výrazne a menej hlinité. Väčšina pieskov v rozsahu inundačných priestorov Dunaja a Malého Dunaja je vápnitých, v rozsahu Váhu, Dudváhu, Nitry a Žitavy sa vyskytujú aj nevápnité piesky. Farba pieskov sa pohybuje od svetlosivej a sivej až po žltosivú, ale často sa vyskytujú aj svetlohnedé a tmavohnedé piesky – viac hlinité. Zrná sú rôzne opracované, prevažne strednozrnné ($\varnothing 0,2 - 0,45$ mm) až jemnozrnné ($\varnothing 0,08 - 0,15$ mm), s medzivrstvami hrubozrnnnej piesčitej frakcie ($\varnothing 0,4 - 1,6$ mm). Na bázach niektorých vrstiev v rámci fácie *agradáčnych valov* sa ojedinele vyskytujú aj drobné štrky ($\varnothing 0,3 - 0,8$ cm). Petrograficky v zrnách pieskov dunajskej i vážskej proveniencie prevláda kremeň (< 55 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicítov, kryštallických bridlíc a živcov (< 35 %). V ťažkej frakcii minerálov sa nachádza granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny (Horníš a Priečhodská, 1979).

Vo výskytoch východne od línie Jahodná – Trhová Hradská – Topoľníky – Okoč – Lipové – Okoličná na Ostrove až po tok Váhu a od Kolárova až po východné ohraničenie územia sú nivné piesky *povodňovej fácie* prevažne jemnozrnné až prachovité (obr. 3.71), miestami však veľmi zahlinené, s prechodom do piesčitých a prachovitých hlín. Od Kolárova po Komárno sú piesky zväčša tmavosivej až sivožltej farby. Sú slabo vápnité, ale silno humózne, pričom veľmi často prechádzajú do humózných piesčitých hlín (kolónka 14).



Obr. 3.71. Veľmi jemnozrnné svetlosivé fluválne piesky povodňovej fácie pod vrstvou recentnej pôdy hrubou 40 cm prechádzajú do strednozrnných sivých fluválnych pieskov s obsahom organickej hmoty vo výnose ručne vrtanej sondy na SV od Trhovej Hradskej (foto J. Maglay, 2016).

Podobne ako pri starších fluválnych akumuláciách (kolónky 26 a 45), aj pri holocénnej piesčitej akumulácii väčšieho plošného rozsahu sa vyskytujú veľmi mladé, holocénne až recentné presypy eolických pieskov (kolónka 13). Je to

dôkazom, že aj v ranom postglaciáli v podmienkach suchšej klímy dochádzalo a v súčasnosti dochádza k eolickej redepozícii pieskov previevaním na kratšiu vzdialenosť.

Hrúbka akumulácie holocénnych fluvialných pieskov sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2,5 m.

16 hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie a fácie mŕtvych ramien*

Nivné hliny (silty) zaberajú v rámci holocénneho fluvialného pokryvu Podunajskej roviny veľmi rozsiahle plochy. Ide o prachovité fluvialné sedimenty povodňovej fácie, deponované postupne počas holocénu na fluvialné akumulácie piesčitých štrkov, štrkovitých pieskov a pieskov prechodného obdobia pleistocén/holocén, prislúchajúce k spodnej časti *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* (kolónky 26 – 28). V miestach, kde sa uvedené podložné súvrstvie nevyskytuje, sú povodňové hliny deponované na piesčité štrky, štrkovité piesky a piesky holocénu (kolónky 17 – 19).

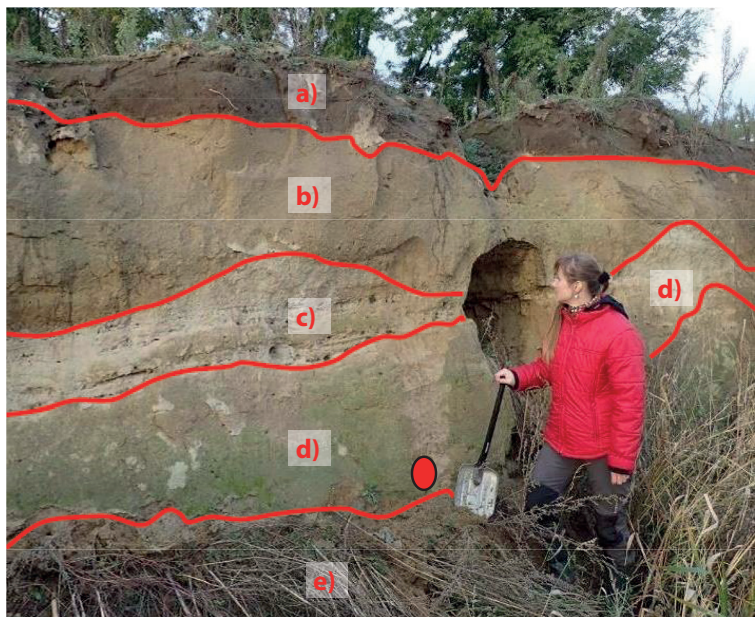


Obr. 3.72. Povodňové silty holocénneho nivného pokryvu v celom profile jednej z mnohých ručne vŕtaných sond pri Trsticiach. Vpravo je odčlenený hlinitý horizont recentnej pôdy (foto J. Maglay, 2016).

Akumulácie nivných hlin sa vyskytujú mnohopočetne, buď ako výplň opustených korýt starých voľných ramien, alebo na menších aj veľmi rozsiahlych plochách najmä vo východnej časti územia, ako sú zobrazené na mape. Z tohto zobrazenia možno vidieť, že povodňové nivné hliny sa v smere Z – V začínajú objavovať na väčších plochách v zníženinách od Lehníc a popri agradačných valoch Čiernej vody a Malého Dunaja od Čierneho Brodu a pokračujú ďalej na JV v priestore medzi Tomášikovým, Hornými Salibami a Dolnými Salibami s pokračovaním na Kráľov Brod a Trstice, kde na rozsiahlych plochách dominujú medzi Chotárnym kanálom a Komárňanským kanálom a Malým Dunajom až po Koláro-

vo. Napriek tomu, že povodňové sily sa usadili väčšinou v zníženinách, je známe veľké množstvo lokalít, kde sily tvoria menšie vyvýšeniny reliéfu, prípadne aj celé mierne vyvýšené a málo zvlnené plošiny. V týchto prípadoch ide o územia, ktoré neboli vo vrchnom holocéne postihnuté laterálnou eróziou presúvajúcich sa tokov a ich ramien, a teda neboli zaplavované, prípadne len pri extrémne vysokých vodných stavoch.

Povrchové výstupy fluvialných siltov sú veľmi zriedkavé a v dôsledku nedostatku prirodzených a umelých odkryvov boli najčastejšie identifikované pomocou ručne vŕtaných sond (obr. 3.72). V ojedinelých prípadoch sa zistili v umelých odkryvoch výkopov stavebných, základových a ťažobných jám (obr. 3.73). Ich hrúbka na skúmanom území podľa Vaškovského et al. (1987) a vlastných pozorovaní formou sondovania dosahuje v zníženinách 2,0 m.



Obr. 3.73. Fluvialné hliny (sily) povodňovej fácie na fluvialných pieskoch prikrývovej fácie v umelom odkryve v Zemnom: a) recentná pôda s antropogénnymi zásahmi; b) povodňové jemnopiesčité sily; c) vápnité sily s drobným štrkom; d) slabovo vápnité fluvialné piesky; e) hlinitý splach. Červeným bodom je označené miesto odberu vzorky, z ktorej bol stanovený vek sedimentu metódou OSL na 1 690 r. BP (foto M. Vlačíky, 2016).

Sediment je zložený zo stredno- až hrubozrnného vápnitého sivého a sivožltého povodňového siltu ($\varnothing$ 0,02 – 0,04 mm), občas s prechodom do jemnopiesčitého siltu ($\varnothing$ 0,03 – 0,2 mm). V suchom stave sily morfológicky pripomínajú eolic-

ké spráše. Na odkryvoch držia kolmost' stien (obr. 3.73). V miestach s vysokou vaporizáciou a prítokom podzemnej vody po nepriepustnom podloží tvorenom holocénnymi ílmi výplne voľných ramien a iných znížení reliéfu sa v nadložných holocénnych siltoch vyvinuli špeciálne druhy mokradí – slaniská. Obsahujú druhotne vyzrážané soli, hlavne v povrchových vrstvách (obr. 3.74).



