

# VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

## PODUNAJSKEJ NÍŽINY VÝCHODNÁ ČASŤ

1 : 50 000

Zostavil: Alexander NAGY



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY

VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998





VYSVETLIVKY  
k regionálnym  
geologickým  
mapám  
Slovenska

Predseda redakčnej rady:

RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDR. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, CSc., RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavel LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Alexander NAGY, Rudolf HALOUZKA, Vlastimil KONEČNÝ, Jaroslav LEXA,  
Klement FORDINÁL, Milan HAVRILA, Jozef VOZÁR, Pavel LIŠČÁK, Michal  
STOLÁR, Katarína BENKOVÁ, Peter KUBEŠ

# VYSVETLIVKY

## KU GEOLOGICKEJ MAPE

# PODUNAJSKEJ NÍŽINY

## VÝCHODNÁ ČASŤ

1 : 50 000

Zostavil: Alexander NAGY



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY  
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

**ISBN 80-85314-87-8**

## OBSAH

Abstrakt ..	7
Úvod .....	8
Geografická a morfológická charakteristika územia (A. Nagy).....	8
Regionálny geologický prehľad (A. Nagy).....	10
Prehľad geologických výskumov a prác (A. Nagy) .....	11
Opis geologickej stavby (A. Nagy).....	13
Charakteristika vyčlenených geologických jednotiek .....	17
Predterciérne podložie (M. Havrila, J. Vozár a A. Nagy).....	17
Neogén, neovulkanity (A. Nagy, V. Konečný, J. Lexa a K. Fordinál) ...	27
Kvartér (R. Halouzka).....	80
Charakteristika tektonických pomerov (A. Nagy).....	111
Neotektonické štruktúry (R. Halouzka).....	113
Zhodnotenie geofyzikálnych údajov (P. Kubeš) .....	115
Geologický a tektonický vývoj územia (A. Nagy) .....	120
Geologický a neotektonický vývoj územia počas vrchného pliocénu a kvartéru (R. Halouzka).....	125
Hydrogeologické pomery (K. Benková) .....	127
Prehľad ložísk nerastov regiónu (M. Stolár).....	143
Charakteristika geofaktorov životného prostredia (P. Liščák) .....	153
Záver .....	161
Významné geologické lokality.....	162
Literatúra .....	169
A review of the geological structure of the eastern part of Podunajská nížina (summary) .....	182
Grafické zobrazenie vrstov.....	188





## ABSTRAKT

Na geologickej stavbe územia regiónu Podunajská nížina-východ sa podieľajú horniny predterciérneho podložia, produkty neovulkanickej činnosti, sedimentárna výplň a uloženiny kvartéru.

Predterciérne podložie v severnej časti tvorí malužinské súvrstvie hronika permského veku. V strednej časti územia v oblasti „levických ostrovov“ ho tvoria aj karbonáty triaso-vého veku, z ktorých časť vykazuje afinitu k siliciku. Južnú časť tvoria kryštálické horniny staršieho paleozoika južného veporika spolu s jeho obalom permsko-triasového veku.

Neovulkanické horniny bádensko-sarmatského veku tvoria okraje rozsiahleho štiavnického stratovulkánu. Spodnú stratovulkanickú stavbu bádenského veku reprezentujú lávové prúdy pyroxenických andezitov. V čiastkovej pukanecko-bátovskej a čajkovskej prepadline je zastúpená aj vulkanoklastickými horninami, prevažne v epiklastickom vývoji. Pri východnom okraji územia okrajovo zasahujú produkty sebecchlebskej formácie spolu s plášťovskými vrstvami.

Vrchnú vulkanickú stavbu sarmatského veku tvoria produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu rôznych variet pyroxenických andezitov. V severnej časti územia bezprostredne na hraniciach spodnej stratovulkanickej stavby je uložený komplex Humenica, pemzové tufy bielokamenského súvrstvia a nad nimi lávové prúdy sitnianskeho komplexu. V strednej časti regiónu vystupujú na povrch produkty baďanskej formácie spolu s plytkovodnými delto-vými sedimentmi, prekrývajúce pemzové tufy a piesky lezdianskeho súvrstvia.

Mladšie litostratigrafické členy predstavujú pemzové tufy a ignimbrity amfibolicko-pyroxenických andezitov drastvickej formácie. V nadloží sú lávové prúdy a vulkanoklastiká priesslského komplexu. Záver vulkanickej aktivity predstavujú sporadické telesá bazaltoidných andezitov až bazaltov v oblasti Kozmálovských vrškov.

Najstaršie usadeniny sedimentárnej výplne sú karpatského veku. Okrajovo zasahujú z juhoslovenskej panvy v oblasti Preselian nad Ipľom.

V železovskej priehlbine na predterciérnom podloží sú horniny bajtavského súvrstvia spodnobádenského veku. Nad nimi i v čiastkovej pukanecko-bátovskej a čajkovskej prepadline sv. okraja komjatickej priehlbiny sú sedimenty špačinského (stredno-) a pozbianskeho (vrchno-) bádenského veku. Usadeniny sarmatského veku predstavujú vrábeľské súvrstvie a v železovskej prepadline sa pravdepodobne prstovite stýkajú s deltovou plytkovodnou sedimentáciou.

Sedimenty panónskeho veku v sladkovodnom vývoji tvoria záver sedimentácie v pukanecko-bátovskej prepadline. Čiastočne aj v brakickom vývoji sú v čajkovskej prepadline a v komjatickej a železovskej priehlbine.

Usadeniny pliocénneho veku sa podieľajú na stavbe západnej časti územia regiónu. Pliocénny vek majú aj travertíny medzi Levicami a Mýtňami Ludanmi.

Kvartérne uloženiny, plošne zaberajúce najväčšiu časť územia, reprezentujú najmä fluviálne sedimenty, proluviálne hliny, deluviálno-fluviálne sedimenty a zvetraninové pokryvy plochých vrcholov. V oblasti Slatiny, Santovky a Dudiniec vystupujú telesá travertínov a penovcov.

# ÚVOD

Z Podunajskej panvy boli dosiaľ zostavené a tlačou vydané dve regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000:

1. Vaškovský a Halouzka, 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny – juho-východná časť.

2. Harčár a Priechodská, 1988: Geologická mapa Podunajskej nížiny – severovýchodná časť.

Ich priamym pokračovaním je geologická mapa (1 : 50 000) s celkovou znázornenou plochou takmer 1 100 km<sup>2</sup>, zobrazujúca najvýchodnejšie výbežky podunajskej panvy a ich kontakt so stredoslovenskými neovulkanitmi.

Územie je dôležité z hľadiska výverov minerálnych vôd nachádzajúcich sa na levickej žriedlovej línii. V strednej časti regiónu sa nachádzajú ochranné rájony minerálnych a termálnych vôd – Dudince, Slatina, Santovka a Margita-Ilona.

## GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Na mapované územie podľa geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1978) zasahujú dva krajinné celky – Podunajská pahorkatina a Štiavnické vrchy (obr. 1).

**Podunajská pahorkatina** zaberá prevažnú časť územia. Do regiónu zasahuje zo západu pododdielom *Hronskej tabule*, tvoriacim súčasť oddielu Hronskej pahorkatiny.

Ďalej na východ sa rozprestiera severná časť oddielu Hronskej nivy, prebiehajúca s.-j. smerom od Tlmáč až po Želiezovce spolu s časťou Sikenická mokraď.

Východne od uvedenej spojnice sa rozprestiera oddiel Ipeľskej pahorkatiny. V oblasti Čajkova a Novej Dediny ju reprezentuje pododdiel *Čajkovskej zníženiny*.

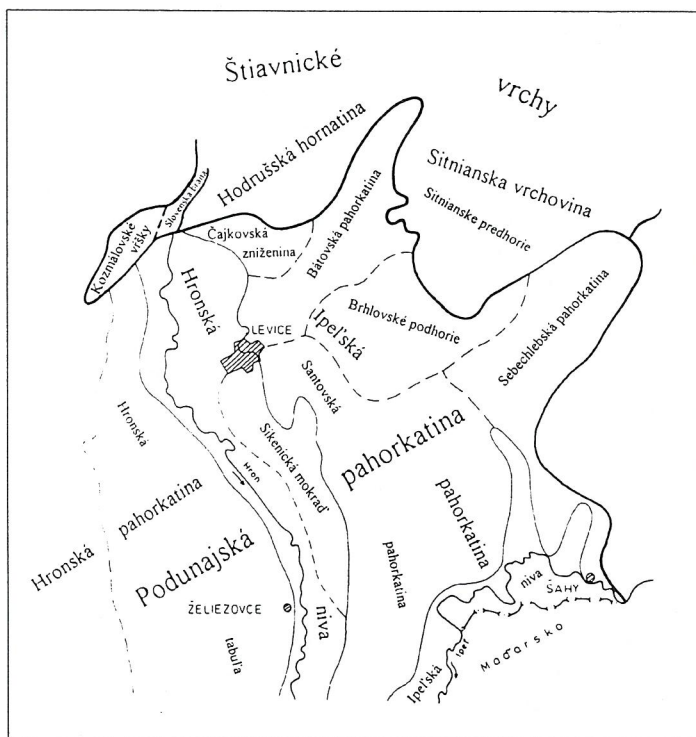
Ďalej na východe po riekou Sikenica a na severe až za Pukancom sa nachádza pododdiel *Bátovskej pahorkatiny*.

Za riekou Sikenica sa rozprestiera pododdiel *Brhlovského podhoria* a okrajové časti *Sebechlebskej pahorkatiny*. Najväčšiu časť tvorí pododdiel *Santovskej pahorkatiny*.

Najvýchodnejšiu časť Podunajskej pahorkatiny, tiahnucu sa pozdĺž štátnej hranice s Maďarskom, predstavuje oddiel *Ipeľskej nivy*.

Z celku **Štiavnických vrchov** na mapované územie z východu zasahuje oddiel Kozmálovských vrškov s pododdielom *Slovenskej brány*. Severovýchodnú

časť územia predstavuje okraj oddielu Hodrušskej hornatiny. Východný okraj územia geologickej mapy tvorí pododdiel *Sitnianskeho predhoria*, ktorý je súčasťou oddielu Sitnianskej vrchoviny.



Obr. 1 Geomorfologické členenie regiónu a blízkeho okolia (podľa E. Mazúra a M. Lukniša, 1978, zostavil A. Nagy, 1998)

*Hronskú tabuľu* budujú kvartérne sedimenty. Má reliéf mierne zvlnených nív s občasným výskytom úvalinovitých dolín. V severnej časti sú nízke riečne terasy, v juhovýchodnej vysoké. Oba typy terás sú kombinované s reliéfom sprášových tabúľ. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 134–162 m.

Hronskú a Ipeľskú nivu tvorí eróznodenuďačný, typický rovinný až nepatrne zvlnený reliéf poriečnej nivy s nadmorskou výškou od 118 do 130 m.

Územie uvedených jednotiek Podunajskej pahorkatiny nižšieho rádu dosahuje stredný uhol sklonu svahov 0–2°.

Jednotlivé pododdiely Ipeľskej pahorkatiny majú erózne-denudačný reliéf mierne až stredne zvlnených nížinných pahorkatín s dobre vyvinutými úvalinovými dolinami a úvalinami. V údolí riečky Sikenica medzi Žemberovcami a Krškanmi je vytvorená aj prielomová nekaňonovitá dolina. V *Čajkovskej nížine* sú zachované nízke riečne terasy. Nadmorská výška dosahuje hodnoty od 130 do 410 m n. m. Prevažná časť územia Ipeľskej pahorkatiny má sklonovitost' svahov od 2° do 6°. Iba v spomínanom údolí Sikenice a v oblasti medzi Šalovom a Sazdicami dosahuje sklonovitost' územia 14°.

Okraje celkov **Štiavnických vrchov** majú typický stredne až hlboko rezaný vrchovinový reliéf, resp. reliéf nekrasových planín s hlbokými dolinami tvaru „V“ so slabo vyvinutou nivou. Zastúpené sú aj úvalinové doliny a úvaliny kotlín a brázd. Celkovo ide o pozitívne morfoštruktúry – hrasti a diferencované bloky, ktoré sú charakteristické pre vulkanickú blokovú štruktúru Slovenského stredohoria.

Nadmorská výška dosahuje hodnoty od 180 do 615 m n. m. Sklonovitost' územia oboch celkov zasahujúcich do mapovaného územia dosahuje 14°, prevažná časť má však hodnoty v rozmedzí 2–6°.

## REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Územie znázornené na geologickej mape je z hľadiska regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) súčasťou podunajskej panvy, ktorá patrí medzi vnútrohorské panvy. Zo severu, severovýchodu a východu ju lemuje región stredoslovenských neovulkanitov (obr. 2).

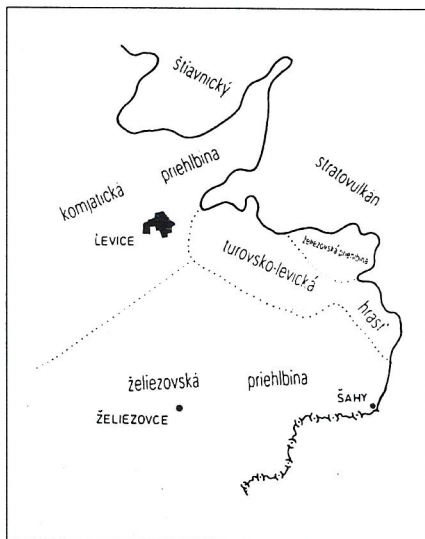
**Komjatická priehlbina**, ktorá je severovýchodným výbežkom trnavsko-dubníckej panvy tvoriacej podcelok podunajskej panvy, tvorí severnú časť regiónu. Južnú časť predstavuje severovýchodný úsek **železovskej priehlbiny** spolu s jednotkou **levicko-turovskej hrasti**.

Región stredoslovenských neovulkanitov predstavujú juhovýchodné časti jednotky **štiavnického stratovulkánu**.

Hranica sedimentárnej výplne komjatickej a železovskej priehlbiny sa zhoduje s výstupmi neovulkanitov štiavnického stratovulkánu na severe a severozápade.

Sedimentárnu výplň priehlbiny na západ od hronského zlomového systému (prebiehajúceho s.-j. smerom v oblasti toku Hrona) tvoria usadeniny strednobádenského až pliocénneho veku. S výnimkou odkryvov v oblasti Slovenskej brány sú pokryté kvartérom tvoreným terasovými akumuláciami a nivnými sedimentmi Hrona a sprašami.

Na východ od hronského zlomového systému je veková skladba sedimentov stredného miocénu podobná. Najstarším stupňom výplne je však spodný bádén nachádzajúci sa v juhovýchodnej časti regiónu.



Obr. 2 Regionálne geologické členenie regiónu a blízkeho okolia (podľa D. Vassa et al., 1988, zostavil A. Nagy, 1998)

V severnej časti v oblasti Drženíc sú sedimenty spodného a stredného bádenu v podloží produktov štiavnického stratovulkánu vrchnobádensko-sarmatského veku. Na nich ležia, resp. prstovite sa s nimi zastupujú usadeniny sarmatského veku. Tu v nadloží sarmatu, vyjmúc jediný biostratigraficky preukázateľný brakický vývoj spodného panónu vo vrte Bi-1, ležia sedimenty panónu výlučne v sladkovodnom vývoji a podieľajú sa

hlavne na sedimentárnej výplni Bátovskej pahorkatiny. Nad nimi ležia biostratigraficky nerozlíšiteľné usadeniny pravdepodobne pliocénneho veku.

Horniny štiavnického stratovulkánu neogénneho veku (báden-sarmat) v rámci študovaného územia reprezentujú okrajové časti stratovulkanickej stavby budovanej produktmi explozívnej a efuzívnej aktivity (pemzové tufy, ignimbrity, lávové prúdy a fácie epiklastických vulkanoklastických hornín).

Prevažnú väčšinu plochy mapovaného územia pokrývajú sedimenty kvartéru. Formovanie kvartéru sa začalo až ústupom subakvatických panví z tohto územia najneskôr na Hronskej nive – začiatkom alebo až v priebehu pliocénu. Pliocénny kontinentálny vývoj erodoval pôvodné povrchové polohy a vrstvy neogénu a vytvoril náplavové a terasové uloženiny Hrona.

## PREĤAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Územie v minulosti intenzívne geologicky skúmal a spracúval väčší počet autorov, špecialistov v oblasti litológie, stratigrafie, petrografie, hydrogeológie, geofyziky a ložiskovej geológie. Je súčasťou prehľadnej geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXI, list Nitra. Prehľad geologických výskumov do tohto obdobia je zhrnutý v textových vysvetlivkách k nej (Kuthan et al., 1963).

Geologickým výskumom predterciérneho podložia sa zaoberalo mnoho autorov. Medzi nimi Budaya a Špička (1963, 1967), Fusán et al. (1969, 1971,

1987), Vozár (1973) atď. Zhodne konštatovali, že ho buduje hlavne veporikum, jeho obal a viac alebo menej zachované trosky vyšších príkrovov. Najkomplexnejší prehľad prác a aktuálne zhodnotenie názorov na stavbu podložia je v práci Vozár et al. in Tkáčová a Kováčik et al. (1996).

Mapovacími prácami hornín sedimentárnej výplne miocénneho veku sa zaoberali Ivan (1960a, b, c), Vass (1965a), Vass a Gabčo (1964), Gabčo a Vass (1965), Marková a Vass (1969), Gabčo (1970), Brestenská (1970), Brestenská a Harman (1955), Brestenská et al. (1980), Brestenská et al. (1982), Priechodská in Vaškovský et al. (1979), Harčár a Priechodská (1988), Pristaš et al. (1980), Nagy in Kováč et al. (1997).

Sedimentárno-petrografickú problematiku riešili Marková (1966, 1967, 1970, in Vass et al., 1981), Marková in Marková a Vass (1969), Priechodská (1964, 1965, 1973, 1979, in Priechodská a Harčár, 1985) atď.

Problematikou biostratigrafie sa zaoberali Tejkal (1960a, b, 1963), Molčíková (1961, 1964), Lehotayová (1964, 1965a,b, 1966, 1968), Němejc (1963, 1967), Planderová (1963, 1964, 1965, 1966), Ondrejčíková (1968), Vass (1965b, c), Švagrovský (1965), Brestenská (1963a, b, 1964, 1965, 1969, 1971, 1973, 1975), Sitár (1964) atď.