Obr. 3.74. Holocénne fluviálne silty slaniska v Komárne-Novej Stráži v celom profile sondy. V hornej časti profilu (vpravo) v intervale 0 – 35 cm je oddelená svetlosivá až biela vrstva siltu s vysokým obsahom vylúhovaných solí, prevažne Na_2CO_3 , CaSO_4 a NaCl . Zvyšnú časť profilu (35 – 120 cm) tvorí sivý, smerom nadol až svetlohnedosivý jemnopiesčitý silt (foto J. Maglay, 2016).

15 ílovité hliny až íly v reliктоch mŕtvych ramien a v iných rozsiahlejších zníženiach reliéfu

Fluviálne pelitické sedimenty tvoria významnú zložku holocénnej akumulácie vrchného komplexu dunajskej štrkovej série (Janáček, 1967; Vaškovský a Vaškovská, 1977). Svoje pevné miesta majú v dnách opustených korýt, slepých a mŕtvych ramien Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Starej Čiernej vody, Klátovského ramena, Váhu, Nitry a Žitavy, nie však v celom rozsahu skúmaného územia Podunajskej roviny (pozri geologickú mapu). Na základe klasifikácie mŕtvych ramien Vaškovského a Vaškovskej (l. c.) sa fluviálne íly až siltovité íly vyskytujú v tzv. *akumulačných ramenách* a *pochovaných ramenách*. Takéto typy ramien sa začínajú objavovať pri Dunaji až od Jurovej cez Gabčíkovo približne po Čičov. V rámci mŕtvych ramien (jednoduchých ramien) prebiehajúcich naprieč „jadrom“ Žitného ostrova alebo laterálne limitujúcich jeho okraje sa fluviálne íly objavujú častejšie až od Povody a Madu smerom na V a JV. Pri *akumulačných ramenách* Malého Dunaja, Čiernej vody a Klátovského ramena je to približne od Belovej Vsi a Čierneho Brodu v smere na JV, v ramenách Váhu od Horných Salíb na J až

JV a v mŕtvych ramenách Nitry a Žitavy priebežne. Z toho vyplýva, že pelitické sedimenty sa v opustených ramenách tokov podieľajú na ich sedimentárnej výplni prevažne až od východnej polovice územia, kde bol unášací potenciál tokov znížený v prospech akomodácie najjemnejších častíc, plavenín.

Okrem výplne mŕtvych ramien uvedených tokov sa fluvialne siltovité íly až íly nachádzajú na rozsiahlych plochách inundačných zón v miernych zníženinách reliéfu aluviálnych nív. V tomto prípade sa väčšina plôch s výskytom ílov nachádza na S až SV od „jadra“ Žitného ostrova. Najrozsiahlejšie výskyty sú v priestore Blahová, Malé Dvorníky, Dunajský Klátov, Trstice, Kolárovo, Vlčany, Jánošíkovo, Kráľov Brod, Horné Saliby a Dolné Saliby a na mnohých ďalších plochách sútoku Čiernej vody s Malým Dunajom a Váhom.

Rozsah výskytov sa potvrdil vŕtmi a spresnil pomocou ručne vŕtaných sond (obr. 3.75), ako aj rozsahom rozsiahlych stojatých vôd na povrchu po intenzívnych zrážkach.



Obr. 3.75. Sivomodré fluvialne íly pod svetlohnedými siltovitými ílmi vo výplni mŕtveho ramena v Sokolciach pri Veľkom Mederi (foto J. Maglay, 2015).

Sedimenty sú tvorené sivozelenými, niekde sivomodrými až škvrnitými vápnitými plastickými ílmi, miestami (hlavne v ramenách) aj s obsahom drobných zuhoľnatených zvyškov rastlín. Íly smerom nahor prechádzajú do siltovitých, menej vápnitých ílov svetlosivej až sivožltej farby s obsahom vápnitých konkrécií, pričom ubúda ílovej frakcie na úkor siltov (obr. 3.76). Občasné sú aj tenké medzi-
vrstvy veľmi jemnozrnných hrdzavých alebo bielych pieskov. V ďalšom pokračovaní v smere na povrch íly ostro kontrastujú s iluviálnym horizontom recentných pôd. Miesta s výskytom ílového holocénneho pokryvu bývajú často zatápané pre nedostatočné presakovanie vody do podzemia.



Obr. 3.76. Príklad najčastejšieho sledu holocéennej fluválnej akumulácie v miestach s výskytom ílov zo sondy v poli na V od Topoľník: 0 – 15 cm – recentná pôda, 15 – 28 cm – tmavosivý nevápnitý silt, 28 – 60 cm – sivohnedý ílovitý silt, 60 – 72 cm – svetlosivohnedý siltovitý íl s prímесou jemnozrnného piesku, 72 – 120 cm – sivomodrý plastický íl (foto J. Maglay, 2015).

14 fluválne až fluválno-organogénne sedimenty: hnílokalové humózne piesčité hliny v mŕtvych ramenách, v reliktoch mŕtvych ramien a v iných zníženinách reliéfu

Fluválne sedimenty (prevažne silty a piesčité silty) s bohatou prímесou organickej hmoty sú reprezentantom holocéennej akumulácie, najčastejšie na miestach s výskytom mŕtvych a slepých ramien a starých voľných koryt všetkých hlavných tokov Podunajskej roviny. Aj keď sú ich výskyty často viazané na pozdĺžne zníženiny uvedených koryt, nevyskytujú sa všade. Napríklad v sz. časti územia od Bratislavy po líniu Šamorín – Lehnice – Jelka – Veľké Úľany – Sládkovičovo sú veľmi zriedkavé. Smerom na JV v korytách postupne pribúdajú (pozri geologickú mapu).

Okrem viazanosti na uvedené líniové zníženiny sa humózne piesčité hliny vyskytujú aj na rozsiahlejších plochách širokých mŕtvych ramien a v miestach ich križovania. Najrozsiahlejšie plochy boli zaznamenané na ľavobreží Váhu pozdĺž kontaktu jeho nivy a *nízkej terasy* (kolónka 47) s okrajovými medzivalovými zníženinami pozdĺž okraja Nitrianskej pahorkatiny od Šoporne po Nové Zámky, ale aj v medzidunových zníženinách v okolí Palárikova.

Vývoj mŕtvych ramien súvisel so zmenami hydrodynamického režimu tokov. Ten sa prejavoval divočením, častou bifurkáciou a meandrovaním a častým a intenzívnym laterálnym presunom riečnych koryt. Napríklad vplyvom bifurkácie až avulzie toku Dunaja v apikálnej zóne jeho rozsiahleho výplavového vejára (vnútrozemskej delty) v Bratislave v priebehu holocénu, ale aj v dávnejšej histórii dochádzalo k častému rozvetkovaniu na paralelné riečne toky (rameno dnešného Malého Dunaja a Mošonské rameno) s ich vlastnými ramenami, pričom vodnatosť

a unášacia energia tokov sa v čase menila. To platí aj pre prekladanie koryta Váhu pri vstupe na územie Podunajskej roviny.

Keďže väčšina výplní primárnych mŕtvych ramien tokov Podunajskej roviny a ich sekundárnych ramien vrátane voľných jednoduchých ramien prechádzajúcich územím „jadra“ Žitného ostrova bola v dôsledku agrárnych zásahov rekultivovaná a prekategORIZOVANÁ na poľnohospodársku pôdu, mŕtve ramená na mnohých miestach buď úplne zanikli, alebo sa zachovali len ako pochované mŕtve ramená, prípadne len ako ich morfológicky vizuálne identifikovateľné zvyšky. Na mape sú zobrazené špeciálnou paralelnou, krátko prerušovanou čiarou (pozri všeobecné vysvetlivky k mape).

V dôsledku toho boli fluvialno-organogénne hnilokalové humózne hliny identifikované podrobným geologickým mapovaním priebehu ramien a zníženín a overovali sa ručne vŕtanými sondami za pomoci údajov vrtnej inžinierskogeologickej a hydrogeologickej preskúmanosti, z podrobného znázornenia terénu na mapách mierky 1 : 10 000 a pomocou satelitného snímania umiestneného na portáli www.earth.google.com. Významným identifikátorom boli na povrchu zamokrené územia a územia s výskytom typických močiarnych rastlinných spoločenstiev. Je však veľmi pravdepodobné, že fluvialno-organogénne sedimenty sú zachované aj na iných lokalitách v podloží rekultivovaného povrchu ramien.