Medzi významnejšie práce z oblasti štiavnického stratovulkánu patrí zostavenie geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 listu Nová Baňa a príľahlej časti listu Zlaté Moravce (Karolus et al., 1967). Odlišný pohľad na stavbu a vývoj vulkanizmu v oblasti Štiavnických vrchov predkladá Konečný in Burian et al. (1968). Konečný (1970), ktorý rozčlenil štiavnický stratovulkán na 5 vývojových etáp, definoval kalderu a vznik hrastovej štruktúry (hodrušsko-štiavnická hrast') v záverečnom období. Práce zaoberajúce sa mapovaním neovulkanitov zasahujúcich do študovaného územia urobili Karolus et al. (1977), Konečný a Lexa (in Brestenská et al., 1980), Konečný (in Brestenská et al., 1982 a in Pristaš et al., 1980).

Geologické mapovanie s cieľom zostavenia štruktúrnogeologickej schémy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1979), publikovanej ako Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1984), si vyžiadalo nové členenie neovulkanických komplexov. Základnú litostratigrafickú jednotku predstavuje formácia definovaná litologicko-petrografickým obsahom, hrúbkou, priestorovým rozšírením a stratigrafickou pozíciou. Nižšími jednotkami sú fácie (lávový prúd, lahar a pod.), prípadne komplex.

K určeniu stratigrafickej pozície formácií a komplexov okrem rádiometrických údajov v prácach Bagdasarjan et al. (1968), Konečný, Bagdasarjan a Vass (1969) a Repčok (1981) významným spôsobom prispeli práce Brestenská (1965), Karolus a Váňová (1973), Planderová et al. (1979), Konečný, Lexa a Planderová (1983).

Najnovšie základné geologické mapy z tohto regiónu zostavili Nagy et al. (1996) a Konečný et al. (1997).

Keďže na území sa vyskytujú bohaté vývery minerálnych vôd levickej žriedlovej línie, uskutočnil sa tu intenzívny hydrogeologický prieskum. Z množstva prác uvádzame Orvan (1962, 1969), Dvořák a Konopáč (1965), Franko, Gazda a Michalíček (1975), Melioris, Hyánková a Mucha (1976), Melioris (1979), Melioris a Vass (1982). Podrobný súhrn predchádzajúcich prác je v záverečnej správe z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Dudince – Santovka – Slatina (Melioris et al., 1986).

Geofyzikálne merania v mapovanom území urobili, resp. zhodnotili Ibrmajer a Mottlová (1960, 1963), Bárta (1960), Plančár et al. (1964), Fusán et al. (1969), Májovský a Rozkošný (1967), Mašina a Jelen (1963), Ďuratný et al. (1963), Šefara et al. (1976) atď. Súbor všetkých doterajších výsledkov geofyzikálnych prác je zhrnutý v záverečnej správe Tkáča et al. (in Nagy et al., 1998).

Interpretáciu morfológicko-tektonických štruktúr podložia vo vzťahu k neogénemu vulkanizmu urobili Konečný, Šefara a Zbořil (1973) a Konečný, Lexa a Šefara (1978). K pochopeniu stavby vulkanického komplexu a jeho vzťahu k štruktúram podložia prispela séria štruktúrnych vrtov a geofyzikálnych prác (gravimetria, magnetika). Výsledky sú zhrnuté v prácach Karolus, Fusán a Konečný (1979), Karolus, Karolusová a Hojstričová (1972).

Výskumom kvartéru sa zaoberali Pristaš et al. (1980), Brestenská et al. (1980), Brestenská et al. (1982), Halouzka (1982).

Najnovší výskum kvartéru na území regiónu v mierke 1 : 25 000 urobil Halouzka (in Nagy et al., 1996).

## OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY ÚZEMIA

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú horniny predterciérneho podložia, sedimentárna výplň a neovulkanity miocénneho veku a uloženiny kvartéru.

Predterciérne podložie podľa Vozára et al. in Tkáčová a Kováčik et al. (1996) v severozápadnej časti územia tvorí malužinské súvrstvie permského veku patriace k chočskému príkrovu **hronika**. Oblasť juhovýchodne od spojnice Podlužany – Bátovce tvoria mezozoické horniny **silicika**, spod ktorých sa vynárajú horniny **hronika**. Najjužnejšie okraje od Želiezoviec po Šahy budujú kryštalické horniny a obal južného veporika. V oblasti juhozápadne od Želiezoviec predterciérne podložie tvoria iba karbonatické horniny obalu južného veporika, pravdepodobne prislúchajúce k tuhárskemu vývoju. Charakteristickou črtou predterciérneho podložia podunajskej panvy je príkrovová stavba a sústava transformných zlomov sv.-jz. smeru.



Najstaršie horniny neogénnej výplne na mapovanom území sa nachádzajú v **železovskej priehlbine**. Sú spodnomiocénneho, presnejšie karpatského veku a zistili sa vrtní v oblasti Preselían nad Ipľom. Nad nimi ležia usadeniny spodnobádenského veku vyskytujúce sa v oblasti Dolných Semeroviec a Železoviec. Na báze sú vyvinuté hruboklastické konglomeráty, svojím petrografickým zložením kopírujúce podložie. Smerom do nadložja sa usadeniny zjemňujú. Aj horniny strednobádenského veku v železovskej priehlbine, vystupujúce v nadloží spodnobádenských sedimentov, sa smerom do nadložja zjemňujú a objavujú sa pelitické horniny, striedajúce sa s hrubozrnnými pieskami a konglomerátmi. Nad nimi sú vyvinuté sedimenty vrchného bádenu podobného litologického zloženia, viac sú však zastúpené ílovito-piesčité sedimenty. V oblasti **komjatickej priehlbiny**, priamo na predterciálnom podloží, ležia hrubozrnné usadeniny spodného a stredného bádenu s rovnakou litologickou náplňou ako v železovskej priehlbine.

Horniny neogénneho vulkanizmu predstavujú produkty **štiavnického stratovulkánu** vybudovaného v priebehu explozívno-efúzívnej aktivity počas bádenu a sarmatu. Rozsiahly štiavnický stratovulkán definovaný Konečným (1970) má priemer cca 50 km a centrum v oblasti Banskej Štiavnice. Na mapovanom území ho predstavujú produkty proximálnej a distálnej zóny v jeho južnom a juhovýchodnom sektore (Konečný a Lexa, 1984), kde sa stratovulkán vyvíjal aj v morskom prostredí.

Štiavnický stratovulkán v rámci mapovaného územia reprezentujú horninové komplexy *spodnej stratovulkanickej stavby* bádenského veku. Spodnú stratovulkanickú stavbu tvoria lávové prúdy pyroxenických andezitov ( $\pm$  amfibol), extrúzie a vulkanoklastiká, ktoré sú prevažne v epiklastickom vývoji.

Do lávových prúdov intrudujú dajky dioritových a granodioritových porfýrov *tatiarskeho intruzívneho komplexu*. V juhovýchodnej časti regiónu sa nachádzajú aj vulkanikosedimentárne produkty *sebechlebskej formácie*, tvorené tufitickými pieskovecami, ílovcami a redeponovanými tufmi.

*Vrchnú stratovulkanickú stavbu* sarmatského veku reprezentujú produkty explozívno-efúzívneho pyroxenického andezitového vulkanizmu ( $\pm$  amfibol,  $\pm$  biotit) a extruzívne telesá ryolitov, rozčlenené na nasledujúce litostratigrafické jednotky:

*Komplex Humenica* predstavujú pyroxenické a leukokratiné sklovité pyroxenické andezity a vulkanoklastické horniny. Je uložený bezprostredne v nadloží spodnej stratovulkanickej stavby na jv. okrajoch štiavnického stratovulkánu.

V okolí obce Hontianske Trst'any sú rozšírené produkty explozívnej aktivity tvoriace uloženiny pemzových tufov a epiklastických pieskovcov, predstavujúce ladzianske súvrstvie.

Severne od obce Majere sú zachované pemzové tufy bielokamenského súvrstvia.

V oblasti severne od Pukanca sú lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu ( $\pm$  biotit) *sitnianskeho efúzívneho komplexu*.

Na južných svahoch stratovulkánu sú rozšírené produkty *bad'anskej formácie*, reprezentované v spodnej časti redeponovanými pemzovými tufmi a vyššie lávovými prúdmi sklovitých pyroxenických andezitov, sprevádzaných vznikom hyaloklastitových brekcií. Ďalej smerom do centra panvy prevládajú piesčité a pelitické sedimenty s tufitickou prímесou, vzniknuté v podmienkach deltovej sedimentácie.

Vyššou stratigrafickou jednotkou je *drastvickej formácia* (produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom), ktorá je v podobe ignimbritov – slabo zváraných až nezávaných tufov – uložená na jv. svahoch stratovulkánu (svahy s. od Čajkova a v oblasti Jablňoviec). V nadloží sú uložené lávové prúdy *priesilského komplexu*, reprezentované amfibolicko-pyroxenickými andezitmi. V dôsledku kontaktu s vodným prostredím v jz. časti stratovulkanického svahu sú lávové prúdy zbrekčovatené, nadobúdajú sklovitý charakter a sprevádza ich vývoj hyaloklastitových brekcií, redeponovaných hyaloklastitov a uloženín epiklastických facií. V nižších úrovniach komplexu sú uložené súvrstvia redeponovaných pemzových tufov. Na jz. okrajoch stratovulkánu sú relikticky plytkovodných sedimentov spodného sarmatu, situované vo vrchných úrovniach drastvickej formácie, eventuálne vo vulkanickosedimentárnom komplexe synchronného vývoja s efúziami láv priesilského komplexu.

Záver vulkanickej aktivity predstavujú sporadické telesá bazaltoidných andezitov až bazaltov (sz. od Novej Bane, sv. od Malej Lehoty, už mimo mapovaného územia) a v oblasti Kozmálovských vrškov.

Vo vrtoch GK-6 (Karolus et al., 1971), GK-12 (Karolus et al., 1970a) ležia na predneogénnom podloží produkty erupzívnej činnosti neovulkanitov vrchnobádensko-sarmatského veku. Ide predovšetkým o lávové prúdy rôznych variet andezitov vylievajúcich sa nezriedka do vodného prostredia, kde v dôsledku kontaktu s vodou podliehali brekciácii a prebiehal sklovitý vývoj základnej hmoty. Prítomné sú aj pemzové tufy predstavujúce explozívny vulkanizmus, hlavne v počiatočnom období sarmatu (Konečný in Brestenská et al., 1982).

Juhovýchodné okraje mapovaného územia budujú polohy epiklastických pieskocov, zlepenčov a laharových brekcií, ktoré sú produktom explozívno-efúzívnej aktivity pyroxenických a amfibolicko-hyperstenických andezitov sebeckeľskej formácie.

V období sarmatu sa na okraji vynorených častí stredoslovenských neovulkanitov usadzovali hrubodetritické, piesčité a pelitické horniny s hojným redeponovaným vulkanickým materiálom, s vložkami tufitov, tufitických pieskocov a vzácné aj s polohami diatomitov a organodetritických vápencov. Celkovo sedimentáciu tejto periférnej oblasti štiavnického stratovulkánu ovplyvnili produkty staršej, ale aj súčasnej vulkanickej činnosti.

Sedimenty panónskeho veku budujú celú západnú časť mapovaného územia a reprezentujú ich pelity a piesky rôznej zrnitosti. Na severovýchod od Novej Dediny sú usadeniny panónu vyvinuté v sladkovodnom vývoji vo fácií pieskov, ale najmä ílov s polohami uhoľných ílov a uhlia.

Počas obdobia pontu až pliocénu sa usadili íly, piesky a sporadicky aj štrky. Severne od Kozároviec sa vyskytujú hrubodetritické produkty pliocénnej delty Hrona. Severne od Mýtnych Ludian sú travertínové kopy, pravdepodobne tiež pliocénneho veku.

Kvartérne sedimenty reprezentujú fluvialne štrky, proluvialne hliny, deluvialno-fluvialne sedimenty, svahoviny a zvetraninové pokryvy plochých vrcholov. Medzi Levicami a Santovkou vystupujú aj sporadické telesá travertínov a penovcov.

# CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

Územie zobrazené na regionálnej geologickej mape v podloží kvartérnych uloženín budujú predneogénne útvary, sedimentárne, vulkanogénne a vulkanicokosedimentárne horniny bádenského až sarmatského veku, usadeniny panónu a pontu–pliocénu.

## Predterciérne podložie

O podložných predneogénnych horninách máme údaje z hlbokých štruktúrnych vrtov PKŠ-1, GK-6, ŠV-8, HGŽ-3 a z plytkých vrtov a povrchových odkryvov v oblasti levickej žriedlovej línie (Melioris a Vass, 1982), ako aj z hlbokých vrtov GK-10, GK-12, Pl-1 a P-4, už mimo mapovaného územia.

V povrchových odkryvoch v oblasti levickej žriedlovej línie mezozoikum predterciérneho podložia vystupuje na povrch v podobe „ostrovov“ uprostred sedimentov a vulkanosedimentov neogénu. Dosiaľ rôzni autori kartograficky znázornili 18 „ostrovov“ (obr. 3).

V súčasnosti sa v teréne nepodarilo potvrdiť výskyt „ostrovov“ č. 4, 9, 10 (na povrch v oblasti výskytu vystupovali len sedimenty neogénu), č. 16 – kúpalisko Ilona – a č. 17 – kúpalisko Margita (odkryté umelo; Ivan, 1952) a č. 18 (bývalý lom je úplne zasypaný). Podrobné údaje o kartografickom vymedzení a histórii výskumov uvádza Havrila (in Konečný et al., 1997).

Z vnútorných Západných Karpát na mapovanom území je vymedzené len **sili-cikum** (Mello, 1979). Centrálné Západné Karpaty zastupuje chočský príkrov **hronika** a **južné veporikum** (Vozárová a Vozár, 1988).

## 116 Južné veporikum

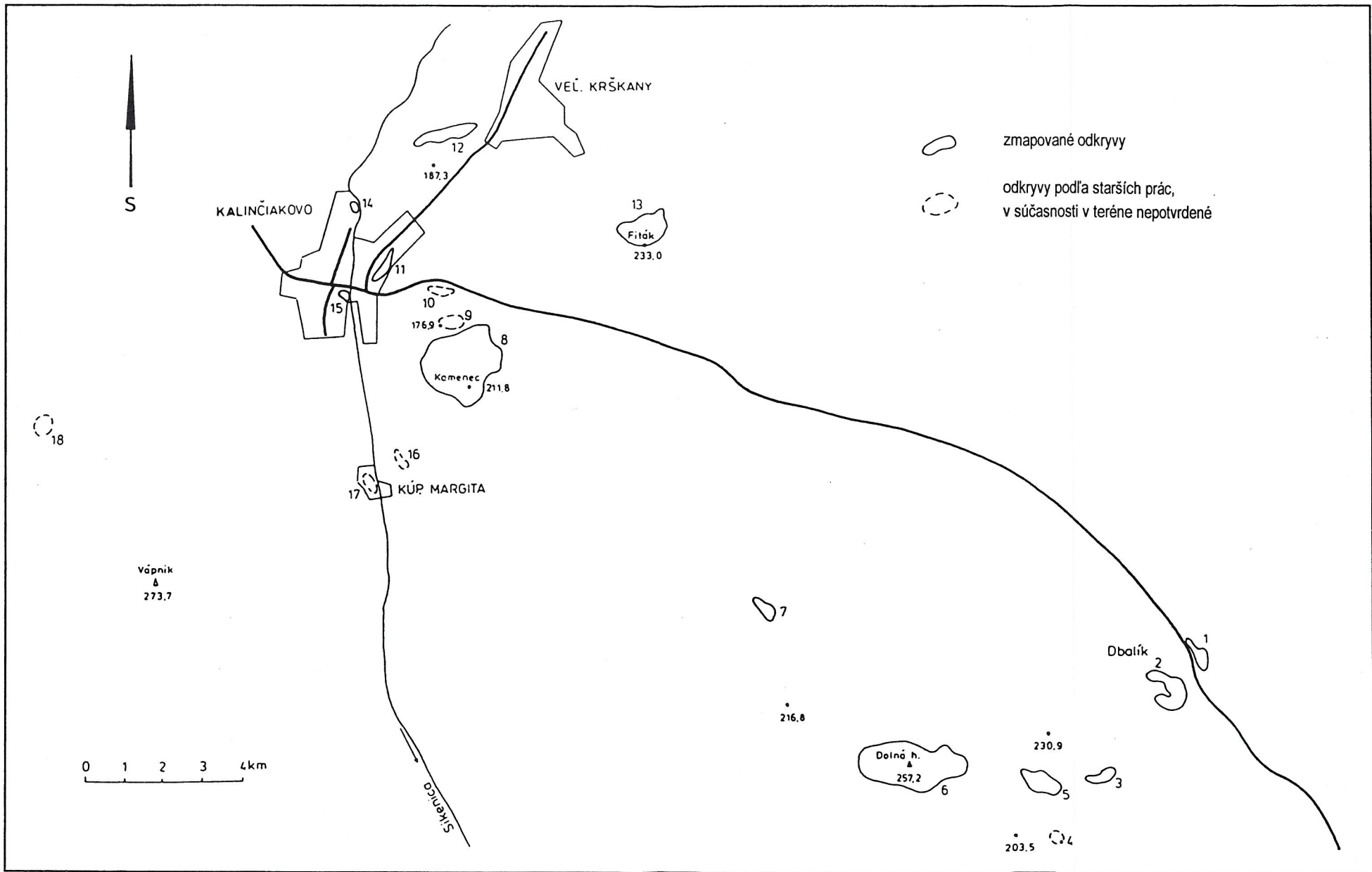
## 115 Staršie paleozoikum

Južné veporikum buduje podložie v j. a jv. časti regiónu. Je zastúpené kryštalinikom, ktoré korelujeme s litostratigrafickými jednotkami, resp. komplexmi, vymedzenými Bezákom (1982) v kohútskej zóne a sedimentárnymi horninami jeho obalu.

Horniny staršieho paleozoika tvoria prevažne metamorfity. Najúplnejší profil prevrtal vrt ŠV-8 pri Dolných Semerovciach od 932,6 m až po 1 203, 6 m (Vass et al., 1981).

Litostratigrafická kolónka predercierneho podložia (zostavili M. Havrila a J. Vozár, 1998)

STRATIGRAFIA		VEPORIKUM	HRONIKUM	SILICKUM	
<b>HORNINOVÁ CHARAKTERISTIKA</b>					
<b>MEZOZOIKUM</b>	<b>TRIAS</b>	RĚT	<b>hlavný dolomit</b>		
		NORIK		dachsteinské vápence:	
		KARN		organogénne vápence	
		LADIN		lunzké vrstvy: pieskovce, bridlice	westersteinské vápence:
				partnašské súvrstvie: vápence, fľovité bridlice	drobnozrné biele vápence
		ANIS		zámostské súvrstvie, reifľinské vápence: vápence s rohovcami	
		SKÝT		ľužňanské súvrstvie: kremiité pieskovce, bridlice, konglomeráty	<b>pieskovce, fľovce</b>
<b>PALEOZOIKUM</b>	PERM	rimavské súvrstvie: pieskovce, fľyhtické bridlice, konglomeráty	malužinské súvrstvie: arkózové pieskovce, červenofľalové bridlice		
	KARBÓN		fľovito-piescité bridlice, drobové pieskovce		
	STARŠIE PALEOZ.	grafiticko-kalciticko-sericitické fľyhty, kvarcity			



Obr. 3 Rozmiestnenie „ostrovov“ predterciérneho podložia (podľa Havrilu, 1997, zostavil Nagy, 1997)

Zdola nahor sú prevrtané sivé grafiticko-kalciticko-sericitické, detailne prevrášnené fylity s náznakmi pôvodného zvrstvenia, reprezentovaného striedaním vrstvičiek kremeňa a sľudy. Nad nimi sú sericiticko-kremité a kalciticko-chloritické fylity s výrazným zbridlíchnatením, jemnozrnné kvarcitty svetlej sivozelenej a zelenosivej farby a albiticko-epidotické amfiboly vzniknuté premenou vo vrchnej časti fácie zelených bridlíc z diabasov a ich tufov. V nadloží je súvrstvie chloritických a sericiticko-chloritických fylitov s polohami sericiticko-kremitých fylitov a epidotických amfibolov. V súvrství prevládajú chloritické a sericiticko-chloritické fylity sivozelenej farby s nedokonalou bridličnatosťou (Reichwalder in Vass et al., 1981).

Na základe poznania uvedených hornín nie je vylúčená ani iná stratigrafická príslušnosť, a to vrchný kARBÓN južného veporika, t. j. slatvinské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1982). Vzhľadom na pokrytie nadložnými horninami nie je možné vyjadriť sa k presnejšiemu zaradeniu jednoznačne, a preto horniny opísané v stratigrafickej kolónke sú zahrnuté pod staršie paleozoikum vcelku.

#### 114 Perm – rimavské súvrstvie

Sedimenty permu, na rozdiel od uvedených hornín staršieho paleozoika, vystupujú na povrch v južnej časti turovsko-levickej hrasti, medzi Hornými Turovcami a Slatinou. Boli zastihnuté aj niekoľkými plytkými vrtmi (Nemčok, 1956). Najúplnejší profil sedimentov permu v oblasti znázornenej na regionálnej geologickej mape, spracovaný Vozárovou (in Vass et al., 1981), poskytol opäť vrt ŠV-8, kde boli prevrtané v intervale 688,0–932,6 m.

Spodnú časť sedimentov permského veku tvorí striedanie sericitických fylitických bridlíc svetlej až tmavosivej farby so sericitom a vyvalcovanými sulfidmi na plochách bridličnatosti s drobovými bridličnatými pieskovecami až piesčitými fylitmi. Svetlé variety pieskovecov zodpovedajú muskovitickým metakvarцитom. Horniny, kde sa striedajú kremité vrstvičky s vrstvičkami muskovitu a grafitu, zodpovedajú grafiticko-muskovitickému metakvarcitu. Ojedinele sa vyskytujú drobnozrnné konglomeráty s vyvalcovanými obličkami kremeňa, resp. kremeňa.

Vrchnú časť tvoria kremité konglomeráty sivej farby. Prevládajú obliaky kremeňa s priemerom 1–8 cm, často vyvalcované. Podobné zlepence vystupujú v obci Horné Turovce a jej okolí, mimo mapovaného územia. V jedinom povrchovom výskyte a v širšom okolí obce Slatina sú odkryté sivé, zelenosivé, miestami červené až fialové bridlice.

Pôvodné piesky, prachy a kremité zlepence permského veku boli dynamo-metamorfované. Nezistili sa v nich organické zvyšky a ich zaradenie k obalu juž-

ného veporika mladopaleozoického veku sa urobilo na základe litologickej korelácie. Popri predpokladanom veku nemožno úplne vylúčiť ani vrchnokarbónsky vek (Vozárová, l. c.). Podľa Vozárovej a Vozára (1982) opísané horniny zodpovedajú *rimavskému súvrstviu* revúckej skupiny.

## Trias

### Spodný trias

#### 113 *lúžňanské súvrstvie*

Iba vo vrte ŠV-8 boli v intervale 542,0–688,0 m prevrátané horniny spodnotriasového veku, ktoré nevystupujú na povrch. Báza triasu je vedená konvencionalne nad súvrstviem kremitých konglomerátov. Fejdiová (1968) ani Vozárová (in Vass et al., 1981) však nevyklúčujú, že drobové pieskovce v ich nadloží patria ešte k permu.

Usadeniny spodného triasu vo vrte ŠV-8 predstavujú niekoľko litotypov. Spodnú časť súvrstvia tvoria sivé drobové bridličnaté hrubozrnné pieskovce s polohami sivobielych kremitých pieskocov. Prítomné sú aj svetlosivé, zle triedené arkózové pieskovce až arkózy, nevýrazne bridličnaté a sericitické fylitické bridlice pestrých farieb s polohami pieskocov. Náplň súvrstvia dopĺňajú horniny podobné kremencom, tvoriace tenké lavice uprostred pieskocov a bridlíc. Vrchnú časť sedimentov spodnotriasového veku tvoria kremité konglomeráty až brekcie, ktoré sa striedajú s fialovo sfarbenými pieskocami.

Na turovsko-levickej hrasti v okolí Horných Turoviac (mimo mapovaného územia) vystupujú na povrch kremence a kremité bridlice. Kremence sú sivé, drobno- až strednozrnné, sericitické, vrstvovité, na vrstvových plochách so šupinkami muskovitu a sericitu. Kremence majú občas jemnú vrstvovitosť a prechádzajú až do kremitých sericitických bridlíc tmavosivej a sivozelenej farby. Vrstvičky sú detailne prevrásnené. V bridliciach je menej kremenných izometrických zrníčok kremeňa ako v kremencoch (Vass in Pristaš et al., 1980). Pôvodné sedimenty triasu – piesky, prachy, íly, ale aj zlepenca až brekcie – boli dynamometamorfované. Podobne ako permské horniny neobsahujú organické zvyšky a k obalu južného veporika boli priradené na základe podobnosti litologickej náplne. Podľa Fejdiovej (1980) opísané horniny svojou náplňou zodpovedajú *lúžňanskému súvrstviu*.

#### 112 Hronikum

Najstarším členom vrstvového sledu hronika, ktorý nevystupuje na povrch, je súvrstvie karbónskeho veku, zachytené vrtom GK-12 sz. od obce Devičany,



mimo územia znázorneného na regionálnej geologickej mape. Vrt prevtál nepravú hrúbku sedimentov v hĺbkovom intervale od 929 m do 1 200 m. Skutočná hrúbka je cca 270 m. Súvrstvie vyhodnotil Vozár (1973) a Vass (in Melioris a Vass, 1982) ho označil ako karbón chočského typu. Tvorí ho striedanie drobových pieskovcov a ílovito-piesčitých bridlíc s bituminóznou prímiesou. Mohlo by ísť o nižnobocianske súvrstvie, ale z dôvodu nedostatku iných údajov horniny karbónskeho veku zahrňame pod hronikum vcelku.

### 111 Perm – *malužinské súvrstvie* (ostr. č. 7)

Podložie severozápadnej časti územia, zhruba od spojnice Ondrejovce – Levice – Bátovce, v zmysle Vozára et al. (in Tkáčová a Kováčik et al., 1996), ale sčasti aj podľa starších autorov (Fusán et al., 1987), buduje *malužinské súvrstvie* chočského príkrovu. Je permského veku a patrí k najvrchnejšej jednotke centrálnych Západných Karpát – hroniku. Súvrstvie tvoria pestrofarebné ílovité, ílovito-sericitické, piesčité a piesčito-drobové bridlice, ktoré sa striedajú s kremitými a drobovými pieskovcami, miestami s vulkanickým materiálom. Vyskytujú sa aj polohy zelených drobnozrnných masívnych melafýrov (Vozár in Karolus et al., 1971, 1975). Na základe doterajších údajov a priebehu celkových štruktúr vymedzenej jednotky hronika ho korelujeme s povrchovými výskytmi v oblasti Tribeča a Hornonitrianskej kotliny.

Horniny, ktoré sem zaraďujeme, vystupujú v sutine na poli pri Malom Kiari južne od Čankova, odkiaľ ich uvádza Biely (1965). Nevylúčil ich príslušnosť k permu a k melafýrovej sérii a zaradil ich k chočsko-gemeridnej sérii. Litolicky ich Biely (l. c.) charakterizoval ako značne zvetranú sutinu, v ktorej sú hrdzavožlté drobné arkóзовé pieskovce a do hrdzava zvetrávajúce ílovité bridlice. Len v málo úlomkoch možno vidieť pôvodnú červenofialovú farbu. Je to súvrstvie klastických, nevytriedených hornín. Bridlice i pieskovce sú sľudnaté, slabo metamorfované. Nápadný je hodvábný lesk bridlíc. Súvrstvie môže byť zaradené aj do spodného triasu.

Perm s melafýrmi zastihnutý vrtmi GK-6 Rybník (v hĺbke 514,6 m) a GK-12 Žuhračka pri Gondove a vyhodnotený Vozárom (1973) označil Vass (in Melioris a Vass, 1982) za chočský typ.

Na základe jeho vystupovania v podloží chočský príkrov s melafýrmi potvrdil aj Fusán (1979).

## Trias

### Stredný trias

110 ilýr–stredný fasan, *zámostské súvrstvie*, reiflinské vápence (ostr. č. 3)

109 longobard–kordevol, *partnašské súvrstvie* (ostr. č. 1, 2, 5)

Zámostské a partnašské súvrstvie sa v minulosti od seba neodlišovali. Pravdepodobne prvé známe údaje o nich pochádzajú od Otta (1858), ktorý spomína tmavé triasové vápence. Neskôr sa komplex týchto tmavých vápencov stotožňoval s gutensteinskými vápencami (Ivan, 1952, 1957, 1960a; Maheľ, 1952). Biely (1965) toto súvrstvie zjavne rozdelil na dve súvrstvia. Zároveň celý komplex prvý priradil k tektonickej jednotke, a to k chočsko-gemeridnej jednotke.

Biely (1965) tu prvýkrát uplatnil termín reiflinské vápence, pričom ním označil spodnú časť komplexu tmavých vápencov, t. j. rohovcové vápence a podmienene ich označil za reiflinské vápence. Vápence sú hrubovrstvovité, s hladkým povrchom a sivou patinou, sú v nich riedko roztrúsené hľuzy sivých rohovcov. Vápenec sa javí ako mikrit s drobnozrnnou základnou hmotou preťatou žilkami kalcitu a bez fosílií. Vápence sú tmavosivé, bituminózne, jemnozrnné, vrstvomité, so zvlnenými vrstvomíťmi plochami a s hľuzami čiernych rohovcov. Na základe litológie a stratigrafie treba pripustiť možnosť, že ide skôr o *zámostské súvrstvie*. Z reiflinských vápencov zo vzoriek Bieleho Pevný (ústna informácia) v roku 1977 určil doteraz nepublikované spoločenstvo konodontov stratigrafického rozpätia vrchný pelsón–stredný fasan: *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. excelsa* (MOSHER), *G. cornuta* (BUDUROV et STEFANOV) a *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE). Okrem toho identifikoval zle zachované schránky ostrakód a foraminifer. Z rohovcových vápencov, javiacich sa podľa Bieleho a Papšovej (1983) ako podložie bridlíc s polohami vápencov (rozumej partnašské súvrstvie), autori opísali *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), indikujúcu vek pelsón–longobard. Na základe toho je podľa nich ich korelácia s reiflinskými vápencami najpravdepodobnejšia.

Z ostrovčeka č. 3 sa nám podarilo získať spoločenstvo konodontov stratigrafického rozsahu ilýr–stredný fasan, určené Havrilom a Pevným: *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. balkanica* (BUDUROV et STEFANOV), *G. sp.*, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL).

Termín *partnašské súvrstvie* prvýkrát použil Vass (in Melioris a Vass, 1982) na základe ústneho oznámenia Bieleho (1978).

Možno sem zaradiť súvrstvie, ktoré prvýkrát výstižne opísal Maheľ (1952). Tvoria ho lavicovité, miestami masívne vápence tmavosivej i svetlosivej farby,

najčastejšie s väčšími i menšími tmavými škvrnami. Vápence sú miestami (odkryv pri Novom majeri) skrasovatené. Vo vrchnejších polohách sú v nich vločky slienitých šedivých bridlíc, prechádzajúcich do žltkastých bridlíc a slienitých vápencov. Mahel' et al. (1967) však toto súvrstvie porovnávali s aniským súvrstviem vystupujúcim hlavne pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a zaradili ho k severogemeridnej jednotke.

Možno sem zaradiť aj vrchnú časť komplexu tmavých vápencov. Biely (1965) ju charakterizoval ako tmavé ílovité a slienité bridlice, ktoré porovnával s lunzkými, resp. s raibelskými vrstvami. Podrobnejšie ide o sivé, do žltohneda zvetrávajúce slienité a ílovito-slienité bridlice s bridličnatou a miskovitou odlučnosťou. Vo výbruse sa javí bridlica ako pelitomorfna masa, druhotne zakalená do hnedá. V bridličnatých horninách sa vyskytujú aj polohy tmavosivých až čiernych celistvých zvrstvených vápencov. Vo výbruse majú ráz mikritov bez určiteľných fosílií, s drobnými úlomkami organizmov (Biely, 1965).

Vápence tohto súvrstvia tvoriace polohy v brdliciach sú zreteľne odlišné od podložného súvrstvia. Sú jemnozrnnejšie, spravidla svetlejšie, výrazne slienité, dolomitizované a zjavne obsahujú voľne rozptýlený organodetrit (detrit krinoidov). Nápadným znakom je aj svetlosivá patina a „škvritosť“, ba až hľuznatosť, vzniknutá premiešaním bahna pri sklzoch počas sedimentácie. Tmavosivé slienité bridlice tvoriace podstatnú masu súvrstvia, vetrajúce do sivožlta, sú na organodetrit úplne sterilné.

Z tohto súvrstvia uvádzajú Biely a Papšová (1983) konodonty a holotúrie, indikujúce longobardsko-kordevolský vek: *Gladigondolella malayensis malayensis* NOGAMI, *Gl. cf. tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella cf. foliata* (BUDUROV), *G. div. sp.*, *Metapolygnathus mostleri* (KOZUR), *M. cf. diebeli* (KOZUR et MOSTLER), *M. sp.*, *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Hindeodella spengleri* (HUCKRIEDE), *Neohindeodella sp.*, *Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK et CANNIS-BRILL, *Priscopedatus sp.*

Papšová (1984) doplnila asociáciu konodontov z lokality Nový dvor o *Metapolygnathus cf. diebeli* (KOZUR et MOSTLER) a *Gondolella aff. foliata foliata* (BUDUROV). Doplnila aj zoznam fauny lokality Dbalík o *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV). *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV) sa vyskytuje až od vrchného longobardu a *Metapolygnathus cf. diebeli* (KOZUR et MOSTLER) len v kordevole, ale vzhľadom na to, že nám nie je celkom jasná superpozícia vzoriek Bieleho a Papšovej (1983), nemožno sa vyjadriť, či tento fakt ovplyvňuje stratigrafické rozpätie fácie. Možno len povedať, že najvyššie dve odobrané vzorky zo súvrstvia ílovitých a slienitých bridlíc s polohami vápencov sú už kordevolské.

Z ostrova č. 2 sa nám podarilo potvrdiť výskyt druhu *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV).

## Vrchný trias

### 108 vrchný jul–spodný tuval, *lunzké vrstvy* (v. časť ostr. č. 6)

Prvá zmienka o tomto súvrství pravdepodobne pochádza od Ivana (1960), ktorý uvádza, že v okolí Dolnej hory (kóta 265 m) sa nachádzajú veľmi malé východy sivých pieskovecov a bridlíc, ktoré podľa neho pravdepodobne patria k verfénu. Podľa tohto strohého litologického opisu a neistej lokalizácie možno usudzovať, že ide skôr o lunzké vrstvy, ktoré z východnejšej časti ostrovčeka na Dolnej hore (265 m) uvádzajú Biely (1965), Vass (in Melioris a Vass, 1982) a Biely a Papšová (1983).

Biely (1965) ich charakterizuje ako tmavosivé a čierne ílovité bridlice s vložkami olivovozelených, často zvetraných drobnozrnných pieskovecov. Bridlice vetrajú do žltosiva.

Napriek tomu, že opísané litostratigrafické jednotky vystupujú v izolovaných ostrovčekoch a nevytvárajú tak na povrchu súvislý vrstvomý sled, je veľmi pravdepodobné, že tu aspoň vo východnej časti ide o súvislý vrstvomý sled.

### 107 hlavný dolomit (z. časť ostr. č. 6)

Dolomity bez ich stratigrafického zaradenia uvádza už Ivan (1952, 1957, 1960) a Maheľ (1952). Zaberajú podstatnú časť ostrova na Dolnej hore (265 m). Podľa Bieleho (1965) sú masívne i vrstvomité, celistvé alebo jemnozrnné. Miestami sú premenené na rauvaky. Uprostred dolomitov je tenká poloha tmavosivých, v zvetranom stave hnedastých, dobre zvrstvených organodetrítických a lumachelových vápencov. V dolomitoch sa vyskytuje i bieložltý pelitomorfny vápenec.

Dolomity sú svetlosivé až tmavosivé (bitumunózne), variabilnej zrnitosti. Môžeme potvrdiť aj výskyt tmavosivých mikrokryštalických vápencov sterilných na organodetrít v západnej časti ostrova, ktorých vzťah k dolomitom je nejasný.