Podľa Vaškovského a Vaškovej (1977), vlastných údajov sond, vrtnej preskúmanosti a odhadov vychádzajúcich z analógie holocénneho vývoja hnilokalových sedimentov sa v podloží sedimentov mŕtvych ramien, ako aj sedimentov v rozsiahlejších zníženinách roviny nachádza svetlosivý až sivomodrý ílový horizont v malej hrúbke, 0,2 – 1,0 m (kolónka 15), ktorý môže pri veľkoplošných výskytoch dosahovať aj väčšiu hrúbku.

Vlastné sedimenty sú na báze tvorené tmavosivými až čiernosivými piesčitými, resp. ílovitými hlinami (siltmi) až tmavosivými ílmi, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých hnilokalových hlín a iných čiernych, silno humózných sedimentov (humolitov) s obsahom veľkého množstva čiastočne rozloženej organickej hmoty. Ďalej do nadložia sedimenty lokálne prechádzajú do sivožltých piesčitých siltov, no najčastejšie do recentnej pôdnej pokrývky – organozeme, luvizeme a fluvizeme (obr. 3.77a, b). Hrúbka celého sedimentárneho komplexu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1,5 – 3,0 m. Okrem ílov sú sedimenty na bázach výplní často zvodnené.

13 fluvialno-eolické sedimenty: jemnozrnné vápnité fluvialne piesky s krátkym eolickým transportom

Rovnako ako staršie eolické piesky (kolónka 22), aj eolické piesky holocénu vrátane subrecentu predstavujú významný kvartérny genetický a výrazný reliéfový prvok dotvárajúci celkový rovinný krajinný ráz územia. Aj mladé eolické

piesky tvoria rôzne nepravidelné formy depozície. Najčastejšie sa prejavujú ako drobné izolované ostrovčekovité vyvýšeniny až malé pahorky (obr. 3.78). V menšej miere vystupujú ako presypy zväčša bochníkového, ale aj oblúkového tvaru alebo ako súvislejšie líniové útvary spojených aj paralelných presypov, ojedinele prechádzajúcich do výraznejších dún podlhovastých, parabolických, oblúkových a bochníkových tvarov (obr. 3.79). Oblasť výskytu eolických pieskov je možné na základe starších prác Hromádku (1935) a Janšáka (1950), ako aj vlastných zistení rozdeliť na 4 navzájom izolované a prerušované pásma.



Obr. 3.77. Príklady vrchných častí sledu holocénných fluvjálno-organogénnych akumulácií zachytených sondami: a) v tesnej blízkosti rezervácie Čičovského ramena pri Čičove: 0 – 30 cm – recentná hlinito-ílovitá pôda (organozem) so zvyškami koreňového rastlinného systému, 30 – 65 cm – tmavosivý až čierny ílovito-hlinitý humolit so zvyškami nedostatočne rozloženej organickej hmoty, 65 – 120 cm – hnedosivý siltový humolit s tenkými preplástkami ílov; b) v poli na rozsiahlejšej zníženine pri Vrakúni: 0 – 55 cm – tmavosivá recentná siltovito-piesčitá pôda, 55 – 80 cm – tmavosivohnedý ílovitý silt s organickou hmotou s prímiesou jemnozrnného piesku, 80 – 120 cm – tmavosivý až čierny ílovito-siltový hnilokal (foto J. Maglay, 2014).



Obr. 3.78. Nízke pahorky presypov eolických pieskov v poliach pri Palárikove. Takéto presypy sú najčastejšou formou ich depozície v oblasti Podunajskej roviny (foto J. Vlachovič, 2015).



Obr. 3.79. Oblúkovitá duna s odražanou časťou v osade Balvany pri Kameničnej (foto J. Maglay, 2016).

Po dlhšom prerušení nastupuje prvá, severná vetva výskytov eolických pieskov jediným presypom pri osade Vlky pri Malom Dunaji. Po ďalšom dlhšom prerušení sa presypy začínajú objavovať na S od Jelky a pokračujú v pásme Veľké Úľany – Čierny Brod – Čierna Voda – Mostová – Vozokany – Tomášikovo – Dunajský Klátov (malý výskyt) – Trhová Hradská a priestor medzi Klátovským ramenom a Malým Dunajom pri ich sútoku. Po prerušení sa v tomto pásme eolické piesky opäť objavujú lokálne na S od Opatovského Sokolca, na V od Vlčian a potom veľmi výrazne od osady Dolné Diery smerom do osady Balvany a najviac v samotnej osade pri Kameničnej.

V smere navievania (SZ – JV) sa prvé výskyty objavujú v Ivanke pri Dunaji, kde sú na krátku vzdialenosť previevané zo starších eolických pieskov (kolónka 22).

Druhú, sv. vetva v nive a *nízkej terase* Váhu sa začína ojedinelými výskytmi v Galante-Hodocho a v Galante. Viac sa začína prejavovať až od Šoporne cez

Šaľu-Veču, najprv len prevejmi zo starších presypov a po kratšom prerušení už veľmi výrazne od Trnovca nad Váhom v pásme popri železničnej trati v smere do Palárikova. Pokračuje v Palárikove a s prevejmi zo starších dún do Andoviec. Pásmo pokračuje do Nesvád, Imeľa a Nededa, kde vychádza z územia.

Tretia, centrálna vetva „jadra“ Žitného ostrova sa začína malými výskytmi na SV od Mosta pri Bratislave a po prerušení pokračuje výskytmi v Dunajskej Lužnej a v pásme Kvetoslavov – Malá Paka – Lehnice-Veľký Lég. Po ďalšom prerušení sa výskyty objavujú ojedinele pri Veľkých Dvorníkoch, Hrušovskom majeri a Made. Ďalšie sústredenie viacerých výskytov bolo zaznamenané v Dolnom Štále, vo Veľkom Mederi, v Zemianskej Olči a Okoličnej na Ostrove.

Štvrtá, južná (dunajská) vetva sa začína výskytom eolických pieskov v Kalinkove a pokračuje ojedinelými výskytmi na JV od Šamorína, na J od Rohoviec a v Bake.

Holocénne eolické piesky boli previevané zväčša na kratšiu vzdialenosť v suchých klimatických obdobiach z deflačných oblastí samotnej Podunajskej roviny, tvorených staršími fluvialnými sedimentmi obsahujúcimi piesčitú zložku. Najviac išlo o previevanie z fluvialných pieskov *agradáčnych valov* vrchného pleistocénu (kolónka 45) a pieskov prechodného obdobia pleistocén/holocén (kolónka 26). Okrem toho bola previevaná aj odkrytá piesčitá frakcia zo starších fluvialných piesčitých štrkov a štrkovitých pieskov dnovej akumulácie (kolónky 27, 46, 47), ako aj samotné holocénne fluvialné piesky (kolónka 17) a piesčité frakcie z iných holocénnych fluvialných sedimentov.

Aj v holocénnych eolických pieskoch podľa Minaříkovej in Vaškovský a Vaškovská (1977) prevláda monomodálna, zväčša veľmi jemnozrnná piesčitá frakcia ($\varnothing$ 0,09 – 0,25 mm = ca 65 %), zvyšok pripadá na jemnejšiu strednozrnnú frakciu ($\varnothing$ 0,25 – 0,45 mm = ca 20 %) a prachovitú frakciu ($\varnothing$ 0,02 – 0,05 mm = ca 15 %) tvoriacu v sedimente intraformačné vložky. Z pohľadu zrnitosti sú piesky v závislosti od dĺžky transportu stredne až dobre vytriedené a väčšinou sú drobnorytmicky zvrstvené, pričom badať aj šikmú vrstvitosť. Zrná sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné (60 – 90 %), nájdu sa aj ostrohranné. Petrograficky sú zle vytriedené, len vo v. časti územia sú vytriedené viac. V petrografickom zložení prevláda kremeň (< 70 %), nasledujú draselné živce a plagioklasy (do 25 %), kremenné glaukonitické pieskovce a zriedkavo aj šupinky muskovitu a chloritu. Celkove sú piesky zväčša pórovité a sypké.