### 106 Silicikum

Podložie strednej časti mapovaného územia tvoria karbonáty a bridlice spodnotriasového veku, reprezentujúce **silicikum** (Vozár et al. in Tkáčová a Kováčik et al., 1996). Horninová náplň v hĺbke podľa údajov z vrtnu GK-10 vo východnej časti územia tvoria v spodnej časti pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice a bridličnaté drobové pieskovce. Nad nimi sa objavujú polohy anhydritov a anhydritovo-ílovitých brekcií. Vyššie opäť pribúdajú bridlice a v najvyšších častiach aj vápence a dolomitické vápence (Vozár, 1973).

Podľa údajov z vrtu P-4 (Pozba), ku ktorému je vedený geologický profil 7 – 8, podložie v západnej časti územia tvoria celistvé sivé až čierne dolomity, hrubé cca 500 m (Biela, 1978).

## Trias

### Stredný trias

#### 105 ladin – wettersteinské vápence (ostr. č. 11, 12, 14, 15)

Termín prvýkrát použil Ivan (1952, 1960). Litologicky podľa Bieleho (1965) sú to masívne svetlosivé až biele drobnozrné vápence, zriedka celistvé, evinospongiové alebo slabo brekciovité. Na navetraných plochách je makroskopicky viditeľný organodetritický charakter hornín, dostatočne dobre pozorovateľný aj v mikroskope. Horniny možno označiť ako biosparity, v niektorých polohách ako riasové sparity. Okrem rias sú vo výbruse viditeľné úlomky lastúrnikov, brachiopód a foraminifer i krinoidov. Bystrický z nich určil *Teutloporella herculea* STOPP. Vápence preto možno označiť ako wettersteinské a pričleniť ich k ladinu. V Krškanoch sa vápence zistili aj plytkým vrtom v podloží terciéru.

Na základe tohto opisu možno konštatovať, že wettersteinské vápence v levických ostrovoch sú zastúpené lagunárnou i rifovou faciou. Dobré odkryvy sa nachádzajú v ostrovčeku č. 12, kde vystupujú masívne vápence, nápadne prestúpené cementmi (evinospongiami).

### Vrchný trias

#### 104 karn–norik – dachsteinské vápence (ostr. č. 8, 13, 16, 17, 18)

Termín prvýkrát použil Biely (1965), ktorý ich charakterizoval ako biele a svetlosivé, žltkavé i sivé vápence, zväčša hrubolavicovité až masívne. Zriedkavejšie sa v nich vyskytujú ružovkasté nepravidelné hniezdovité polohy alebo tmavé škvrnité vápence, miestami aj slabo brekciovité. Sú celistvé alebo drobnozrné, len v niektorých polohách zreteľnejšie organodetritické. V bielych celistvých vápencoch sa na plochách odlučnosti zriedka vyskytujú jemné zelenkavé alebo ružové ílovité povlaky. Povrch vápencov je hladký, v organodetritických polohách s vyvetranými zvyškami organizmov. Vo vápencoch sú pomerne zriedkavé polohy alebo hniezda dolomitov, javiace sa ako biomikrity. V jemnokryštalickej karbonátovej hmote sú rozptýlené drobné rekryštalizované úlomky organizmov, z ktorých možno rozoznať foraminifery, koraly, lastúrniky a drobné dasykladacey. Škvrnité sivé vápence majú základnú hmotu viac rekryštalizovanú,

zrnitejšiu a okrem organických zvyškov sú tu rozptýlené aj drobné intraklasty karbonátov. Pripomínajú vápence dachsteinského typu; nasvedčujú tomu aj zvyšky megalodontov.

Kolosvary (1966) zo vzoriek Bieleho z mezozoika kameňolomu pri Kalinčiakove určil *Myriophyllia* cf. *muensteri* VOLZ.

Výskyty koralových trsov môžeme potvrdiť z oblasti záhradkárskej osady sz. od k. Kamenec (211,8 m), kde boli odkryté pri stavebných prácach. Makroskopicky však tento výskyt možno zaradiť skôr k wettersteinským vápencom. Z materiálu Maheľa, odobraného v roku 1965 nad lomom pri Kalinčiakove, Havrila v súčasnosti identifikoval ťažko určiteľné prierezy brachiopód. O ich určenie sa pokúsil Pevný, ktorý ich podmiennečne zaradil k rodom *Cruratula*, „*Retzia*“ a „*Spirigera*“, indikujúcim rozpätie ladin–karn.

Metamorfne postihnutie týchto vápencov – rekryštalizácia, novovzniknuté minerály – sludy – je zreteľné v starých ťažobných jamách na kóte Fiták.

Všetky doteraz identifikované litostratigrafické jednotky vystupujúce na povrch v levických ostrovoch aj v podloží možno bez väčších ťažkostí zaradiť do **hronika**. Niektoré z týchto litostratigrafických jednotiek poznáme v Západných Karpatoch dokonca len z hronika (nižnocianske súvrstvie, malužinské súvrstvie a partnašské súvrstvie). Iné sú preň typické (lunzké vrstvy) a pri korelácii s inými tektonickými jednotkami (**silicikom**) sa považujú za identifikačné.

Ako už konštatoval Biely (1965), všetky lokality levických ostrovov možno rozdeliť na dve skupiny – pruhy. Severný pruh (ostrovy č. 8, 11–18) budujú wettersteinské a dachsteinské vápence, t. j. fácie karbonátovej plošiny so stratigrafickým rozpätím ladin–karn a južný pruh (ostrovy č. 1–3, 5, 6) budujú panvové fácie so stratigrafickým rozpätím ilýr–jul, t. j. reiflinské vápence, prípadne zámostské súvrstvie, partnašské súvrstvie a lunzké vrstvy v ich nadloží s hlavnými dolomitmi karnu–norika. Výskyty severného pruhu možno na základe zastúpených facií zaradiť do hronika alebo do južnejších vývojov. Výskyty južného pruhu možno na základe zastúpených facií jednoznačne zaradiť do hronika – bielovážskej faciálnej oblasti. O afinite tejto sukcesie k bielovážskej sérii uvažoval už Biely (1965).

Nejednoznačné postavenie má ostrov č. 7, zaradený Bielym (1965) do druhej skupiny. Dôvodom je, že smerom od JV na SZ sa v tejto skupine ostrovov pohybujeme na základe doteraz dosiahnutých stratigrafických výsledkov – jednoznačne od nadložia, t. j. od ilýru do karnu–norika a potom nasleduje uvedený sporný výskyt s podmiennečným stratigrafickým zaradením do permu (Biely, 1965), resp. do spodného triasu, ako sme uvažovali predtým.

Ležia jeho sedimenty v tektonickom nadloží hornín južného pruhu a tvoria bázu tektonického telesa rozloženého v severnom pruhu? Ak áno, je to tektonické teleso hronika alebo silicika? Alebo je ich výstup v tejto zdanlivo nelogickej pozícii medzi dvoma litologicky rozdielnymi sukcesiami podmienený zlomom?

A obe sukcesie sa potom laterálne zastupujú v rámci jedného tektonického telesa hronika? Takú situáciu v hroniku pozdĺž revúckeho prielomu medzi Ružomberkom a Banskou Bystricou preukázal Havrila (1992, 1993). Tento predpoklad nám potom umožňuje rekonštruovať paleogeografickú situáciu v hroniku ďalej smerom na juh až po levické ostrovy.

## NEOGÉN

Horniny, ktoré tvoria sedimentárnu výplň tejto časti komjatickej a želiezovskej priehlbiny, ako aj vulkanogénne a vulkanickosedimentárne komplexy štiavnického stratovulkánu zasahujúce do nej, sú strednomiocénneho veku. Len v oblasti východne od Preselian nad Ipľom okrajovo z Ipeľskej kotliny zasahujú usadeniny karpatského veku. V oblasti Bátovskej pahorkatiny a v západnej časti mapovaného územia nad miocénnymi sedimentmi a v podloží kvartérnych uloženín sú vyvinuté usadeniny panónu. Prehľadné znázornenie rozmiestnenia litostratigrafických jednotiek zobrazených na geologickej mape je na obr. 23.

I keď sa sedimenty miocénu rozprestierajú na celom území regiónu, z dôvodu vysokej zakrytosti terénu kvartérnymi uloženinami vystupujú na povrch, okrem malých výnimiek, hlavne v jeho východnej časti.

## Karpat

### 103 *modrokamenské súvrstvie*

Sedimenty karpatského veku ležia transgresívne a diskordantne na predterciornom podloží, prípadne podľa vzájomných priestorových vzťahov karpatu a egeru na susednom území Ipeľskej kotliny. Bezprostredným podložíom karpatu môže byť aj eger. Potvrdil to vrt VV-5 pri Ipeľskom Predmostí východne od Preselian nad Ipľom, mimo územia regiónu, kde usadeniny karpatu ležia transgresívne na egeri (Vass in Pristaš et al., 1980).

Usadeniny karpatu nevystupujú na povrch. Na mapované územie zasahujú z východu, z oblasti Ipeľskej kotliny. Overil ich vrt ŠV-7 východne od železničnej stanice Šahy (mimo územia regiónu) v intervale od 97,0 m až po zakončenie vrtu v hĺbke 132,0 m. Predpokladáme, že v malej hrúbke sa nachádzajú aj v oblasti severne od Preselian nad Ipľom. Tvoria ich svetlosivé a zelenkavé vápnité (obsah Ca, resp.  $MgCO_3$  je 23 %) prachy až prachovité íly, miestami piesčité, vo vrchnej časti profilu s lavicou vápenatého pieskovca, hrubou asi 25 cm. Petrografické zloženie týchto hornín študovala Marková (1964). Klastické a autigénne prímes prachov a prachovitých ílov tvorí hlavne kremeň,

karbonáty, menej je plagioklasov, slúd a glaukonitu. Ťažké akcesórie reprezentuje chlorit, pyrit, menej je granitoidov, biotitu, staurolitu, turmalínu. Apatit, andaluzit a distén vystupujú celkom sporadicky. Pieskovce tvoria hlavne zrnká karbonátov. Ťažká minerálna frakcia je podobná opísanej, ale obsahuje nevelké množstvo amfibolu neovulkanického pôvodu. V Ipeľskej kotline sa našli dôkazy o aktivite kyslého ryodacitového vulkanizmu v karpate. Sú to synvulkanické tuffy a tufity, pochádzajúce zo vzdialených, bližšie neidentifikovateľných vulkanických centier (Marková, 1965; Vass et al., 1964; Vass et al., 1979).

Sedimenty obsahujú morskú faunu. Foraminiferové spoločenstvá určila Lehotaiová (1963). Tvoria ich dosť netypické plytkovodné spoločenstvá, v ktorých najbežnejšie sa objavuje *Nonion commune* (ORB.), *Rotalia beccarii* (L.), elfídie a lenticulíny. Popri foraminiferách sa ojedinele našli schránky ostrakód a úlomky ihlíc silicispongií.

Východne od Šiah, mimo mapovaného územia, Ondrejčíková (1963) zo sivých a zelenkavých vápнитých, aleuritických až piesčitých ílov s nevýrazným bridličnatým rozpadom určila nasledujúcu makrofaunu: *Leda cf. pygmea* (MÜNSTER), *Nucula jeffreysi* (BELLARDI), *Arca diluvii* (LAMARCK), *Lucina (Loripes) fragilis* PHILIPPI, *Phacoides agassizi* (MIGHT.), bližšie neurčiteľné úlomky *Abra* sp., *Tellina* sp., *Angulus* sp., *Ervilia* sp., *Corbula* sp., *Polinices catena* (DE COSTA), *Nassa* sp., *Dentalium* sp. a bližšie neurčiteľné bryozoá.

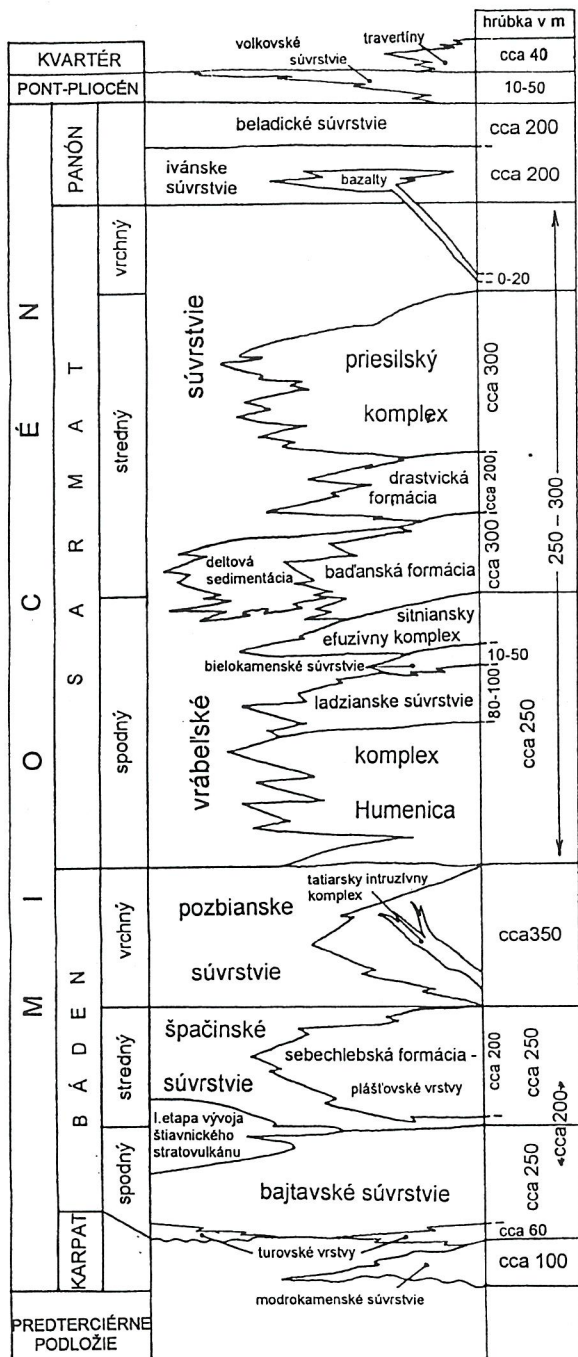
Uvedené asociácie organizmov jednoznačne nepreukazujú ich karpatský vek. Ku karpatu boli priradené hlavne na základe litologickej podobnosti, pozície a podobnosti mineralogických asociácií s vrstvami karpatu **modrokamenského súvrstvia** v Ipeľskej kotline (Vass a Elečko et al., 1992). Posledné uvedené kritérium poslúžilo hlavne na odlíšenie od bádenu, v ktorého vrstvách sa vždy hojne nachádzajú vulkanické minerály. Predpokladaná hrúbka sedimentov karpatu by nemala presahovať 100 m.

## Báden

Usadeniny bádenského veku sú rozšírené na povrchu v juhovýchodnej časti mapovaného územia, s výnimkou nevelkých plôch, kde vystupuje priamo predterciérne podložie. Na povrch vychádzajú na početných miestach, hlavne v erózných ryhách, roklinách, v hlboko zarezaných údoliach potôčikov a v zárezoch poľných ciest. Usadeniny bádenu, okrem oblastí, kde sú doložené odkryvmi a vrtmi, sa v hĺbke pod mladšími sedimentmi vyskytujú aj v západnej časti územia.

Usadeniny bádenu ležia transgresívne a diskordantne na predterciérnom podloží. Len v juhovýchodnej časti ležia transgresívne na karpate. Zistili sa vo vrte PKŠ-1, nachádzajúcom sa východne od obce Gondovo. Vrty HGŽ-3, ŠV-3 a ŠV-8 prevrtali aj usadeniny spodnobádenského veku.





## Litostratigrafická kolónka sedimentárneho neogénu a neovulkanitov

(zostavili A. Nagy a V. Konečný, 1998)

- travertíny** – travertíny, „levický zlatý ónyx“
- volkovské súvrstvie** – piesky, štrky, piesčité íly
- bazalty** – bazaltoidné andezity, bazalty
- beladické súvrstvie** – sivé až sivozelené vápnité íly, čierne uhoľné íly, preplástky a vrstvy uhlia
- ivánske súvrstvie** – sivozelené vápnité íly, sivé až hrdzavo-hnedoškvrnité íly, sporadické polohy štrkov, sivočierne uhoľné íly, preplástky a vrstvy uhlia
- vrábel'ské súvrstvie** – sivé a zelenosivé vápnité íly, vápnité pieskovce a drobnozrné štrky
- priesilský komplex** – porfyrický amfibolicko-pyroxenický andezit, amfibolicko-pyroxenický veľkoporfyrický andezit s biotitom, hyaloklastitové brekcie a redeponované hyaloklastity, epiklastické brekcie a konglomeráty, redeponované pemzové tufy, štrky, piesky
- drastická formácia** – ignimbrity, redeponované pemzové tufy, tufy
- baďanská formácia** – pyroxenický, augiticko-hyperstenický andezit, hyaloklastitové brekcie a redeponované hyaloklastity, epiklastické pieskovce a konglomeráty, redeponované pemzové tufy, pemzové tufy, vločky prachov, ílov a drobnozrných konglomerátov
- delťová sedimentácia** – piesky, pieskovce, prachy s ílovitou prímiesou, drobnozrné štrky a zlepenca, vápnité tufitické íly s polohami tufitov a tufov, machovkové vápence
- sitniansky efuzívny komplex** – amfibolicko-hyperstenický andezit (± biotit)
- bielokamenské súvrstvie** – pemzové tufy
- ladzianske súvrstvie** – pemzové tufy a epiklastické pieskovce až prachy
- komplex Humenica** – pyroxenické, augiticko-hyperstenické a leukokratné sklovité andezity, hyaloklastitové a hrubo-úlomkovité epiklastické brekcie, epiklastické pieskovce, brekcie a konglomeráty, redeponované pemzové tufy
- pozbianske súvrstvie** – sivé vápnité prachovité íly a prachy s tufitickou prímiesou
- tatiarsky intruzívny komplex** – granodioritový až kremito-dioritový porfýr
- sebechlebská formácia** – plášťovské vrstvy – tufitické íly, prachy, piesky, pieskovce, epiklastické pieskovce, polymiktné konglomeráty
- špačinské súvrstvie** – sivé a žltosivé vápnité íly
- I. etapa vývoja štíavnického stratovulkánu** – pyroxenické, augiticko-hyperstenické andezity
- bajtavské súvrstvie** – sivé vápnité íly až prachy, tufity a tufitické pelit
- turovské vrstvy** – kremité brekcie, zlepenca, pestrofarebné íly a prachy, tufy
- modrokamenské súvrstvie** – svetlosivé a zelenkavé vápnité prachy až prachovité íly, miestami piesčité

Významným a typickým znakom usadenín bádenu je to, že veľký podiel na ich stavbe má klastický materiál vulkanického pôvodu.

## Spodný bádén

### 102 *bajtavské súvrstvie*

### 101 *turovské vrstvy* (len v reze)

Sedimenty spodnobádenského veku predstavujúce *bajtavské súvrstvie* nevystupujú na povrch. Spodný bádén sa zistil vo vrte ŠV-8, v hĺbkovom intervale 310–542 m.

Bazálne pestré vrstvy (487–542 m) ležia na spodnotriasových sedimentoch. Reprezentujú ich kremité brekcie, drobnó- a hrubozrnné zlepence, pestrofarebné a škvrnité íly, ako aj vulkanogénne piesčité sedimenty. Kremité brekcie tvoria spodnú časť pestrých vrstiev a sú zložené z ostrohranných úlomkov kremencov s ílovitým tmelom.

Vyššie ležia pestré vrstvy, zložené z pestrofarebných piesčitých ílov a prachov hnedej, hnedočervenej a sivozelenej farby. Triedenie materiálu je nedokonalé, obsah  $\text{CaCO}_3$  je 4,3 %. Ílový podiel predstavuje zmes kaolinitu a illitu. Klastickú zložku tvoria približne rovnakým podielom živce, kremeň a sľudy, sporadicky aj úlomky kremencov a kryštalických bridlíc. Medzi akcesóriami prevláda autigénny pyrit, sporadicky sú zastúpené akcesórie metamorfík, rudné minerály (magnetit, ilmenit), minerály neovulkanitov (biotit, amfibol, hypersten) a iné minerály: rutil, anatas, chlorit, apatit, fosfáty (Marková in Vass et al., 1981). Tmel je kaolinický, s prímiesou zrníčok kremeňa a sľudy.

Drobnó- až hrubozrnné zlepence vystupujú uprostred pestrých piesčitých ílov. Obliakový materiál tvoria horniny bezprostredného podložia, t. j. kremence, kremeň a kryštalické bridlice. V drobnozrnných polohách prevládajú úlomky kryštalických bridlíc (55 %), menej je kvarcitov (20 %), sporadicky pristupujú kalcitizované úlomky tufov, kremeň a živec. Kremeno-živcovú základnú hmotu zatláča kalcitový tmel (Marková in Vass et al., 1981).

Vulkanogénne sedimenty tvoria v pestrých vrstvách dve polohy, spodnú, hrubú do 0,3 m, a vrchnú, hrubú 3,5 m. Hlavne vrchná poloha predstavuje nevytriedený kryštalovitroklastický tuf tvorený živcami a vulkanickým sklom. Medzi akcesóriami prevláda biotit, predstavujúci 50 % ťažkej frakcie, sporadicky sú zastúpené amfibol, granát, zirkón a apatit (Marková in Vass et al., 1981).

Spodnejšia, tenšia poloha je šikmo zvrstvená, petrografickým zložením takmer totožná s opísaným tuфом. Obe sú produktom kyslého ryolitového vulkanizmu (Vass et al., 1981).

Bezprostredné dôkazy o stratigrafickej pozícii chýbajú. Súvrstvie epiklastických pieskovcov v ich bezprostrednom nadloží už obsahuje foraminifery spodného bádenu, preto vznik opísaných sedimentov môže byť zaradený do obdobia spodného bádenu (Vass et al., 1980). Vtedy bola oblasť pred transgresiou spodnobádenského mora pravdepodobne vystavená denudácii, resp. uvedené sedimenty môžu patriť k začiatku sedimentačného cyklu, reprezentovaného kontinentálnymi sladkovodnými sedimentmi. V zmysle Vassa (Melioris a Vass, 1982) opísané horniny predstavujú **turovské vrstvy** (101). Na území regiónu dosahujú hrúbku cca 60 m.

Spodnobádenské sedimenty sa zistili vo vrte HGŽ-3, v hĺbkovom intervale 770,2–853,6 m (Bondarenková et al., 1990). Zastupujú ich bazálne zlepenca a hrubozrnné pieskovce s polohou ílov (836,0–841,0 m). Obsahovali chudobné spoločenstvá foraminifer. Zistili sa druhy *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Orbulina suturalis* BROENN., *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Pullenia bulloides* (ORB.), *Bulimina striata striata* ORB., *Uvigerina semiornata semiornata* ORB., *U. macrocarinata* PAPP – TURNOVSKY, *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.); (Zlinská in Nagy et al., 1998). V hĺbkovom intervale 850,9 až 853,6 m sa našli chudobné spoločenstvá nanofosilií s nízkou diverzitou. V spoločenstvách dominoval druh *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER. Zo stratigrafického hľadiska bola dôležitá prítomnosť druhu *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, ktorý indikuje biozónu NN 5, vrchný karpát–spodný bádén (Halásová in Nagy et al., 1998).

Sedimenty spodnobádenského veku spolu s turovskými vrstvami okrem sebachlebskej formácie reprezentujú **bajtavské súvrstvie**. Na území zobrazenom na regionálnej geologickej mape dosahujú hrúbku cca 250 m.

Vo vrte ŠV-8 v hĺbke 446–487 m ležia peliticko-prachovité vrstvy, tvorené vápňitými prachmi s polohami tufov a tufitov. Súvrstvie má monotónny litologický vývoj, ktorý sa mení skôr v horizontálnom než vertikálnom smere. Na báze sú zlepenca, zložené z obliakov kremeňa, kremenca, kryštalickej bridlice a drobových pieskovcov. Prevládajúcou litofáciou sú vápňité prachovité až piesčité íly, prípadne prachy, ktoré sú v niektorých polohách laterálne zatlačané piesčitými vrstvami (piesčitý vývoj vo vrte ŠV-2; Vass et al., 1963), občas aj tufitickými pelitmi až tufitmi. Tufity v nich často tvoria laminky.

Vulkanogénne horniny podľa Markovej (1966) predstavujú prachovo-piesčité sedimenty, ktorých klastickú zložku tvorí vulkanické sklo, vulkanogénne živce a kremeň.

Vápňité prachovité íly až prachy sú prevažne sivo sfarbené, čriepkovitého rozpadu. Ílové minerály zastupuje hlavne montmorillonit, v menšej miere illit. Podiel CaCO<sub>3</sub> kolíše v rozmedzí 5–35 %. Prachové, resp. piesčité klastické prímes tvoria hlavne vulkanogénne živce (plagioklasy), vulkanické sklo a pemza. Akcesorické minerály hojne zastupuje pyrit, sprevádzaný v menšej miere rutilom,

titanitom, anatasom, staurolitom, ilmenitom a magnetitom (Marková in Pristaš et al., 1980).

Opísané vrstvy vznikli v pobrežnej časti mora na periférii aktívnych vulkánov (Vass, 1965b; Vass et al., 1981).

V spoločenstvách foraminifer uvedených morských sedimentov prevažuje druh *Ammonia beccarii* (L.); (Lehotayová, 1968). V týchto sedimentoch sa zistili aj mäkkýše *Cerithium crenatum communicata* SIEBER, *Ervilia* sp. *Cardium* sp., *Venus* sp., *Ostrea* sp., *Tellina* sp., ktoré poukazujú na sublitorálne brakické prostredie so salinitou 23–35 ‰ (Ondrejčíková, 1965; 1968). V ich nadloží (hlbkový interval 310,0–446,0 m) ležia sivé pelitické sedimenty s piesčitou prímiesou, tvorenou hlavne živcami a pemzou (Vass et al., 1981). Obsahujú bohatú faunu foraminifer. Zastúpené boli planktonické foraminifery *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* (BONNIMANN), *O. transitoria* (BLOW), *Globorotalia scitula* (BRADY), *G. mayeri* CUSHMAN, bentózne *Lenticulina arcuatostrata* (HANTKEN), *L. cultrata* (MONTFORT), *Uvigerina macrocarinata* PAPP – TURNOVSKY, *U. acuminata* HOSIUS, *U. pygmoides* PAPP – TURNOVSKY, *Bolivina hebes* MACFAYDEN i aglutinované foraminifery, *Bolivinopsis carinata* (ORB.) a *Syphotextularia concava* (KARRER), *Textularia pseudorugosa* LACROIX (Lehotayová, 1968). Zistili sa aj mäkkýše *Nucula nucleus* (L.), *Anadara diluvii* LAMARCK, *Corbula gibba* (OLIVI), *Amusium cristatum badense* FONT., *Macoma elliptica* (BROCCHI), *Turritella (Haustator) turris* BASTEROT, *Dentalium* sp. Uvedené fosílie zvyšky poukazujú na morské neritické prostredie s normálnou salinitou (Ondrejčíková, 1968).

Vo vrte ŠV-3 na južnom okraji Dolných Semeroviec sa spodnobádenské sedimenty, pravdepodobne ich vrchná časť, zistili v hlbkovom intervale 177,5 až 252 m. V uvedenom intervale sa vyskytovali sivé a sivozelené íly s prachovitou prímiesou, ktoré obsahovali bohaté spoločenstvá foraminifer. Identifikované boli *Orbulina suturalis* (BONNIMANN), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina bulloides* ORBIGNY, *Uvigerina pygmoides* PAPP – TURNOVSKY, *U. aculeata* ORBIGNY, *Bolivina hebes* MACFAYDEN atď. (Lehotayová, 1963, 1966). Opísané sedimenty rozšírené v semerovskej prepadline sme priradili k sebecchlebskej formácii.

## Stredný bádén

### 100 špačinské súvrstvie

Sedimenty strednobádenského veku nevystupujú na povrch. Zistili sa vo viacerých vrtoch najmä v strednej a v juhozápadnej časti regiónu.

Vo vrte ŠV-8 v hlbkovom intervale 194,0–310,0 m ich reprezentuje monotonný sled sivých až žltosivých ílov, ktoré sa pozvoľna vyvíjajú z podložných,

podľa litologickej a petrologickej náplne rovnakých spodnobádenských usadenín. Neostrá hranica svedčí o relatívne pokojnej sedimentácii, ktorú nesprevádzali žiadne výrazné paleogeografické zmeny v tejto časti regiónu v období od spodného bádenu a počas stredného bádenu.

Sedimenty obsahovali planktonické foraminifery *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina bulloides* ORB., *G. praebulloides* BLOW, *G. concinna* REUSS, *G. apertura* ORB., (bentózne) *Bolivinopsis carinata* (ORB.), *Bulimina striata* (ORB.), *Martinotiella communis* (ORB.), *Pullenia sphaeroides* ORB., *Asterigerina planorbis* ORB. a iné (Lehotayová, 1965b, 1968). V uvedených sedimentoch sa zistili chudobné spoločenstvá mäkkýšov, pre ktoré boli charakteristické taxóny *Pseudoamysium denudatum* REUSS, *Nucula* sp., *Corbula* sp., *Anadara* sp. (Ondrejčíková, 1965, 1968). Okrem uvedených fosílií sa hojne vyskytovali druhy sporomorf r. *Pinus*, *Cedrus* a *Abies*. Sedimenty sú charakteristické aj bohatým obsahom planktónu z čeľade *Hystrichosphaeridae* (Planderová, 1966).

Strednobádenské sedimenty sa zistili vo vrte Ži-2 (400,0–506,0 m), ktorý je fáciostatotypom stredného a vrchného bádenu (Brestenská et al., 1978). Litologicky ide o sivé vápnité a prachovité íly s drobnou až strednozrnnými pieskami a pieskovecami. Íly a prachy majú bridličnatý a miestami črepinovitý rozpad. Stálou súčasťou opisovaných sedimentov je tufitická prímes, reprezentovaná hlavne biotitom a vulkanickým sklom. Piesky a pieskovce v spodnej časti súvrstvia majú charakter veľmi dobre triedeného sedimentu. Medzi ťažkými minerálmi sú okrem biotitu najhojnejšie zastúpené rudné minerály (autigénny pyrit, limonit) a karbonáty. Ako vedľajšia zložka sa objavuje granát, zirkón, apatit, rutil, turmalín a staurolit, niekedy aj chlority a epidot-zoizit. Nepravidelne býva zastúpený amfibol a pyroxén.

V ľahkej frakcii sa objavuje terigénny kremeň ako rovnovážna alebo prevládajúca zložka v porovnaní so živicami. Sporadicky sú zastúpené sludy, vzácne  $\beta$  kremeň, vulkanické sklo, glaukonit, organogénna zložka, ihlice húb a schránky foraminifer (Gabčo, 1970).

V sedimentoch sa zistili bohaté spoločenstvá rozličných skupín organizmov. Z foraminifer sa našli nasledujúce druhy: *Cyclammia pleschakovi* PISH., *Spiroplectammia carinata* (ORB.), *Textularia mariae* ORB., *Pseudotriplasia elongata* MALECKI, *P. plana* MALECKI, *Bulimina costata* ORB., *Uvigerina aculeata* ORB., *Globorotalia scitula* BRADY, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina bulloides* ORB. (Lehotayová, 1966; Lehotayová a Brestenská in Brestenská et al., 1978). Stredný bádén zahŕňa nanoplanktónovú zónu NN 6 *Discoaster exilis*. V uvedenom vrte (Ži-2) boli identifikované druhy *Coccolithus pelagicus* (WALL.) SCHILL., *Umbilicosphaera jafari* MÜLLER, *Cyclococcolithus leptoporus* (MURR.–BLACKM.) KAMPT., *Discoaster* cf. *bolii* MARTINI – BRAML., *D. exilis* MARTINI – BRAML., *D. variabilis* MARTINI – BRAML., *Pontosphaera multipora*

(KAMPT.) ROTH, *Scyphosphaera campanula* DELF., *Helicosphaera carteri* (WALL.) KAMPT., *H. walichi* LOHM., *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTN.) GARTN., *Rhabdosphaera clavigera* MURR.–BLACKM., *Sphenolithus abies* DELF., *Syracolithus dalmaticus* (KAMPT.) LOEB. – TAPP.

Sedimenty stredného bádenu sa zistili vo vrte HGŽ-3 v hĺbkovom intervale 550,2–770,2 m. Tvoria ich sivé íly s premenlivým obsahom piesčitej a prachovej prímesi, pieskovce s polohami tuftitov a piesčitých tuftitických ílov (Bondarenková et al., 1990). Obsahovali spoločenstvá foraminifer, v ktorých sa našli *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *G. quadrilobatus* (ORB.), *Pullenia bulloides* (ORB.), *Globigerinella obesa* (BOLLI), *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *S. acuta* (RSS.), *Uvigerina semiornata semiornata* ORB., *Valvulineria complanata* (ORB.), *Guttulina communis* ORB., *Cibicidoides ungerianus* (ORB.), *Hansenisca soldanii* (ORB.), *Fursenkoina acuta* (ORB.) atď. (Zlinská in Nagy et al., 1998). V nanoplanktónových spoločenstvách z uvedených sedimentov dominoval druh *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER. Často sa vyskytovali redeponované vrchnokriedové a eocénne formy (Halásová in Nagy et al., 1998). V palynospektrách dominovali rody *Pinus*, *Alnus*, *Myrica*, *Salix* a *Ulmus* (Kováčová in Nagy et al., 1998). V sedimentoch uvedeného vrtu sa v hĺbke 551,4–551,5 m našli otolity *Diaphus* ex gr. *debilis* (KOK.), *Photichtys* sp. a *Bregmaceros* sp. (Brzobohatý in Fordinál in Nagy et al., 1998) a ostrakód *Henryhowella asperrima* (REUSS); (Fordinál in Nagy et al., 1998).

Opísané sedimenty môžeme podľa Priechodskej a Harčára (1988) korelovať s usadeninami *špačinského súvrstvia*. Na území znázornenom na regionálnej geologickej mape dosahujú hrúbku cca 250 m.

Usadeniny bádenského veku v oblasti vrtu PKŠ-1 pri Gondove ležia transgresívne a diskordantne na podložných permských sedimentoch malužinského súvrstvia, tvorených piesčito-drobovými bridlicami striedajúcimi sa s kremíťmi a drobovými pieskovecami, miestami s vulkanickým materiálom. Nachádzajú sa v hĺbkovom intervale 998,85–1 200,4 m a v tejto oblasti sú hrubé cca 200 m. Na báze sú veľmi hrubozrnné až balvanovité zlepenice s veľkosťou obliakov presahujúcou priemer vrtu. Materiál obliakov pochádza z podložných permských sedimentov. Nenachádza sa v nich žiaden vulkanický materiál. Pravdepodobne sú ekvivalentom predvulkanických sedimentov predstavovaných turovskými vrstvami spodnobádenského veku. V minulosti sa im prisudzoval strednobádenský vek. Smerom do nadložia sa striedajú zlepenice a pieskovce s ílmi a ílovcami, v ktorých sa vyskytujú aj tenké polohy uhoľných ílov. Fauna je zastúpená priebežnými druhmi foraminifer *Spiroplectamina carinata* (ORB.), *Textularia mariae* (ORB.), *Uvigerina bononiensis compressa* CUSHMANN, *Fursenkoina schreibersiana* (CZIZEK), *Globigerina trilobus* (REUSS), *Cibicidoides ungerianus* (ORB.) a i. (Brestenská, 1975).

## Spodný až stredný bádén

### 99 1. etapa vývoja štiavnického stratovulkánu

V severnej časti regiónu sa nachádzajú vulkanické horniny spodno- až strednobádenského veku. Patria k **1. etape vývoja štiavnického stratovulkánu**.

Vystupujú v povrchových odkryvoch na okraji komjatickej priehlbiny severozápadne od Pukanca v dĺžke cca 6 km. Tvoria ich efuzívne horniny (lávové prúdy), ktoré sú preniknuté intruzívnymi telesami zo štiavnického intruzívneho komplexu. Horniny prvej etapy štiavnického stratovulkánu sú postihnuté hydrotermálnymi premenami, najčastejšie propylitizáciou. Z niekoľkých typov vulkanických hornín sa v tejto časti územia vyskytuje len **pyroxenický** (augiticko-hyperstenický) **andezit**. Reprezentuje ho drobná až strednoporfyrická varieta, sporadicky sú prítomné afanitické andezity s výrastlicami dosahujúcimi veľkosť menej ako 0,5 mm. Andezity sú z makroskopického hľadiska tmavé, sivočierne až čierne, v dôsledku propylitizácie nadobúdajú modrozelené až hnedozelené odtiene. V blízkosti intruzívnych telies sú horniny intenzívnejšie premenené, pyritizované a drvené. V dôsledku oxidácie rudnej zložky nadobúdajú žltohnedé a tmavočervené šmuhovité sfarbenie. Rozpad andezitov je doskovitý až blokový a v pásmach drvenia sa rozpadajú na drobné ostrohranné úlomky. Podľa mikroskopického výskumu je základná hmota mikroliticko-hyalopilitická, kryptokryštalická až hyalinná. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{44-55}$ ), augit a hypersten, ktorý prevláda nad augitom. Základná hmota, ako aj výrastlice, sú v dôsledku hydrotermálnych premien nahrádzané rôznymi sekundárnymi minerálmi (chlorit, sericit, kremeň, karbonáty, ťlové minerály).