Farba pieskov je žltosivá až sivá, miestami hnedožltá. Vo vrchných častiach vrstvičiek sú občas prítomné aj hrdzavé zóny. Niektoré zóny sú druhotne vybielené.

Hrúbka presypov je rozdielna, zväčša sa pohybuje v hodnotách do 3 m, najväčšia je v presypoch 1. a 2. vetvy a v Balvanoch, kde dosahuje 3 – 7 m.

Podľa uvedených parametrov a na základe vlastného datovania má väčšina presypov naviatych pieskov Podunajskej roviny holocénny vek a k ich previevaniu a formovaniu dochádza aj v súčasnosti (obr. 3.80a, b).



Obr. 3.80. Recentné previevanie pieskov na Podunajskej rovine: a) vyvievanie jemnozrnného piesku z hĺn pôdnej pokrývky za vhodných klimatických podmienok; b) čeriny v plytkej recentnej akumulácii vybielených jemnozrnných eolických pieskov (foto J. Vlachovič, 2015).



Obr. 3.81. Červeno vyznačené miesta odberu vzoriek a vek jednotlivých vrstiev eolických pieskov a fosílnkej pôdy v presype na S od Jelky (foto K. Fordinál, 2015).

Ako už bolo uvedené, holocénny až subrecentný vek telies niektorých presypov Podunajskej roviny bol doložený numerickým datovaním v rámci vlastného výskumu. Jedným z takýchto telies bol aj pieskový presyp na S od Jelky (obr. 3.81) dokladajúci etapovitosť vývoja eolického sedimentu v závislosti od paleoklimatických zmien počas holocénu. Z výsledkov vyplýva etapovitosť vývoja telies, pričom lokalizácia fosílnkej pôdy v telese duny dokladá prerušenie vývoja telesa v teplom a vlhkom období klimatického optima stredného holocénu, priaznivého na vývoj pôd. Na povrchu fosílnkej pôdy sa našli fragmenty keramiky dokladajúce osídlenie takýchto miest z hľadiska stratégie a ochrany proti povodniám.

12 eolické sedimenty: vápnité hliny až piesky – jemnopiesčité spraše

Sedimenty predstavujú špecifický genetický a reliéfový prvok kvartérnej akumulácie skúmaného územia. Objavujú sa na jedinej lokalite na povrchu vrchnopleistocénnych spraší (kolónka 40) pokrývajúcich *nízkú terasu* Gidry (Váhu) (kolónka 47) tesne na s. okraji regiónu v Sládkovičove, kde na územie zasahuje okraj Trnavskej tabule.

Uvedené sedimenty tvoria prechodný typ medzi sprašami a eolickými pieskami. Vyskytujú sa v podobe podlhovastého presypu vytvárajúceho morfológicky nápadný pahorok smeru SZ – JV, z ktorého na územie zasahuje len jv. časť. Z odkryvu v analogickom pahorku vo Voderadoch (mimo mapovaného územia) sa dá odvodiť, že teleso presypu v celom profile pozostáva z drobnorytmicky zvrstvených sivožltých a piesčitých spraší, jemnozrnných svetlosivých pieskov, okrových až svetlohnedých jemnozrnných hlinitých pieskov a tmavosivých humusových hlin pri povrchu, prípadne z výrazne bielych vápnitých vrstiev spraší. Všetky tieto vrstvičky hrubé 1 – 5 cm sa v pravidelných intervaloch striedajú. Väčšina z nich je vápnitá, len tmavosivé polohy humusových hlin sú slabo vápnité (obr. 3.82).



Obr. 3.82. Drobnorytmicky zvrstvené eolické sedimenty piesčitých spraší a jemnozrnných pieskov v telese presypu pri Voderadoch (mimo zobrazeného regiónu) (foto J. Maglay, 2004).

Hrúbka tohto typu presypu sa na území pohybuje v rozmedzí 2,5 – 5 m (niva Gidry). Presypy vznikli previevaním z povrchu spraší vrchného pleistocénu a lokálne aj z povrchu finálnych členov *dnovej akumulácie* Gidry v období postglaciálu a v holocéne až recente.

11 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny a slatinné humolity

Sedimenty slatín a prechodného typu slatinných rašelinísk s vysokým obsahom organickej hmoty a hlin (humolity) sú špecifickým reprezentantom holocénnej akumulácie v oblasti Podunajskej roviny a rovnako špecifickým typom rastlinných ekosystémov na povrchu. Podobne ako fluvialno-organogénne sedimenty (kolónka 14), aj tieto sedimenty boli najčastejšie identifikované na miestach s výskytom mŕtvych a slepých ramien a starých voľných koryt všetkých hlavných tokov Podunajskej roviny. Oba genetické subtypy sa dokonca často vzájomne prelínajú, resp. organogénne rašelinové hliny a slatinné humolity sú často vyvinuté na fluvialno-organogénnych humózných piesčitých hlinách. Neplatí to však pre všetky pozdĺžne zníženia uvedených koryt. V severozápadnej časti územia od Bratislavy približne po úroveň Dunajskej Stredy sú výskyty slatinných rašelin

veľmi zriedkavé. Postupne začínajú pribúdať až ďalej v smere na JV (pozri geologickú mapu).

Okrem toho sa slatinné humolity vyskytujú aj na rozsiahlejších plochách širokých mŕtvych ramien v meandrových oblúkoch a v miestach ich spájania a križovania. Najviac takýchto výskytov bolo zaznamenaných na okrajoch „jadra“ Žitného ostrova limitovaných laterálnou eróziou tokov, teda v miestach jeho prechodu do holocénnych nív Malého Dunaja zo severu a Dunaja z juhu. To isté platí aj o kontakte s nivou Váhu. Významné sú aj výskyty v častiach opustených voľných ramien a ich meandrov v rámci územia „jadra“ Žitného ostrova.

Podobne ako fluvialno-organogénne sedimenty (kolónka 14), aj slatinné rašeliny majú najrozsiahlejšie plochy výskytu na ľavobreží Váhu pozdĺž kontaktu jeho nivy a *nízkej terasy* (kolónka 47) s okrajovými medzivalovými zníženinami pieskov *agradáčnych valov* na hranici s Nitrianskou pahorkatinou od Šoporne po Tvrdošovce, najmä v miestach vyústenia potokov pahorkatiny do nivy Váhu.

V dôsledku antropogénnych zásahov s cieľom exploatacie plôch ornej pôdy bolo veľké množstvo mŕtvych ramien odvodnených a rekultivovaných, takže zanikli alebo boli umelo fosilizované navážkami fluvialných hĺn. V dôsledku toho boli organogénne humolity a slatinné rašeliny na mnohých miestach ťažšie identifikovateľné. Popri podrobnom geologickom mapovaní priebehu ramien a morfológických znížení, ktoré tvorilo základ výskumu, sa realizovalo spresňovanie údajov ručne vŕtanými sondami za pomoci údajov z vrtnej preskúmanosti. Významným identifikátorom boli podmáčané územia a územia s výskytom slatinných rastlinných spoločenstiev na povrchu (obr. 3.83) a identifikácia pomocou satelitného snímania umiestneného na portáli www.earth.google.com.



Obr. 3.83. Ostricovo-trstinové močaristé územie s podielom rašelinníka, lúčnych tráv a iných slatinných spoločenstiev ako indikátor organogénnych vrstiev v podloží. Lokalita – rašelinisko Liššie diery na JZ od Madu (foto J. Maglay, 2016).

Na základe starších zistení Vaškovského a Vaškovskej (1977), vlastných údajov zo sond, vrtnej preskúmanosti a odhadov vychádzajúcich z analógie holocénneho vývoja organogénnych sedimentov ako pokračovateľa vývoja fluvialno-organogénnych sedimentov sa aj v ich podloží nachádza svetlosivá až sivomodrá ílová až siltovitá-ílová, málo priepustná vrstva s hrúbkou v intervale 0,5 – 1,0 m (kolónka 15).