Okrem augiticko-hyperstenického andezitu sa na spodnej stratovulkanickej stavbe podieľajú aj ďalšie typy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov a vulkanoklastických hornín (epiklastické pieskovce, konglomeráty a brekcie). Keďže na území regiónu nevystupujú na povrch a sú podrobne spracované v regióne Štiavnické vrchy 1 : 50 000, v geologických rezoch je komplex zobrazený vcelku.

### 98 *sebechlebská formácia*

Pri juhovýchodnom okraji mapovaného územia sa v rámci **sebechlebskej formácie** vyskytujú vulkanikosedimentárne horniny v morskom vývoji, ktoré Vass (1971) nazval **plášťovské vrstvy**. Patria tiež k 1. etape vývoja štiavnického stratovulkánu spodno- až strednobádenského veku.

**Sebechlebskú formáciu** v zmysle Konečného, Lexu a Planderovej (1983) tvoria produkty explozívno-efuzívnej aktivity pyroxenických a amfibolicko-hyperstenických andezitov mladšieho obdobia prvej etapy štiavnického stratovol-

kanu, uložených v oblasti prechodu stratovulkanického plášťa do pobrežnej zóny bádenského mora. Najvrchnejšiu časť vrtnu ŠV-8 (194,0–230,0 m) tvoria vrstvy piesčitých a pelitických sedimentov v pomere 14 : 13. Majú vývoj podobný flyšovej sedimentácii. Piesčité polohy tvoria rozpadavé tufitické pieskovce až piesčité tufity s veľmi dobre triedeným materiálom so zvýšeným obsahom ťažkej frakcie, čo poukazuje na plážové piesky. Pieskovce tvorí takmer výlučne vulkanogénny klastický materiál. V ťažkej frakcii prevládajú pyroxény (40–80 %), hlavne hypersten, sporadicky augit. Obsah biotitu kolíše v rozpätí 1 až 25 %, prítomné sú aj rudné minerály (magnetit, ilmenit), nepatrne sú zastúpené zirkón, rutil, staurolit, epidot-zoizit a apatit. Miestami sa objavuje zvýšený podiel karbonátov, najmä autigénneho sideritu. Zrná hyperstenov majú zväčša izometrický tvar, čo poukazuje na resedimentáciu opisovaných vrstiev (Marková in Vass et al., 1981).

Pelitické polohy sú nepravidelne laminované a vrstvovité, so znakmi gradáčného zvrstvenia. V piesčitých laminách sú časté zuhoľnatené zvyšky rastlín a vyskytol sa aj 5 cm hrubý preplástok lignitu. Ílovú zložku tvorí najmä illit a montmorillonit, v polohách s redeponovanou klastickou zložkou aj kaolinit. Piesčítu frakciu predstavuje takmer výlučne redeponovaný materiál pochádzajúci z andezitov, tvorený hlavne pyroxénmi (Marková in Vass et al., 1981).

Ekvivalent súvrstvia podobného flyšu vystupuje na povrch v okolí Dolných Semeroviec (Gabčo a Vass, 1964a). Sú to piesčité tufity s andezitovým a ryodacitovým materiálom striedajúce sa v nepravidelnom slede s pelitickými tufitmi. Na južnom okraji Dolných Semeroviec sa takmer rytmicky striedajú polohy s hrúbkou 1 až 4 cm.

Piesčité tufity až tufitické piesky sú svetlosivohnedej farby, miestami zelenkavé od zvýšeného obsahu glaukonitu. Vo väčšine prípadov sú zvrstvené. Veľmi často obsahujú obliaky andezitov, kyslých a intermediálnych tufov s biotitom a vulkanickým sklom (Marková, 1964).

V polohách tufitických ílovitých pieskov asi 1,3 km v. od Dolných Semeroviec, ale aj inde, štrkové obliachy tvorí aj neandezitový materiál (kremence, kremene, granodioritové horniny a i.).

Prachovité až ílovité tufity, resp. tufitické pelity sú svetlosivej farby s častým odtieňom svetložltohnedej. Sú nepravidelne zvrstvené, pričom zvrstvenie je spôsobené striedaním hrubozrnnejších a jemnozrnnejších polôh.

Piesčité tufity obsahujú vo forme ťažko určiteľných jadier a odtlačkov zvyšky lastúrnikov *Anadara diluvii* LAMARCK, *Amussium cristatum badense* FONT., *Venus multilamella* (LAMARCK), *Venus* sp., *Angulus* cf. *donacinus* (LINNÉ), *Angulus* sp., *Thracia* sp. (Pristaš et al., 1980).

Vo výkope pre potrubie ropovodu, ktoré bolo odkryté v roku 1961, sa okrem veľmi zle zachovaných a veľmi zriedkavých odtlačkov lastúrnikov (*Venus?* a iné neurčiteľné rody) našli aj odtlačky listov, ktoré určil Němejč: *Betula brongniarti*



ETTINGAH., *Fagus cf. attenuata* GOEPP., *Castanea* sp. [prípadne *Quercus libani?*, *Cary* sp., *Ulmus typu carpinoides* GOEPP., *Perrotia fagifolia* (GOSP.) HEER, *Cinnamomum polyponorphum* A. BR., *Acer* sp. (plod)]. V lome na s. okraji obce Dolné Semerovce našiel aj odtlačky listov *Platanus aceroides* a *Fagus attenuata* GOEPP.

Opísané horniny boli navŕtané aj v neďalekom vrte ŠV-3 pod kvartérom v hĺbkovom intervale 10,0–80,0 m. V ich podloží sa zistila mikrofauna spiroplektaminovej zóny stredného bádenu. Podobné vrstvy boli navŕtané pravdepodobne aj v spodnej časti vrtu ŠV-4 (Vass et al., 1963).

Otázka stratigrafickej príslušnosti vrstiev podobných flyšu nie je celkom jasná. Je veľmi pravdepodobné, že sú aspoň čiastkovým ekvivalentom plášťovských vrstiev (opísaných ďalej), ktorých najmladší dokázaný vek je stredný bádenu (Lehotayová in Vass, 1971).

### 97, 96, 95, 94, 93 *plášťovské vrstvy*

**Plášťovské vrstvy** vystupujú na povrch v oblasti od Kostolných Moraviec po Dolné Semerovce a Hrkovce. Ich charakteristickým znakom je nepravidelné striedanie polôh svetlých tufitických ílovcov a prachov s polohami tufitických pieskov a slabo triedených epiklastických pieskovcov a konglomerátov. Typickým znakom sú textúry podmorských zosuvov a sklzov, ktoré sa masovo vyskytujú sv. od Slatiny, mimo mapovaného územia. Podrobne ich opísal Vass (1971).

Z litologického hľadiska plášťovské vrstvy vyskytujúce sa na mapovanom území tvoria viaceré typy sedimentov (Vass in Pristaš et al., 1980; Melioris a Vass, 1982).

Prevládajúcou litofáciou sú **tufitické íly a prachy** až ílovito-prachové tufity (95) tvoriace súvislé, až 50 m hrubé polohy. Sú prevažne masívne alebo lavicovito zvrstvené, niekedy s tenkými vložkami jemnozrnných pieskovcov. Majú svetlosivú, sivobielu, niekedy zelenkavú farbu. Rozpad je lastúrnatý, často sú vápnité. Granulometrické zloženie kolíše v rozmedzí íl–prach. Niekedy sa objavuje prímes drobnozrnnnej piesčitej frakcie tvoriacej vložky až polohy piesčitejších tufitov. Pelitická zložka mineralogicky zodpovedá montmorillonitu a illitu (Lacko et al., 1960). Klastický podiel pelitických a prachovitých tufitov reprezentuje vulkanické sklo, živce a plagioklasy. Akcesoricky sa vyskytuje kremeň, skorodovaný amfibol, biotit a hypersten. Prítomný je aj autigénny glaukonit (Lexová a Peloušek, 1958; Lacko et al., 1960).

Súvrstvie **tufitických ílov, prachov a drobnozrnných tufitických pieskov** (96) je podobné predtým opísanému súvrstviu. Prevládajú však tenké polohy jemnozrnných epiklastických pieskovcov, takže súvrstvie miestami nadobúda až charakter flyšových sedimentov. Smerom na juh sa zvyšuje stupeň vytriedenia,

klesá zastúpenie pieskovcov a íly s prachmi vytvárajú hrubšie samostatné polohy až prechádzajú do spomínaných sedimentov. Hranicu medzi nimi nie je možné presne určiť.

**Epiklastické pieskovce (94)** a tufitické piesky vytvárajú súvislé polohy premenlivej hrúbky (0,3–30 m). Pieskovce sú lavicovité, prevažne stredno- až hrubozrnné, slabo triedené, často s ojedinelými obliakmi andezitov a závalkami ílovcov a siltovcov. Sú hnedastej, prípadne sivej farby. Drobnozrnné pieskovce tvoria zrná plagioklasu, pyroxénov, amfibolu, základnej hmoty a miestami aj pemzy. V hrubozrnných pieskovcoch dominujú opracované zrná rozličných pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov nad úlomkami ich výrastlíc a základnej hmoty. Ojedinele sa vyskytujú obliaky či zrnká z kryštalinika a kvarcitov, v spodnej časti plášťovských vrstiev aj granát a biotit. Báza polôh býva ostrá, s eróziou podložia. Miestami je viditeľné konvolútové zvrstvenie, relikt šikmých zvrstvení, pri tenších polohách aj náznaky gradácie. Vložky menšej hrúbky (10–30 cm) tvoria svetlosivé až okrovožlté tufitické prachy až íly s nepravidelným lastúrnatým lomom, s tlakovými doformáciami (load cast) a roztrhanými tenkými pelitickými vrstvičkami, vzniknutými pri pohybe ešte neskonsolidovaného sedimentu (pull apart.). V rámci jednotlivých pieskovcových telies sú viditeľné hojné úlomky pelitických sedimentov, čo poukazuje na ich sklzový pôvod.

Lokálne sa vyskytujú polohy **drobnozrnných polymiktých konglomerátov (93)**. Na povrch vystupujú severne od Hrkoviec a pri Kostolných Moravciach. Prevládajúcou zložkou sú obliaky priemernej veľkosti 5–10 cm. Hlavnú zložku (cca 60 %) tvoria obliaky pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu. V ne vulkanických horninách prevládajú obliaky kremencov, sporadicky sa vyskytujú obliaky kryštalických bridlíc. Styk s piesčitými sedimentmi býva nejasný, často s prechodmi bez výrazného zvrstvenia. Textúry indikujú druhotné miešanie vytriedených sedimentov. Kontakt s ílmi a prachmi má ostrú bázu so znakmi ich erózie.

Celkovo z petrografického hľadiska vulkanickú prímes plášťovských vrstiev tvorí materiál pyroxenických a prevládajúcich amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré sa vyskytujú v tmavých celistvých varietách aj vo forme svetlých či červenkastých pórovitých až napenených variet. V drobnozrnných horninách ide o detrit uvedených andezitov. V malom množstve je prítomná aj andezitová pemza. V spodnej časti plášťovských vrstiev sme pozorovali aj hojnejšie obliaky hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom a biotitom.

Vass (1971) zaradil uvedené sedimenty do neskorospodnobádenského až strednobádenského obdobia. Podľa Molčíkovej (1961, 1964) vekové rozpätie celého súboru sedimentov plášťovských vrstiev vyčlenených Vassom (1971) je od spodného bádenu do spodnej časti stredného bádenu. V povrchovej vzorke z tufitických prachov pri Horných Turovciach pri okraji (ale už mimo) regiónu sa

našlo spoločenstvo *Globigerinoides triloba* REUSS, *Globigerina bulloides* ORB., *Valvulineria complanata* (ORB.), *Amphimorphina haueriana* NEUGEBIOREN, *Bulimina elongata* ORB., *Bolivina vienesis* MERS, *Pullenia quinquelloba* (REUSS), *Nonion commune* (ORB.). Je to vcelku netypické spoločenstvo, poukazujúce najskôr na strednobádenský vek (Lehotayová, 1966).

O vekovom zaradení plášťovských vrstiev zasahujúcich na mapované územie svojou najjužnejšou oblasťou výskytu sa preto domnievame, že môže zodpovedať najskôr mladšej časti plášťovských vrstiev strednobádenského veku.

Hrúbka opísaných sedimentov sebechebskej formácie a plášťovských vrstiev, rozšírených v čiastkovej semerovskej prepadline, pravdepodobne nepresahuje cca 350 m.

## Vrchný bádén

### 92 tatiarsky intruzívny komplex

Obdobie vrchného bádenu predstavuje vo vývoji štiavnického stratovulkánu fázu vulkanického pokoja, obmedzeného na drobné prejavy vulkanickej činnosti najmä v oblasti kaldery. Iba v severnej časti regiónu sa na geologickej stavbe územia okrajovo podieľa **tatiarsky intruzívny komplex**. Tvorí dajkový roj dioritových až granodioritových porfýrov, orientovaných v smere S–J v rámci hrasťovej stavby (pukanecká hrasť). V rámci vymedzeného územia západne od Pukanca intruduje cez horniny spodnej stratovulkanickej stavby niekoľko dajkových telies.

**Granodioritový až kremito-dioritový porfýr typu Hampoch** je hydroporfyrický, s 1–3 mm veľkými výrastlicami plagioklasu, amfibolu, biotitu, hyperstenu a ojedinelého kremeňa. Základná hmota je drobnozrnná (zrno okolo 0,05 mm), mikroalotriomorfne zrnitá, prípadne mikropoikilitická. Horniny spodnej stavby sú v blízkosti dajkových intrúzií intenzívne propylitizované a drvené.

### 91 pozbianske súvrstvie

Sedimentárne horniny **pozbianskeho súvrstvia** vrchnobádenského veku sú rozšírené v semerovskej prepadline a južne od sazdickej hrasti, kde ich prítomnosť overili vrty ŠV-8, ŠV-1 a Ži-2. Na povrch nevystupujú, lebo sú prikrýté mladšími sedimentmi alebo kvartérom. To platí aj o celej juhozápadnej časti regiónu, kde predpokladáme ich výskyt, najmä podľa vrtu HGŽ-3 a na základe údajov z vrto v okolí Pozby (P-4), nachádzajúcich sa mimo mapovaného územia (Biela, 1978).

Vrchnému bádenu zodpovedá ílovito-prachové súvrstvie, ktoré je vo vrte Ži-2 prevŕtané v hĺbkovom intervale 117–400 m. Tvoria ho sivé vápnité prachovité íly

a prachy. Sú nevýrazne vrstvovité, obyčajne majú čriepkovitý rozpad a vcelku pripomínajú podobné horniny z hlbších intervalov spodného a stredného bádenu. V niektorých polohách, hlavne vo vrchnej časti súvrstvia, je makroskopicky viditeľná tufitická prímes, prípadne polohy tufitov (Vass in Pristaš et al., 1980). V klastickej zložke prevláda nad živcami, resp. je s nimi v rovnováhe terigénny kremeň. Asociácia ťažkých minerálov je veľmi pestrá. Prevládajú rudné minerály, pomerne hojné sú granáty a karbonáty, sporadickejšie sú zastúpené chlorit, staurolit, epidot-zoizit, rutil, turmalín, apatit, z minerálov neovulkanitov je zastúpený hlavne biotit, menej je amfibolu a pyroxénu. Okrem toho v nepatrnom množstve sú zastúpené titanit, anatas, distén, andaluzit, fosfáty a i. Uprostred opísaných hornín sa vzácné objavujú tenké polohy pelitov, ktoré obsahujú zvýšené množstvo diatomaceí a silicispongií (Marková in Pristaš et al., 1980).