Vlastné sedimenty sú na báze často zložené z tmavosivých až čiernosivých piesčitých, resp. ílovitých hlin (siltov) a tmavosivých ílov, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do silno humózných siltov (humolitov) s obsahom veľkého množstva čiastočne rozloženej organickej hmoty. Ďalej do nadložia humolity prechádzajú do tmavosivo čiernych



Obr. 3.84. Sivomodré, vysoko plastické íly v podloží plytkých hnedočiernych až čiernych rašelinových hlin a humózných slatinných pôd v rašelinisku Líščie diery pri Made (foto J. Maglay, 2016).

až hnedočiernych a hrdzavo čiernych poréznych rašelinových hlin, humózných slatinných pôd, taktiež s veľkým podielom nedostatočne rozloženej organickej hmoty (obr. 3.84). Spodné vrstvy sú často podmäčané a smerom k povrchu viac prevzdušnené. Na povrchu vznikli hlavne ostricovo-trstinové zvodnené slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a rozložených drevín starších lesných spoločenstiev, prípadne sa vyvinuli organozeme, luvizeme a fluvizeme. Na niektorých miestach boli identifikované aj fosilizované rašeliniská pokryté sivohnedými až sivožltými piesčitými siltmi. Rašelinové hliny a slatinné pôdy v nadloží humolitov dosahujú hrúbku maximálne 1,5 – 2 m.

Starší holocén/mladší holocén

10 humózne piesčité hliny fosílného pôdneho komplexu vo fluvialných sedimentoch nívneho krytu (len v reze) (*preboreál – atlantik*)

Ide o významný indikátor paleoklimatického a paleoekologického prostredia nedávnej geologickej minulosti (subboreál a staršie geologické obdobia). Boli identifikované na mnohých miestach pomocou ručne vŕtaných sond v rôznych hĺbkových intervaloch holocénnych fluvialných súvrství Podunajskej roviny. Podľa výsledkov sondovania, vrtnej preskúmanosti a prirodzených aj umelých odkryvov sa vyskytujú priebežne na celom území roviny vrátane „jadra“ Žitného ostrova (obr. 3.85a, b).

Fosílné pôdy predstavujú autochtónne sa vyvíjajúce solum (súbor pôdnych horizontov vzniknutých počas pedogenézy) alebo len jeho zvyšok v podobe jednotlivých horizontov „in situ“ (Catt, 1986, 1990; Wysocki et al., 2005; Bedrna a Košťálik, 1999), ktoré boli v mladších obdobiach prekryté alochtónnym fluvialným a eolickým materiálom a fosilizované (Kraus, 1999; Retallack, 1998, 2001; Yaalon, 1971).



Obr. 3.85. Ukážky výskytu fosílnych pôd: a) v prirodzenom odkryve v nárezovom brehu Váhu v Šoporni (foto M. Vlačíky, 2015; b) vo výnose jadra ručne vrtanej sondy pri Gabčíkove (foto J. Maglay, 2016).

Vo fluvialných sedimentoch Podunajskej roviny tvoria tieto pôdy lokálne a chaoticky sa vyskytujúce pedostratigrafické jednotky, ktoré sú významným geologickým archívom nielen uvedených klimatických, ale aj hydrologických oscilácií na študovanom území. V skúmanej oblasti sa dominantne vyskytujú kvartérne fluvialne a palustrické sedimenty s rôznym zrnitostným zložením. V minulosti boli materskými horninami rôznych pôdnych typov karbonátového charakteru, pričom išlo hlavne o fluvizeme, čiernice a gleje (Bedrna et al., 1968; Nemeček et al., 1990; Vaškovský, 1977).

Mladší holocén

Fluvialne sedimenty nižšieho nívneho stupňa

V priebehu geologického výskumu a mapovania stavby a vývoja holocénnej fluvialnej akumulácie roviny s cieľom čo najpodrobnejšie rozlíšiť a znázorniť fluvialne fácie povrchovej stavby územia na zobrazenie v danej mierke základnej geologickej mapy bol uplatnený princíp korytovo-nívneho geosystému. Za základ sa bralo recentné koryto toku, opustené jednoduché koryto, mŕtve a slepé rameno a paleokoryto (Lehotský, 2005). Rozlišovali sa rôzne stupne vývoja riečnych koryt podľa výkonu toku ako napr. lavicový výplav, zvlnená lavica, laterálne neaktívne jednoduché koryto, systém hrebienok – ryha, agradačno-valový kužeľ, stružka a ďalšie znaky ako napr. vzájomné pozície dna, brehu a plošiny nivy v laterálnom rozmere.

Počas geologického mapovania založeného na uvedených princípoch sa zistilo, že najmä v korytách a pozdĺž korýt hlavných tokov a niektorých ich recentne aktívnych avulzných ramien, prípadne len ich istých úsekov je možné v rámci holocénneho vývoja riečneho systému miestami zreteľne morfológicky a litologicky v rámci holocénnej akumulácie vyčleniť ešte mladšiu akumuláciu, morfológicky označovanú ako *akumulácia nižšieho nívneho stupňa*. Ide prevažne o mladšie holocénne *korytové* a *prikorytové* fácie tokov odčlenené od starších holocénnych *povodňových fácií* a *fácií agračných valov*.

Plošne najrozsiahlejšie takéto akumulácie sa zistili najmä v *korytovej* a *prikorytovej fácií* Dunaja už od jeho vstupu na študované územie v Bratislave-Petržalke v smere toku až po vodnú zdrž Hrušovo, kde v rozsahu vodnej plochy medzi hrádzami nie sú identifikované. Akumulácie sa objavujú až od Dobrohošťa a medzi plavebným kanálom a tokom Dunaja pokračujú cez Vojku a Bodíky až po sútok kanála s Dunajom (prírodná rezervácia Dunajské luhy) a od Náradu po Medveďov sa vyskytujú na maďarskej strane. Od Medveďova po Čičov a Klížsku Nemú prechádzajú opäť na slovenskú stranu rozsiahlymi mŕtvymi ramenami s rezerváciou Čičovské rameno. V smere po toku na V sa objavujú v rámci ostrova Veľký Lél (Zlatná na Ostrove).

Aj pozdĺž toku Malého Dunaja sa súveké sedimenty objavujú už od Bratislavy, ale v oveľa menšej miere ako v prípade Dunaja. Najväčšiu šírku majú v nánosových častiach meandrov pozdĺž s. okraja „jadra“ Žitného ostrova. V ďalšom úseku boli zaznamenané už len úzke prikorytové výskyty. Od Hrubého Šúru až po sútok s Váhom sú už výskyty opäť širšie, a to aj v jeho ramenách.

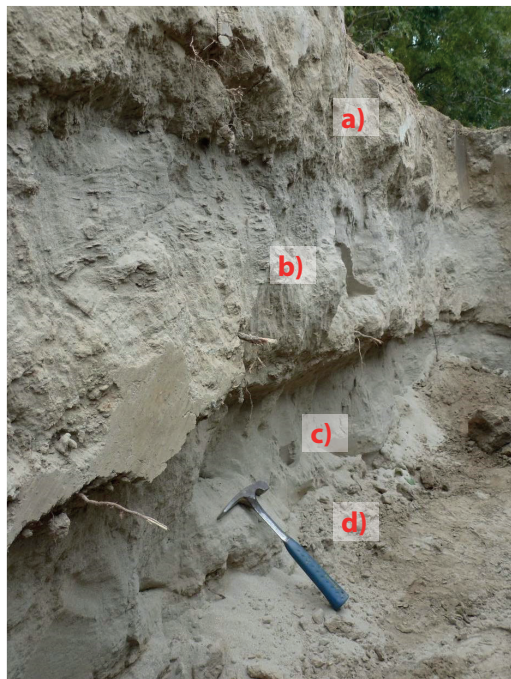
V nive Čiernej vody sú akumulácie nižšieho nívneho stupňa identifikované až od Bernolákova. V tenkom pruhu popri toku pokračujú až po sútok so Salibským Dudváhom v Kráľovom Brode, aj keď v obci Čierna Voda je časť toku Čiernej vody umelo odvedená kanálom do Malého Dunaja.

Dudváh má súveké akumulácie tiež už pri vtoku na územie roviny. Tie v úzkom pruhu v okolí koryta pokračujú cez Čierny Brod (kde je časť jeho vôd umelo odvedená kanálom do Čiernej vody), Horné Saliby a Dolné Saliby až do Kráľovho Brodu, kde sa spájajú s akumuláciami Čiernej vody.