V hĺbkovom intervale 117–160 m vrtu Ži-2 sa nachádzali foraminifery *Ammonia beccarii* (L.), *Porosononion subgranosum* (EGGER), *Nonion commune* (ORBIGNY), *Elphidium minutum* (REUSS), *E. ungeri* (REUSS), *E. flexuosum* (ORBIGNY), *E. advenum* CUSHMAN, *Bolivina dilata* REUSS, *Bulimina elongata* ORBIGNY, *Reussella spinulosa* (REUSS), *Sagrina reticulata* (CUSH.), *Florilus asterizans* (FICHT. – MOLL), *Heterolepa dutemplei* (ORB.); (Lehotayová, 1965b; 1966; Brestenská, 1978). Pre hĺbkový interval 160–400 m, tvorený sivými jemnozrnnými pieskovecami striedajúcimi sa so sivými aleuritickými ílmi, boli charakteristické spoločenstvá foraminifer tvorené druhmi *Haplophragmoides vasiceki* CICHA – ZAPL., *Reticulophragmium venezuelanum* (MAYNE), *Bolivina dilata* REUSS, *Bulimina elongata* ORBIGNY, *Uvigerina semiornata* ORB., *Fursenkoina schreibersiana* (CZJZ.); (Brestenská et al., 1978). Celkovo v sedimentoch vrchného bádenu sa zistili asociácie nanoplanktónu reprezentujúce zóny NN6–NN7. Identifikované boli druhy *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN – BRAAR.), *Scapholites fossilis* DEFL., *Coccolithus pelagicus* (WALL.) SCHILL., *Umbilicosphaera jafari* MÜLLER, *Cyclococcolithus leptoporus* (MURR.–BLACKM.) KAMPT., *C. rotula* (KAMPT.) KAMPT., *Cycloperfolithus calrae* LEHOTAYOVÁ, *Discoaster* cf. *bolii* MARTINI – BRAML., *D. exilis* MARTINI – BRAML., *D. variabilis* MARTINI – BRAML., *Litostromation perdurum* DEFL., *Pontosphaera multipora* (KAMPT.) ROTH, *Scyphosphaera antilleana* BOUD.–HAY, *Helicosphaera obliqua* BRAML. – WILC., *H. carteri* (WALL.) KAMPT., *H. walbersdorfensis* MÜLLER, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTN.) GARTN., *Rhabdosphaera clavigera* MURR.–BLACKM., *Syracosphaera dalmatica* KAMPT., *S. pirus* HALL. – MARK., *Triquetrorhabdulus rugosus* BRAML.– WILC., *T. striatus* MÜLLER (Brestenská et al., 1978). Okrem uvedených fosilných skupín sa vo vrchnobádenských sedimentoch vrtu Ži-2 v hĺbkovom intervale 117–150 m vyskytovali ostrakóda. Zistila sa prítomnosť druhov *Eocytheroperon inflatum* SCHN., *Cytheridea josephinae* KOLLMANN, *Henryhowella asperrima* (RSS), *Bosquetina carinella* (RSS), *Parakrithe crystallina* (RSS.), *Cytherella dilata*

(RSS), *C. compressa* (MÜNST.), *C. vulgata* RUGG., *Callistocythere canaliculata* (RSS.), *Senesia cinctella* (RSS), *S. galeata* (RSS.), *Pterygocythereis caltrata* (BOSQ.), *Buntonia subulata* RUGG., *Cytheridea acuminata* BOSQ., *C. paracuminata* KOLLMANN (Brestenská et al., 1978). V sedimentoch hĺbkového intervalu 122–358 m sa z mäkkýšov nachádzali bivalvie: *Nucula nucleus* (L.), *Anadara diluvii* (LAM.). *A. fichteli helvetica* (MAY), *Solemya doderleini* (MAY), *Amusium cristatum badense* (FONT.), *Chlamys elegans* (ANDRZ.), *Chl. scissa* (FAVRE), *Ostrea digitalina* EICHW., *Thyasira flexuosa* (MONT.), *Cardium turonicum* HOERN., *Lutraria sanna* BAST., *Abra parabilis ittatica* MERKL., *Corbula gibba* (OL.), *Cuspidaria cuspidata* (OL.). Z gastropód sa našli *Turbonilla facki* KOEN., *Alvania perregularis* (SACCO), *Bittium spina* HOERN., *Turritella erronea erronea* FRIEDB., *T. pythagorica* HILB., *T. dertonensis* MAY, *T. subangulata polonica* FRIEDB., *Natica millepunctata tigrina* DEFR., *Euspira catena helicina* (BROCC.), *Aporrhais pespelecani alatus* (EICHW.), *Hinia limata* (CHEMN.), *H. rosthorni* (HOERN.), *H. hoernesi* (MAY), *H. bittneri* (HOERN. – AUING.), *H. notterbecki* (HOERN. – AUING.), *Clavatula asperulata* (LAM.), *Roxana utriculus* (BROCC.); (Tejkal, 1960b; 1968; Tejkal in Brestenská, 1978). Okrem uvedených fosílnych skupín sa vyskytovali i sporomorfy. Zistili sa v hĺbkovom intervale 120–330 m. V palynospektrách prevládali *Angiospermae*. Identifikované boli rody *Pinus*, *Carya*, *Ulmus*, *Corylus*, *Engelhardtia* a *Castanea* (Planderová, 1966; Planderová in Brestenská et al., 1978). Peľové spektrá z vrchnej časti opísaného súvrstvia poukazujú skôr na chladnejšiu subtropickú klímu.

Sedimenty vrchného bádenu sa zistili aj vo vrte ŠV-8 v hĺbkovom intervale 21–194 m (Vass et al., 1980). Reprezentujú ich sivé vápnité íly s prachovou prímесou a prachmi s črepinovitým rozpadom, ktoré sú nevýrazne zvrstvené. Nezriedka nahromadená piesčitá prímес však zvyrazňuje laminované zvrstvenia. V niektorých polohách je makroskopicky dobre pozorovateľná tufitická prímес, prípadne medzivrstvičky tufov. V klastickej zložke prevláda terigénny kremeň nad živcami, resp. je s nimi v rovnováhe. V ťažkej frakcii prevládajú rudné minerály, hojné sú granáty a karbonáty. Sporadicky sú zastúpené chlority, staurolit, epidot-zoizit, rutil, turmalín a apatit. Z neovulkanických hornín pochádza hlavne biotit, menej je amfibolov a pyroxénov (Marková in Vass et al., 1980).

Sedimenty obsahovali nasledujúce druhy foraminifer: *Bolivina dilata* REUSS, *Bulimina elongata* ORBIGNY, *B. intonsa* (LIVENTAL), *Uvigerina venusta liensingensis* TOULA, *U. semiornata brunensis* KARRER, *Nonion commune* (ORBIGNY), *Globobulimina affinis* (ORBIGNY), *Ammonia beccarii* (L.); (Lehotayová, 1965b; 1968). Okrem foraminifer sa v týchto sedimentoch našli aj mäkkýše. Identifikované boli druhy: *Nucula nucleus* L., *Nuculana fragilis* (CHEMNITZ), *Corbula gibba* OLIVI, *C. basteriti* HOERNES, *Macoma leognanensis* COSSMANN atď. (Ondrejčková, 1968). V palynospektrách z terminálnej časti sedimentov vrchného bádenu prevládali *Polypodiaceae*, huby a *Taxodiaceae*, čo poukazuje na

vyvinutý močiarny pás, rovnako vlhkomilné *Myricaceae* a rod *Carya*. Mezofytné *Carpinus Pterocarya*, *Ulmus*, *Corylus*, *Quercus*, *Betula* a *Castanea* sa vyskytujú v menšom množstve. Klíma bola mierna so subtropickými rastlinnými elementmi, akú možno predpokladať na hranici bádenu a sarmatu. Od 100 m nastupujú tropické spóry rodu *Lygopodium* a čeľaď *Sapotaceae*. Z listnatých sú pozoruhodné *Myricaceae*, hlavne rod *Alnus*, ktoré svedčia o vlhkosti substrátu. Toto obdobie po hĺbku 191 m možno charakterizovať ako subtropické so zachovanými tropickými rastlinnými prvkami, s bohato rozvinutým mezofytným lesom typu *Carpinus*, *Ulmus*, *Junglans*, *Pterocarya*, *Quercus* a na svahoch s chudobným porastom rodu *Engelhardtia* (Planderová, 1966).

Vo vrte ŠV-1 boli vrchnobádenské sedimenty identifikované v hĺbkovom intervale 76,7–103 m. Z litologicky rovnakých sedimentov sa zistili foraminifery *Ammonia beccarii* (L.), *Bulimina elongata* ORBIGNY, *Pullenia bulloides* (ORBIGNY), *Nonion commune* (ORBIGNY), *Guttulina communis* ORBIGNY atď. (Lehotayová, 1963).

Sedimenty vrchného bádenu sa biostratigraficky preukázali vo vrte HGŽ-3, v hĺbke 250,4–550,2 m. Predstavujú ich sivé íly s piesčitou a prachovou prímiesou, prachy a drobno- až strednozrné piesky. Vyznačujú sa prevahou bolívinovo-bulimínovej asociácie foraminifer. Zistili sa druhy *Bolivina dilata dilata* RSS, *B. hebes* MACF., *Bulimina elongata elongata* ORB., *Bulimina elongata longa* (VENGL.), *Globigerina bulloides* (ORB.), *G. druryi* AKERS, *Globigerinella obesa* (BOLLI), *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Lagena acuticosta* RSS., *Asterigerinata planorbis* (ORB.); (Zlinská in Nagy et al., 1998). V hĺbke 452,7–452,8 m sa našli otolity *Gadiculus* sp. a *Physiculus* sp. (Brzobohatý in Fordinál in Nagy et al., 1998). V palynospektrách z hĺbky 353,9 m a 451,5 m sa v hojnom počte vyskytovali rody *Ulmus*, *Pinus*, *Alnus*, *Myrica*, *Castanea*, bežne sa vyskytovali *Salix*, *Graminidites* a *Carya*. Z pomerného zastúpenia drevín a bylín je zrejmä výrazná dominancia bylín (Kováčová in Nagy et al., 1998). V asociáciách nanoplanktónu sa nachádzali vrchnokriedové a paleogénne formy. Prítomné boli aj spodnobádenské druhy *Helicosphaera mediterranea* MUELLER, *H. scissura* MILLER, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE. Nezistili sa však formy typické pre stredný a vrchný báden (Halásová in Nagy et al., 1998).

Opísané sedimenty vrchnobádenského veku predstavujú **pozbianske súvrstvie** (Priehodská a Harčár, 1988). Predpokladáme, že ich hrúbka na mapovanom území dosahuje cca 350 m.

Zaujímavosťou je zistenie vrchnobádenského veku petlických tufitických sedimentov i v povrchovom odkryve, nachádzajúcom sa v dne údolia v blízkosti obce Tešmák východne od obce Preseľany nad Ipľom, už mimo mapovaného územia. Pre uvedené sedimenty, vystupujúce v tesnej blízkosti hornín patriacich k príbeľským vrstvám spodnobádenského veku (Konečný in Vass et al., 1979), boli charakteristické nasledujúce druhy foraminifer: *Praeglobobulimina pyrula*

(ORB.), *Bolivina dilata dilata* RSS. *Bulimina aculeata* ORB., *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Cibicides ungerianus* (ORB.); (Zlinská in Nagy et al., 1998). Zistili sa v nich aj ostrakóda *Cytheridea acuminata* BOSQUET a *Miocyprides* sp. (Fordinál in Nagy et al., 1998). Je možné, že predstavujú prvý a zatiaľ jediný zachovaný povrchový denudačný zvyšok morských sedimentov vrchného bádenu, naznačujúcich ich rozšírenie východným smerom v tejto oblasti Podunajskej nížiny.

Opísané vrstvy vznikli v morskom prostredí podobnom tomu, v ktorom vznikali sedimenty vrchnej časti spodného bádenu a spodnej časti stredného bádenu.

V severnej časti regiónu sa sedimenty bádenského veku vyskytujú v oblasti vrtu PKŠ-1. Sú prevrtnané v hĺbkovom intervale 823,30–998,85 m a dosahujú hrúbku cca 170 m. Litologicky ich zastupujú prevažne hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty, ktoré sa striedajú s tmavosivými ílmi s polohami uhoľných ílov a uhlia. Na báze súvrstvia sa našli chudobné spoločenstvá foraminifer, charakteristické prítomnosťou drobných foriem *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.) a *Elphidium* ex gr. *macellum* (FICHTEL et MOLL). V pelitických polohách sa našli diverzifikovanejšie spoločenstvá, vyznačujúce sa prítomnosťou druhov *Globobulina gibba* ORB., *Asterigerinata planorbis* (ORB.), *Florilus scaphus* (FICHTEL et MOLL), *Cibicides lobatulus* (WALKER et JACOB.), *Borelis melo* (FICHTEL et MOLL), *Globigerina bulloides* ORB., *Bulimina elongata* ORB., *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Uvigerina venusta liesengensis* TOULA a i. Keďže faunistické spoločenstvá sú priebežné a v nadloží sú vulkanity spodného až stredného bádenu, uvedené sedimenty sme priradili k strednému bádenu, a nie ako autori v minulosti k vrchnému bádenu. (Brestenská 1975).

## SARMAT

V období sarmatu bola už centrálna Paratétys oddelená od mediteránnej oblasti. V jeho priebehu dochádzalo k degradácii mora a osladzovaniu sedimentačného prostredia, ktoré sa menilo na brakický vnútrozemský bazén.

O komplexe sedimentárnych, resp. vulkanickosedimentárnych hornín sarmatského veku môžeme na základe predchádzajúcich vrtných a povrchových prác a našich výskumov konštatovať, že sa stýka s vulkanickými horninami stredného miocénu alebo leží na nich. V celej skúmanej oblasti je faciálne veľmi premenlivý vo vertikálnom aj laterálnom smere. Hrúbka jednotlivých typov usadenín sa často mení a vyклиňuje sa už na malých vzdialenostiach.

V západnej časti regiónu sú sedimenty sarmatského veku pokryté mladšími usadeninami. Údaje o ich hrúbke a litologickej náplni sme čerpali z vrtov v okolí Pozby a z vrtu HGŽ-3 pri Želiezovciach.

Sedimentárne horniny sarmatského veku vystupujú na povrch vo východnej oblasti regiónu, v oblasti medzi obcami Šalov – Vyškovce nad Ipľom na juhu a Podlužany – Žemberovce na severe. Sporadické východy sú aj pri južnom okraji neovulkanitov v okolí Kozároviec a medzi Tlmačami a Gondovom. Tu je povrchové rozšírenie sedimentov sarmatu zapríčinené poklesovou tektonikou severných okrajových častí komjatickej priehlbiny, v oblasti santovsko-turovskej hrasti, naopak, výzdvihom územia (Melioris a Vass, 1982).

Povrchové výskyty usadenín spodnosarmatského veku predstavujú hrubodetritické vulkanickosedimentárne horniny s preplástkami pelitov a pelitických, resp. redeponovaných vulkanogénnych sedimentov. Produkty redepozície vulkanického materiálu tvoria najväčšiu masu usadenín popri piesčitých a pelitických usadeninách bez vulkanogénnej prímеси. Litologická náplň hornín sa obmedzuje vo väčšine odkryvov na hruboklastické sedimenty, ktorých materiál pochádza hlavne z okolitých neovulkanických hornín. Smerom na juh sa usadeniny zjemňujú a prechádzajú do pieskocov a do vápnitých pelitických hornín. Podľa obsahu fosílií je možné súvrstvie v niektorých častiach regiónu biostratigraficky rozdeliť na spodný, stredný a vrchný sarmat.

## Spodný sarmat

Vulkanické horniny lemujúce severné a severovýchodné okraje regiónu a vulkanosedimenty tvoriace východnú časť mapovaného územia sú súčasťou vrchnej stavby štiavnického stratovulkánu spodno- až vrchnosarmatského veku.

## 90 *komplex Humenica*

Komplex Humenica (Brlay et al., 1985; Konečný et al., 1990, 1996, 1997), uložený bezprostredne na povrchu spodnej stratovulkanickej stavby, tvoria produkty explozívnej činnosti pyroxenického andezitového vulkanizmu. Hlavný objem tvoria lávové prúdy, ktoré budujú pomerne hrubý efuzívny komplex na južných svahoch Štiavnického pohoria. V dôsledku kontaktu s vodným prostredím v pásme litorálu nastali procesy brekciácie hyaloklastitového typu a vznikla sklovitá základná hmota prevažnej časti lávových prúdov. Klastický materiál pochádzajúci z hyaloklastitových brekcií bol v širokej miere redeponovaný a uložený v podobe epiklastických súvrství, prípadne bol transportovaný a uložený v podobe masových prúdov (debris flow, lahary a pod.).

Výlevné vulkanické horniny humenického komplexu sa podieľajú na geologickej stavbe severných okrajov regiónu. Lávové prúdy tvoria doskovité, prípadne jazykovité telesá s hrúbkou od niekoľko m do 15–25 m. Vyznačujú sa výraznou brekciáciou a vezikuláciou v bazálnej, najmä však vo vrchnej časti, ktorá je spätá s intenzívnou oxidáciou Fe zložky. Petrograficky sú rozlíšené nasledujúce variety:



**Pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit (82)** vystupuje na povrch najmä v oblasti kóty Vtáčniky a na svahoch Starého hája. Je často sklovitý, sivočierny, drobný až strednoporfyrický. V prípade sklovitých variet je základná hmota čierna, s kontrastným vystupovaním porfyrických výrastlíc plagioklasu (1–3 mm). Rozpad je doskovitý, nepravidelný, pri sklovitých typoch na angulárne fragmenty.

Priemerné modálne zloženie výrastlíc: plagioklas cca 35 %;  
hypersten cca 10 %;  
augit cca 4–5 %;  
základná hmota cca 50 %.

Základná hmota je mikrolitická až hyalinná, prípadne skrytokryštalicko-hyalinná s fluidálnymi štruktúrami (zvýraznenými magnetitom), často porézna a dezintegrovaná.

**Leukokratný sklovitý pyroxenický andezit (83)** je v celom komplexe menej častou varietou. Vyskytuje sa najmä v spodných úrovniach efuzívneho komplexu v oblasti Starého hája, Panskej hory a kóty Šándorky. Makroskopické charakteristiky sú analogické ako pri predchádzajúcom type.

Priemerné modálne zloženie výrastlíc: plagioklas 20–22 %;  
hypersten 0,5–2 %;  
augit 0,5–1,3 %;  
základná hmota 74–78 %.

Základná hmota je mikroliticko-hyalinná, resp. kryptokryštalická, zriedkavejšie mikroliticko-pilotaxitická.

**Hyaloklastitové brekie (84)** tvoria nesúvislé polohy pri báze a pri okrajoch lávových prúdov (západné svahy Starého hája). Brekie tvoria angulárne až subangulárne fragmenty priemernej veľkosti 15–35 cm, sporadicky bloky do 0,5 až 1,5 m porfyrického pyroxenického andezitu s čiernou sklovitou základnou hmotou. Matrix je detritický, tvoria ho v prevahe drobné sklovité úlomky andezitu, kryštaloklasty plagioklasu pyroxénov a sporadicky úlomky pemzy. Petrografickým štúdiom sú potvrdené úlomky andezitu s hyalinnou, prípadne mikroliticko-hyalinnou základnou hmotou s fluidálnymi štruktúrami, často sfarbenou do hnedá až hnedočierna oxidmi Fe. Pri okrajoch fragmentov pozorujeme trieštenie na drobnejšie úlomky.

V severnej časti regiónu, v zárezoch na južnom svahu kóty Starý háj severozápadne od Tlmáč i pod kótou Šándorky severozápadne od Čajkova, sú východy vulkanickosedimentárnych súvrství, patriacich tiež ku komplexu Humenica. Odkryvy v podloží lávových prúdov pyroxenického andezitu severne od Gondova tvoria **redeponované pemzové tufy (85)** tvoriace vložky a polohy s hrúbkou od 0,5 do 2 m. Hlavnú zložku predstavujú úlomky pemzy priemernej veľkosti 1–3 cm (60–80 %), prítomné sú aj drobné úlomky sklovitých a často

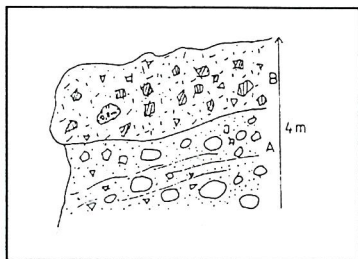
poréznych pyroxenických andezitov (5–10 %). Matrix je tufový až piesčito-tufový, s drobnejšími úlomkami pemzy. Pemzové tufy sú zvrstvené až nezreteľne zvrstvené. Litológia a textúry poukazujú na rapídny transport splachového typu. Sporadicky sú zastúpené vložky subhorizontálne zvrstvených, drobnno- až strednozrnných tufitických pieskovcov.