Váh má tieto akumulácie zachované pozdĺž celého svojho toku až po sútok s Dunajom v Komárne. Výnimku tvorí len úsek pod vodnou hladinou nádrže Kráľová (pozri geologickú mapu). Sedimenty sa zistili aj pozdĺž Klátovského ramena až po jeho sútok s Malým Dunajom. V nive Nitry neboli identifikované.

Keďže litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky nasledujúcich vyčlenených zrnitostných a faciálnych skupín mladšej holocénnej fluválnej akumulácie zodpovedajú už uvedenému podrobnému litologickému a sedimentárno-petrografickému opisu v rámci holocénu, kvôli zamedzeniu duplicity textov odkazujeme na príslušné kolónky.

9 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky



Obr. 3.86. Hliny (a), piesčité silt (b), piesky (c) a jemnozrnné piesčité štrky (d) vo vrstvovom slede výkopu mladoholocénneho náplavu Dunaja na j. okraji Bratislavy-Petržalky. Sekvencie tohto typu sú na mape označené ako fluviaľné akumulácie mladšieho holocénu vcelku (foto J. Maglay, 2013).

V tejto vyčlenenej skupine fluviaľných vrstiev vystupujúcej popri spomenutých tokoch ako prikorytová fácia vo forme morfoložickej *nižšieho nivného stupňa* (mladšieho holocénu) nebolo možné jednoznačne určiť prevládajúcu zrnitosťnú frakciu pieskov, siltov (hlín), prípadne štrkovej prímеси. Je to dôsledok častého striedania zrnitosťných frakcií a ich pozícií najmä v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere. Keďže

piesčité štrky prechodného súvrstvia (pleistocén/holocén – kolónka 28) alebo *dnovej akumulácie* (kolónky 46, 47) sú prítomné pod každým takýmto profilom, nie je možné v danom hĺbkovom intervale zobrazovať dominantnú frakciu (obr. 3.86).

Povrch *nižšieho nivného stupňa* sa pohybuje v rozpätí 0,5 – 1,5 m nad strednou hladinou tokov a zhruba 0,5 – 1,0 m pod úrovňou povrchu najbližšej plošiny holocénej nivy.

Z výnosov sond sa na báze niekde nachádzajú sivé až sivozelené ílovité hliny až ílovité jemnozrnné piesky glejového horizontu hrubé do 0,3 – 0,5 m. Nad bazálnym horizontom vystupuje vrstva prachovitých jemnozrnných siltov až pieskov s obsahom drobných štrkov hrubá do 0,5 – 1 m, dovedna prevažne svetlosivej farby. Celý horizont dosahuje hrúbku len 0,5 – 1,5 m. Tmavosivý humózný horizont fosíľnej pôdy, typický pre ostatné holocéne hlinito-piesčito-štrkovité akumulácie, sa v sedimentoch nenachádza.

Mnohopočetné pozdĺžne plochy výskytu tejto skupiny fluviaľného súvrstvia sa tiahnu pozdĺž koryt a ramien hlavných tokov aj v samotných korytách.

Podrobnejšie litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky mladšej holocénej fluviaľnej akumulácie sú opísané v kolónke 19.

8 resedimentované piesčité štrky korytovej fácie a dnovej akumulácie v nánosových častiach meandrov a fácie slepých, mŕtvych a prietočných ramien

Ide o sedimenty korytovej (dnovej) a čiastočne aj prikorytovej fácie *nižšieho nívneho stupňa* vystupujúce priamo na povrch mnohopočetne pozdĺž uvedených hlavných tokov (obr. 3.87), a to prevažne v nánosových častiach meandrov, ako aj na miestach s umelo odstráneným povrchom nívnych jemnopiesčitých hĺn povodňovej fácie. V nánosových častiach meandrov alebo vo vzdialenejších častiach od prúdnice toku tieto akumulácie často vytvárajú rozsiahlejšie štrkové až štrkovito-piesčité pokryvy, označované ako štrkové lavice (obr. 3.88). Tieto lavice sú v smere dotýčnice k aktívnemu toku často zvlnené (hrebienok – ryha), pričom pozdĺžne zníženie môžu byť vyplnené pieskom alebo siltom.



Obr. 3.87. Zahĺbené piesčité štrky mladoholocénneho náplavu Dunaja (15 – 60 cm) v podloží štrkovitej recentnej pôdy (0 – 15 cm) v sonde neďaleko Vojky (foto J. Maglay, 2014).

Obr. 3.88. Štrková lavica v nánosovom brehu pravo-brežia Dunaja tesne po vstupe na študované územie z územia Rakúska (foto J. Maglay, 2013).



Uvedené sedimenty sú výsledkom činnosti laterálne sa premiestňujúceho toku, lokálne aj pri jeho recentnom miernom zahlbovaní. Ide prevažne o redeponovaný (preplavený a následne uložený) materiál prechodného súvrstvia (pleistocén/holocén – kolónka 28) alebo akumulácie vrchného pleistocénu stredného komplexu vrchného štrkovito-piesčitého až piesčitého horizontu, označovanej ako dnová akumulácia (kolónky 46, 47). Resedimentované štrky a piesky ležiace na dnových štrkoch majú s nimi totožné petrografické zloženie. V mnohých prípadoch boli tieto sedimenty identifikované priamo v recentných korytách tokov a v prikorytových zónach.

Podrobnejšie litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky mladšej holocénnej štrkovej fluvialnej akumulácie sú opísané v kolónke 18.

Hrúbka vrstiev holocénnych fluvialnych piesčitých štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1,5 m.

7 jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a *fácie prikorytových valov*

Ide o akumulácie najmladšej *korytovej* (dnovej) a *prikorytovej* fácie *nižšej nivy*. Piesčité sedimenty vystupujú priamo na povrch pozdĺž hlavných tokov podobne ako štrkovité akumulácie (kolónka 8). Vystupujú hlavne v nánosových častiach meandrov, kde sú akomodované po krátkom transporte z erodovaných nárazových úsekov meandrov tvorených fluvialnymi pieskami holocénnej *povodňovej fácie* alebo fácie *agradáčnych valov* (kolónka 17), prípadne z agradáčnych valov prechodného obdobia pleistocén/holocén alebo z vrchnopleistocénnych piesčitých valov (kolónka 45).



Obr. 3.89. Fluvialné jemnozrnné piesky mladoholocénneho náplavu Dunaja v celom profile sondy v inundačnej zóne Dunaja medzi Vojkou a Bodikmi. V intervale 0 – 20 cm je recentná piesčitá pôda (foto J. Maglay, 2014).

V nánosových častiach meandrov v *meandrovej ostrohe* tvoria tieto piesky buď výplne zníženín medzi lavicami štrkov, alebo, naopak, ďalej od aktívneho toku v rámci *meandrovej ostrohy* tvoria vrchnejšiu vrstvu pokrývajúcu štrky.

Sedimenty deponované v rámci *nižšej nivy* pozostávajú zo stredozrnných, slabšie zahlienených svetlosivých, sivých a sivožltých pieskov až sivohnedých piesčitých hĺn s premenlivým obsahom humusu (obr. 3.89). Dosahujú hrúbku okolo 0,5 – 1,0 m. Ich podložie najčastejšie tvoria resedimentované piesčité štrky opísanej korytovej a prikorytovej nivnej fácie (kolónka 8).

Litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky mladšej holocénnej hlinito-piesčitej až piesčitej fluvialnej akumulácie sú opísané v kolónkach 17 a 26.

6 hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie* a *fácie mŕtvych ramien*

Nivné hliny najmladšej *povodňovej* a *prikorytovej* fácie a *fácie mŕtvych ramien* zaberajú aj rozsiahlejšie plochy napr. v blízkosti koryta Dunaja a jeho ramien a meandrov, ako aj Váhu a Čiernej vody na ich dolných tokoch. Tieto prachovité sedimenty sú deponované na fluvialne akumulácie piesčitých štrkov, štrkovitých pieskov a pieskov (obr. 3.90) prechodného obdobia pleistocén/holocén (kolónky 26 – 28) alebo aj na staršie piesčito-štrkovité sedimenty.

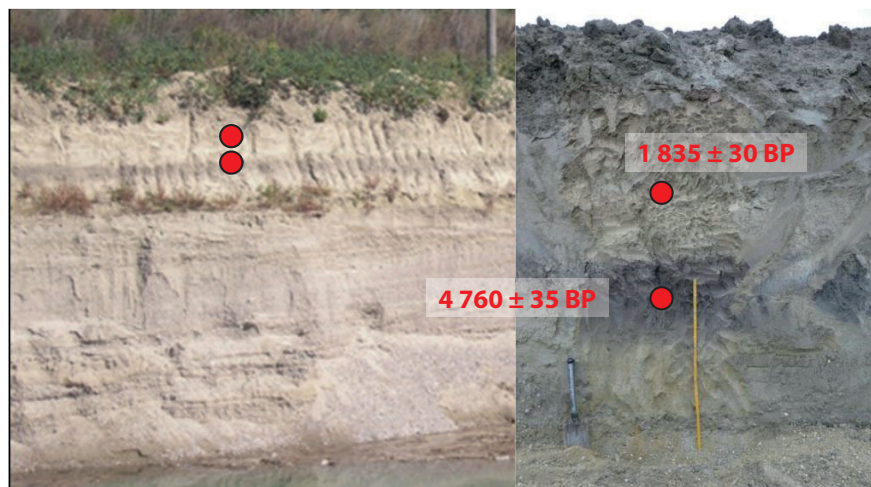


Obr. 3.90. Fluvialne jemnopiesčité sily mladoholocénneho náplavu Dunaja v blízkosti toku pri Bodíkoch. V intervale 0 – 30 cm je recentná pôda s difúznym prechodom (30 – 50 cm) do sivohnedých siltov (50 – 90 cm). V podloží siltov vystupujú svetlosivé piesky (90 – 120 cm) (foto J. Maglay, 2014).

Najčastejšie tvoria povrchovú výplň opustených korýt starých voľných ramien v blízkosti aktívnych tokov (pozri geologickú mapu), kam sa dostávajú pri občasných prietokoch pri väčších inundáciách. Ako zvlášť vyčlenené sa vyskytujú

aj v nánosových častiach meandrov v *meandrovej ostrohe*. Silty spolu s pieskami (kolónka 7) tam tvoria buď výplne zníženín medzi lavicami štrkov (kolónka 8), alebo ďalej od aktívneho toku v rámci *meandrovej ostrohy* najvrchnejšiu vrstvu pokrývajúcu uvedené piesky a štrky.

Mimo rozsahu územia *nižšej nivy* tieto sedimenty v rámci komplexného holocénného aluviálneho sledu (kolónka 19) tvoria jeho vrchnú hlinitú povodňovú vrstvu, ktorá z technických dôvodov nie je na mape vyčlenená zvlášť. Z takejto vrstvy siltov nachádzajúcej sa nad fosílnou holocénnou pôdou bola na lokalite Most pri Bratislave (obr. 3.91) datovaná vzorka schránok ulitníkov na $1\,835 \pm 30$ r. BP, čo zodpovedá staršiemu subatlantiku v rámci mladšieho holocénu. Fosílna pôda v podloží povodňových siltov má na základe datovania vek $4\,760 \pm 35$ r. BP, čo zodpovedá obdobiu subboreál klimatického optima stredného holocénu.

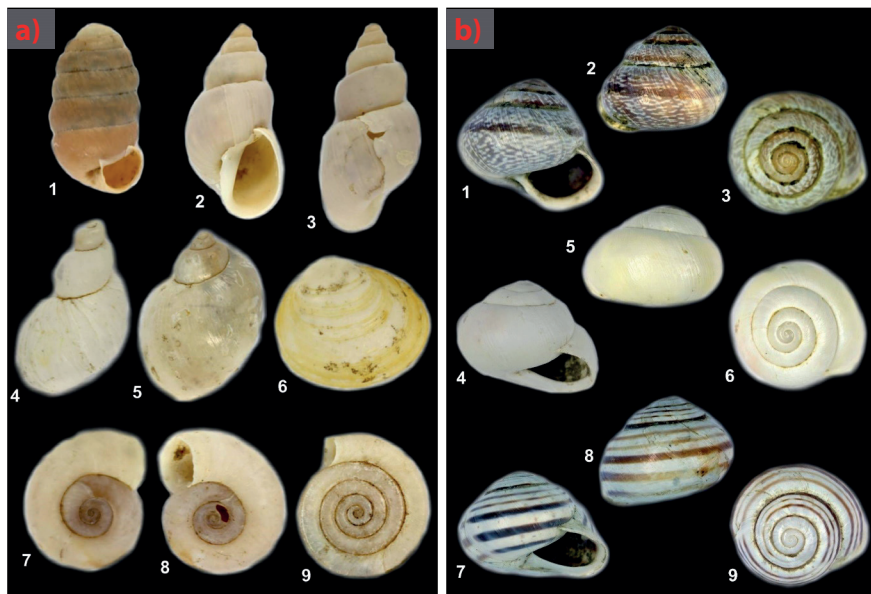


Obr. 3.91. Fluviálne jemnopiesčité sily náplavu Dunaja v nadloží fosílny pôdy v profile steny štrkoviska Zelená voda na S od Mosta pri Bratislave. Numerické datovanie metódou AMS zo schránok ulitníkov odobratých zo siltov nad fosílnou pôdou (vrchný červený bod) doložilo mladoholocénny vek vrstvy a rovnaké datovanie fosílny pôdy (spodný červený bod) doložilo vek zodpovedajúci strednému holocénu (foto K. Fordinál, 2015).

Kvôli podrobnejšiemu určeniu paleoprostredia v čase akomodácie boli zo získanej malakofauny siltového horizontu určené druhy typické pre spoločenstvo lužného lesa. Priemerná ročná paleoteplota zistená zo schránok pomocou izotopu ^{18}O ($< 10\text{ }^{\circ}\text{C}$) bola však nižšia (obr. 3.92a, b).

Hrúbka vrstiev siltov je veľmi variabilná. Okrem uvedenej lokality, kde tvorí pokryv „jadra“ Žitného ostrova, dosahuje v rámci nižšej nivy do 1,5 m.

Litologická a sedimentologická charakteristika mladšej holocénnej hlinitej (siltovej) fluviálnej akumulácie je podrobne opísaná v kolónke 16.



Obr. 3.92. Schránky ulitníkov z vrstvy siltov štrkoviska Zelená voda na S od Mosta pri Bratislave. Určené druhy:

- a) 1 – *Pupilla muscorum* (LINNÉ); 2, 3 – *Galba truncatula* (O. F. MÜLLER); 4 – *Succinella oblonga* (DRAPARNAUD); 5 – *Radix* sp.; 6 – *Pisidium amnicum* (O. F. MÜLLER); 7, 8 – *Gyraulus laevis* (ALDER); 9 – *Anisus vortex* (LINNÉ);
 b) 1 – 3 – *Arianta arbustorum* (LINNÉ); 4 – 6 – *Fruticola fruticum* (O. F. MÜLLER); 7 – 9 – *Cepaea hortensis* (O. F. MÜLLER) (foto A. Zlinská, 2017).

5 ílovité hliny až íly v reliktoch mŕtvych ramien a v iných zníženinách reliéfu

Ide o fluviálne pelitické sedimenty mladoholocénnej výplne dna opustených korýt, *slepých a mŕtvych ramien* v blízkosti hlavných tokov, najmä Dunaja a Malého Dunaja, menej už Čiernej vody, Klátovského ramena a Váhu, najmä v blízkosti tokov Starej Čiernej vody a Dudváhu. Väčšie plochy mimo korýt boli zaznamenané v nižšej nive Dunaja medzi jeho tokom a plavebným kanálom zhruba na úseku Vojka – Bodíky – ústie plavebného kanála do Dunaja (obr. 3.93). Rovnako veľké plochy pelitov sa nachádzajú pri toku Dunaja od Ňáradu po Klížsku Nemú, najmä v systéme rozsiahlych mŕtvych ramien na Z od Čičova. Všetky uvedené miesta sú situované v rámci nižšieho nivného stupňa (pozri geologickú mapu). Ich podrobnejší litologický a sedimentologický opis je v kolónke 15.



Obr. 3.93. Fluviálne sivomodré íly (0 – 40 cm) prechádzajúce do sivých piesčitých siltov až pieskov (40 – 100 cm) v sonde z inundačného územia Dunaja pri Bodíkoch. Istou zvláštnosťou je prítomnosť mladých holocénnych ílov v nadloží siltov a pieskov. Výnosu jadra z pieskov v spodnej časti zamedzila podzemná voda (foto J. Maglay, 2014).

4 fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty: hnilokalové humózne hliny a piesčité hliny v mŕtvych ramenách a v ich reliктоch

Mladšie sedimenty ako holocénne fluviálno-organogénne sedimenty (kolónka 14) sa vyvinuli v úrovni nižšieho nívneho stupňa najmä v okolí toku Dunaja v priestore medzi Kľúčovcom a Čičovom a niektoré z nich sú sezónne zaplavované. Ich mladoholocénnu výplň na báze tvorí svetlosivý až sivozelený ílovito-piesčité sediment v hrúbke do 0,5 m, nesúci znaky oglejenia. V nadloží tohto horizontu sa nachádzajú nerovnomerne hrubé (0,5 – 1 m) prachovito- až piesčito-ílovité



Obr. 3.94. Fluviálno-organogénne piesčito-siltovité tmavohnedé až čierne hliny (20 – 80 cm) v sonde bývalej inundačnej zóny Dunaja na JV od Kľúčovca. Humózne hliny prechádzajú nadol do tmavosivých plastických ílov (80 – 100 cm) (foto J. Maglay, 2016).

humózne tmavosivé až čierne hliny (obr. 3.94). Celkove v týchto sedimentoch prevláda pôvodná fluvialná zložka ílov a piesčitých hĺn, obohatená o prímies napoly rozloženej organickej hmoty. Na vyvýšených okrajoch hnílokalové humózne hliny prechádzajú do humózných rašelinových hĺn až slatinných humolitov (kolónka 3). Celková hrúbka fluvialno-organickej hmoty neprevyšuje 1,5 m.

Najmladšie fluvialno-organické sedimenty sa vyvinuli aj v miestach prechodu nív do stojatých vôd rybníkov, hoci na mape sú zaradené do sedimentov holocénu vcelku (pozri geologickú mapu).

Podrobnejšie informácie z hľadiska genézy a litologickej a sedimentárnej stavby o tejto akumulácii sú v kolónke 14.

3 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny a slatinné humolity

Na rozdiel od starších humózných rašelinových hĺn a slatinných humolitov (kolónka 11), mladšie organogénne sedimenty sa vyskytujú len sporadicky a zväčša na malých plochách v rozsiahlych mŕtvych ramenách *nižšieho nívneho stupňa* Dunaja na Z od Čičova (obr. 3.95).



Obr. 3.95. Čičovské mŕtve rameno, prírodná rezervácia vzácných rastlinných aj živočíšnych spoločenstiev. V močaristých územiach sa nachádzajú fluvialno-organogénne akumulácie, po okrajoch prechádzajúce do humózných rašelinových hĺn mladého holocénu (foto J. Maglay, 2016).

Humolity sú na lokalitách uložené zväčša na nepriepustných ílovitých a hlinitých sedimentoch holocénej nívnej bázy (kolónky 15 a 24). Prevládajú tmavosivočierne až hnedočierne rašelinové hliny a slatinné humolity s veľkým podielom nedostatočne rozloženej organickej hmoty. Aj tu, podobne ako pri starších organogénnych sedimentoch (kolónka 11), sú spodné vrstvy podmáčané a smerom k povrchu viac porézne a prevzdušnené. Na nižšom nivnom stupni vznikli hlavne ostricovo-trstinové zvodnené slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a rozložených drevín starších lesných spoločenstiev. Vyčlenené rašelinové hliny mladšieho holocénu dosahujú hrúbku maximálne 1,5 m. Podrobnejší opis je v kolónke 11.

Antropogénne sedimenty

2 rekultivované navážky, významné autochtónne násypy hrádzí, vodných kanálov a upravených riečnych korýt (*subrecent – recent*)

Do uvedenej kategórie sedimentov sú zaradené a znázornené na mape tie antropogénne uloženiny, ktorých forma a obsah uloženého materiálu neznižuje prírodnú hodnotu horninového prostredia vrátane kvality podzemnej vody a ekologickú hodnotu životného prostredia. Zároveň však nesú vizuálne estetické znaky cudzorodého prvku krajinného ekosystému, obsahujúce v značnej miere autochtónny (s. s.) prírodný materiál fluvialných sedimentov blízkeho okolia (štrky, piesky, silty a piesčité štrky), prípadne materiál vzdialenejších štrkovní. Rovnako sú do tejto kategórie zaradené rekultivované, povrchovo upravené nevyužívané navážky po stavebných prácach z minulosti, ako aj rekultivované svahy umelých vodných plôch rybníkov a čerpacích staníc vzniknutých po skončení ťažby.

V priebehu základného geologického mapovania bolo takto zaznamenané veľké množstvo násypov líniových stavieb niektorých úsekov vodných protipovodňových hrádzí, vybraných typov umelých vodných kanálov (obr. 3.96), melioračných kanálov, prekladov riečnych korýt, prepojovacích kanálov medzi tokmi, vyrovnávacích kanálov medzi meandrami, väčších násypov ciest, účelovo navýšených pahorkov, pozostatkov hald a násypov sedimentov v okolí bývalých štrkovísk.

Všetky uvedené formy antropogénnych uloženín sú na mape vyznačené len v takom rozsahu, ktorý neovplyvňuje výpovednú hodnotu mapy z hľadiska geologickej stavby a vývoja skúmaného územia.



Obr. 3.96. Prierez hrádze Komárňanského kanála na JZ od Štúrovej (Okoličná na Ostrove). Násyp kanála pozostáva z autochtónneho materiálu piesčitých štrkov ťažených bagrovaním kanála (foto J. Maglay, 2016).

1 významné alochtónne navážky, násypy, skládky a haldy (*recent*)

V tejto kategórii sú zaradené a vyznačené na geologickej mape tie antropogénne uloženiny, ktoré svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, no najmä

druhom (charakterom) obsiahnutého materiálu ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ako aj súčasné ekologické pomery. Z technických dôvodov, ako aj pre možné zníženie výpovednej hodnoty geologickej mapy sú v rámci sídelných plôch (vrátane územia Bratislavy) zobrazené len najhrubšie a podľa uváženia najdôležitejšie stavebné navážky a násypy. Na mape nie je zobrazená väčšina cestných stavieb, železničných a iných líniových komunikácií, v ktorých bol použitý odpadový stavebný materiál.

Antropogénne uloženiny (najmä skládky odpadu) tvoria rôzne akumulčné formy, ktoré často svojím vzhľadom výrazne zhoršujú celkový estetický ráz geografickej krajiny vrátane charakteru primárneho reliéfu. Okrem toho, v niektorých prípadoch svojím obsahom uloženia v rôznej miere ovplyvňujú ekologické pomery daného územia (obr. 3.97a, b).

Podrobný zoznam skládok územia Podunajskej roviny aj s charakterom druhu materiálu a ich súčasného stavu je uvedený v kapitole *Geofaktory životného prostredia* tejto práce. Dostupný je aj na portáli ŠGÚDŠ: www.apl.geology.sk/skladky/.

V priebehu mapovania sa zistili aj staré, resp. „divoké“ skládky prevažne domového a stavebného odpadu. Ide hlavne o drobné smetiská vo forme výplne jám a menších starých ťažobných priestorov (hlinísk a pieskovísk), smetiská na okrajoch lesných a poľných ciest, na okrajoch lesov a remíz a na mnohých ďalších miestach. Väčšie z nich sú vyznačené na mape.



Obr. 3.97. Príklady skládok odpadu tvoriacich rôzne akumulčné formy, ktoré okrem iného svojím vzhľadom často výrazne zhoršujú celkový estetický ráz geografickej krajiny vrátane charakteru primárneho reliéfu: a) skládka v Zlatých Klasoch; b) skládka pri Okoličnej na Ostrove (foto J. Maglay, 2014, 2016).

**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
PODUNAJSKEJ NÍŽINY-PODUNAJSKEJ ROVINY 1 : 50 000
I. diel**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

Vedúci odd. vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Slávka Žideková

Preklad do anglického jazyka: RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

ISBN 978-80-8174-077-0

ISBN 978-80-8174-077-0