Na svahoch s. od Rybníka a Čajkova vystupujú na povrch **epiklastické pieskovce s polohami pemzy, s vložkami prachovcov a drobnnozrnného klastického materiálu zo sklovitých andezitov (86)**. Tvoria vložky až súvislé polohy v zárezoch na j. a z. svahoch Starej hory (s. od Tlmáč), kde sa striedajú s polohami epiklastických brekcií. Pieskovce sú tmavosivé až sivohnedé, zvrstvené. Klastický materiál, zastúpený sklovitým pyroxenickým andezitom, je drobný (2–3 cm), prevažne angulárny až subangulárny, výrazne triedený a uložený v subhorizontálnych polohách. Pravidelnou zložkou sú úlomky pemzy v rozptýlenej podobe, prípadne tvoria vložky až polohy epiklastických pieskovcov a drobnnozrnných konglomerátov menšej hrúbky, zložených z materiálu neovulkanitov bezprostredného okolia. Časté sú aj úlomky sklovitých pyroxenických andezitov.

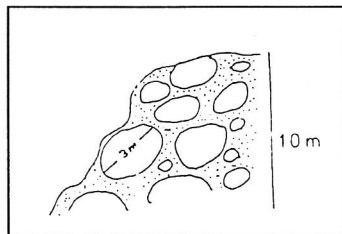
V tufitických pieskovcoch sa našla bohatá prekremenená fauna spodného sarmatu (Brestenská, 1963a).

**Hruboúlomkovité až blokové epiklastické brekcie (87)** tvorí klastický materiál priemernej veľkosti 15–25 cm, sporadicky bloky do veľkosti 0,8 m.

Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Vo vertikálnom reze pozorujeme striedanie výraznejšie triedeného a opracovaného materiálu s prevahou piesčitého matrixu (A), s polohami netriedeného a nezvrstveného materiálu a angulárnymi až subangulárnymi blokmi do 0,8 m (B), zodpovedajúce uloženinám laharového typu (obr. 4).



Obr. 4 Hrubé až blokovité epiklastické brekcie (zárez na južných svahoch kóty Starý háj); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997



Obr. 5 Hrubé až blokovité konglomeráty (západný svah kóty Urbárska hora); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997

**Drobno- až strednoulomkovité epiklastické brekcie (88)** sa vyznačujú prevahou klastického materiálu sklovitého andezitu vo frakcii 5–15 cm (ojedinele väčšie úlomky) a hrubozrnným piesčitým matrixom. Triedenosť je nízka, podobne, ako aj stupeň opracovania. Uloženíny predstavujú produkty rapídneho splachového transportu, prípadne masového transportu (debris flow, lahary a hyperkoncentrované prúdy), nasmerované do lokálnych depresíí. Polohy brekcií sa striedajú s vložkami prachovcov alebo aj drobnozrnných epiklastických konglomerátov. Predstavujú vyššiu časť sedimentácie zaplňajúcej vtedajšiu paleodolinu.

**Hrubé až blokovité epiklastické konglomeráty (89)** tvoria sporadické telesá na svahoch Starého hája (obr. 5). Fáciu tvoria dobre až dokonale opracované bloky andezitu s veľkosťou v priemere až 3 m. Prevláda porfyrický andezit so sklovitou čiernou základnou hmotou. Matrix je piesčitý až piesčito-ílovitý, zelenkavý. Ojedinele sa vyskytujú odtlačky fauny. Blokované konglomeráty predstavujú denudačné reliktu pobrežnej fácie.

## 80, 81 *ladzianske súvrstvie*

Produkty explozívnej aktivity tvoriace uloženiny pemzových tufov, rozšírené v okolí obce Hontianske Trst'any v nadloží bádenského komplexu, predstavujú ladzianske súvrstvie spodnosarmatského veku.

V zmysle Konečného et al. (1983) ladzianske súvrstvie tvoria produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (pemzové tufy, redeponované pemzové tufy, epiklastické pieskovce), uložené v nadloží sebachlebskej formácie. Sú rozšírené na báze paleoúdolia smerujúceho od obce Počúvadlo na juh až do oblasti Hontianskych Tesár. Na mapované územie okrajovo zasahujú len pemzové tufy a epiklastické pieskovce.

**Pemzové tufy (81)** predstavujú polohy s bohatým obsahom pemzy (obsah pemzy 60–80 %), uložené v bezprostrednom nadloží zlepencového horizontu bádenského veku s celkovou hrúbkou maximálne 20–25 m. Predstavujú prevažne transportovaný materiál rozptýlený v tufovo-ílovom matrixe sivočiernej farby. Pemzové fragmenty s priemernou veľkosťou 1–2 cm sú zaoblené, čo je spôsobené transportom hlavne vo forme splachov do sedimentačného bazénu. Stavba je bublinovitá, často s textúrami obtekania okolo výrastlíc, ktoré tvorí biotit, plagioklas, zriedkavý je amfibol a hypersten. Pri okraji je pemza limonitizovaná, mierne chloritizovaná, limonitový pigment lemuje okraje vezikúl. Hojné sú úlomky drevitých častí rastlín.

V nepatrnej miere (10–20 %) sú prítomné drobné opracované klasty andezitov, predstavujúce materiál staršej vulkanickej stavby:

- s holokryštalickou základnou hmotou, mikrohypidiomorfné zrnitou,
- s hyalopilitickou základnou hmotou s hnedým sklom, s výrastlicami hyperstenu,

- s mikrolitickou základnou hmotou,
- so skrytokryštalickou základnou hmotou, husto pigmentovanou magnetitom a s výrastlicami opacitizovaného amfibolu.

Matrix, ktorý tvorí výplň medzi fragmentmi, je tvorený drobným detritom z úlomkov pemzy, kryštaloblastov, plagioklasu, biotitu, sporadicky amfibolu a hyperstenu. Je výrazne limonitizovaný a mierne chloritizovaný.

Z ťažkých minerálov je najviac zastúpený zirkón, hypersten, apatit, ilmenit a magnetit. Hojne sa vyskytuje biotit (Priehodská in Brestenská et al., 1980). Vysoký obsah biotitu je charakteristický predovšetkým pre bazálne časti, uložené bezprostredne na zlepcovom horizonte bádenu. Vyššie pemzové polohy sú charakteristické prítomnosťou hyperstenu, augitu, sporadicky sa vyskytuje amfibol.

V rámci horizontu pemzových tufov s variabilným obsahom pemzy so znakmi transportu (zaoblenie pemzy) sú prítomné polohy hrubé 0,5–1,5 m, tvorené takmer čistým pemzovým materiálom (bez ílovito-tufového matrixu), striedajúce sa s vložkami vitrokryštalových tufov. Predstavujú pravdepodobne produkt priameho pádu po transporte v atmosfére. Pemzové fragmenty dosahujú veľkosť 3–5 cm.

Okrem pemzových tufov sa v oblasti Hontianskych Trstian nachádzajú aj **stredno- a drobnozrnité epiklastické pieskovce až prachy s úlomkami pemzy (80)**. Sú sivé, sivomodré, často škvrnité od limonitových zátekov. Vložky tvoria drobné andezitové zlepence (obliaky s priemerom do 2–3 cm, ojedinele do 5 cm), prachovce až ílovce (hrúbka do 10–15 cm), často s rastlinnými úlomkami, vložky hrubozrnnejších epiklastických pieskovcov s drobnými opracovanými obliakmi pemzy, najčastejšie s priemerom 2–3 cm. Prachovcové polohy svetlosivej až okrovej farby s nepravidelným ostrohranným a lastúrnatým lomom dosahujú 10–30 cm. Časté sú úlomky rastlín a málo zreteľné odtlačky fauny. Na lomovej ploche sú šupiny biotitu. Pravidelnou zložkou je rozptýlená, výrazne zaoblená pemza. V oblasti severných svahov kóty Remanencia je vyšší podiel ílovito-tufového matrixu, svedčiaci o výraznejšej redepozícii vo vodnom prostredí.

Smerom na juh sa usadeniny ladzianskeho súvrstvia prstovite stýkajú so sedimentmi baďanskej formácie, opísanej ďalej. Geologické hranice sú neostre aj preto, že horniny ladzianskeho súvrstvia sú rozplavené a redeponované do sedimentov baďanskej formácie.

Ondrejčíková v zmysle Pappa (1951) biostratigraficky považovala ladzianske súvrstvie za ekvivalent spodného sarmatu. Dosahuje hrúbku cca 80–100 m (Konečný, Lexa a Planderová, 1983).

## 79 *bielokamenské súvrstvie*

Vystupuje na povrch iba severne od obce Majere a predstavuje produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom tvorené

**pemzovými tufmi (79)**, ktoré sú zložené prevažne z pemzovitého materiálu (70–90 %). Úlomky pemzy dosahujúce veľkosť 1–3 cm sú rozptýlené v jemno-piesčitom popolovo-pemzovom matrice. Pemzové tufy sa uložili prostredníctvom pemzovitých pyroklastických prúdov v prevažne fluvialno-limnickom prostredí. Zvrstvenie a triedenie chýba, uloženie pemzovo-tufového materiálu je chaotické. V nepatrnom množstve sú prítomné úlomky napenených andezitov (2–5 %) toho istého zloženia a starší materiál zmobilizovaný pri pohybe prúdov. Vek datovaním pemzového tufu určili Konečný, Bagdasarjan a Vass (1969) a Repčok (1981). Na mapovanom území dosahujú hrúbku cca 50 m.

## 78 *sitniansky efuzívny komplex*

Najsevernejšiu časť výbežku mapovaného územia v oblasti Pukanca lemujú produkty **sitnianskeho efuzívneho komplexu**. Zastupujú ich lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, uložené bezprostredne v nadloží lávových prúdov komplexu Humenica, prípadne v nadloží pemzových tufov bielokamenského súvrstvia.

**Amfibolicko-pyroxenický andezit ± biotit (78)** vystupuje na povrch v okolí obce Majere. Je zastúpený aj denudačným reliktom východne od obce Devičany. Tvorí sukcesiu lávových prúdov premenlivej hrúbky (50–150 m). V bazálnej časti a v miestach, kde prišli do styku s vodným protredím, sú lávové prúdy často zbrekčovatené. Hrubšie lávové prúdy majú v spodnej časti vyvinutú doskovitú odlučnosť laminačného pôvodu. Vyššie je odlučnosť hrubostlpcovitá až nepravidelne blokovaná. Andezit je svetlo- až tmavosivý, hruboporfyrický. Výrastlice tvorí plagioklas, amfibol, augit, hypersten, amfibol a zriedkavý biotit (do 1 %). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až poikilitická a pri časti prúdov aj sklovitá.

Úklony lávových prúdov na JV (vrátane bázy celého komplexu) indikujú okraje paleodoliny smeru JZ–SV.

Amfibolicko-pyroxenický andezit (± biotit) je stredno- až hruboporfyrický, tmavosivý až svetlosivý, s hrubodoskovitým až nepravidelne blokovým rozpadom.

Výrastlice tvorí: plagioklas (1–4 mm, cca 30 %);  
hypersten, augit (cca 2–3 %),  
amfibol (1–4 mm, cca 2 %).

Makroskopicky je ojedinele možné zistiť prítomnosť biotitu. Základná hmota je mikrokryštalicko-pilotaxitická, často poikilitická až mikroliticko-hyalinná (v prípade variet so sklovitou základnou hmotou).

Sedimenty spodnosarmatského veku podľa údajov z vrtoz PKŠ-1 (hlbkový interval 20,0–90,4 m) a GK-6 (hlbkový interval 160,0–352,3 m) sa nachádzajú v severnej časti regiónu. Sú nad produktmi neovulkanitov a predstavujú

usadeniny hlbokovodnejšieho prostredia, reprezentované prachovými flmami, ílovitými prachmi, flmami, vápnitými flmami, pieskami s premenlivým obsahom ílovitej a prachovej prímеси a jemno- až strednozrnnými pieskami. Celkovo prevládajú piesčité horniny nad pelitickými. Farba je sivá, zelenkavosivá až zelenkavomodrosivá. Obsah  $\text{CaCO}_3$  sa pohybuje v rozmedzí 2,40–5,01 % (Priečhodská in Karolus et al., 1975).

Zistila sa z nich chudobná fauna foraminifer – *Elphidium flexuosum* GRILL PAPP, *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.) a *Protelphidium* ex gr. *granosum* (ORB.); (Brestenská, 1975). Vo vrte GK-6 v nájdenej netypickej mikrofaune prevažoval druh *Ammonia* ex gr. *beccarii*, ktorý tvoril monoasociácie, a to najmä v hlbšej časti vrtu (v hĺbke pod 250 m). V intervale 160–250 m sa okrem uvedeného druhu nachádzali aj druhy *Fissurina saccula* (FORNASINI), *Elphidium joukovi* SEROVA, *E. macellum* (FICHTEL et MOLL.), *Protelphidium martkobi* (BOGD.) a *Cibicidella variabilis* (ORB.), *E. mirandum* KRASHENINNIKOV (Brestenská, 1969).

V sedimentoch vrtu G-1, nachádzajúcom sa južne od Gondova, sa našla chudobná fauna foraminifer, v ktorej boli zastúpené popri iných druhoch aj *Elphidium reginum* (ORB.) a *E. aculeatum* (ORB.). Uvedené druhy sú charakteristické pre spodný sarmat – zónu *Elphidium reginum* (Brestenská, 1963b).

Horniny spodnosarmatského veku na mapovanom území dosahujú hrúbku cca 200 m.

## Spodný–stredný sarmat

Úvodom možno konštatovať, že sedimentácia okrajových častí spodno- až strednosarmatského mora prebiehala zhruba synchronne s vulkanickou aktivitou štiavnického stratovulkánu. Dôkazom je vnikanie lávových prúdov do sedimentárneho prostredia v jeho okrajových častiach, ich brekciácia a následná deštrukcia s premiestnením materiálu za vzniku konglomerátových a tufiticko-piesčitých súvrství. Podobne v distálnych častiach dochádza v morskom prostredí k redepozícii vulkanoklastického materiálu a vzniku jemnozrnejších facií (redeponované tufy, tufitické pieskovce, ílovce a konglomeráty).

## 77 bad'anská formácia

Plošne najväčší rozsah mapovaného územia vo východnej časti tvoria horniny bad'anskej formácie spodno- až strednosarmatského veku.

Bad'anská formácia v severnej oblasti svojho rozšírenia zahŕňa súbor lávových prúdov sklovitých pyroxenických andezitov (často leukokratných andezitov), hyaloklastitových brekcií, pemzových tufov a epiklastických brekcií, konglomerátov a pieskovcov, uložených v nadloží ladzianskeho súvrstvia v jz.

časti štíavnického stratovulkánu, v prostredí limnického až brakicko-morského typu. Produkty aktivity pyroxénovo-andezitového vulkanizmu tvoria výplň paleodoliny smerujúcej z oblasti Počúvadla na severovýchode (mimo mapovaného územia) na juh s postupným rozširovaním priestoru v distálnych častiach (oblasť Šalova). Vodné plytkomorské prostredie, v ktorom sa uskutočnila depozícia vulkanických produktov, podmienuje charakteristický vývoj širokej škály litologických typov vulkanoklastických hornín, ako aj procesy hyaloklastitovej brekciácie a sklovitý vývoj základnej hmoty lávových prúdov (procesy blízke až analogické ako v prípade komplexu Humenica).

Lávové prúdy tvoria ploché doskovité telesá s priemernou hrúbkou 15 až 25 m a viac, s plošným rozsahom niekoľko km<sup>2</sup>. Vystupujú na povrch v širšom okolí Brhloviec. V bazálnej časti a pri okrajoch sú pásma hyaloklastitových brekcií (lávové príkrovy s. a z. od obce Brhlovce). V profiloch dolín západne od Brhloviec sú evidentné dôkazy o prítomnosti sukcesie väčšieho počtu lávových prúdov, ktoré pri styku s vodným prostredím podliehali dezintegrácii a brekciácii (obr. 6).

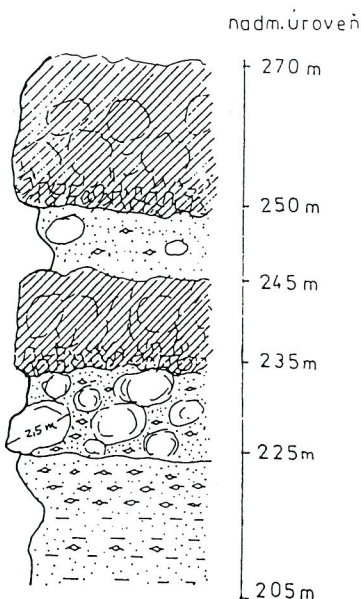
Rozpad lávových prúdov sa okrem typickej hyaloklastitovej brekciácie tvoriacej angulárne úlomky uskutočnil aj v podobe sféroidálnych útvarov (pillow), ktoré sa premiestnili a uložili v tufovo-pemzovom až tufovo-ílovitom matrici. Sféroidálne formy (pillows) sú pri kontakte často plasticky deformované (obr. 7).

**Pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit (70)** je prevládajúcou varietou. Andezit je často sklovitý, s čiernou základnou hmotou, s výraznými výrastlicami plagioklasu (1 až 3 mm). Pyroxény sú voľným okom ťažko rozlíšiteľné až nerozlíšiteľné. Rozpad je blokový až nepravidelný na angulárne úlomky. V bazálnej časti je pásmo výraznej vezikulácie, oxidácie a brekciácie s prechodom do hyaloklastitových brekcií. Na základe vzorky LEVK-35 a GCH-146 (Karolusová a Karolus, 1985) je petrografický opis pyroxenických (augiticko-hyperstenických) andezitov takýto:

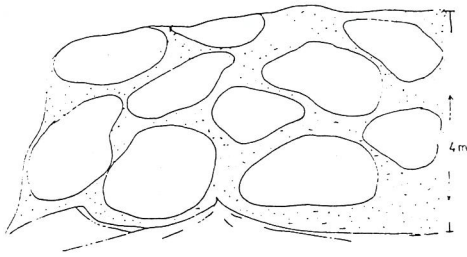
Výrastlice: plagioklas (lišťovitý) do 3 mm (20; 21,7 %);

pyroxény (chloritizované) do 2 mm (3,0; 2,0 %);

základná hmota 75,9; 75,3 %.



Obr. 6 Hyaloklastitová brekciácia a dezintegrácia lávových prúdov (profil pod Koplalovým vrchom sz. od obce Brhlovce); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997

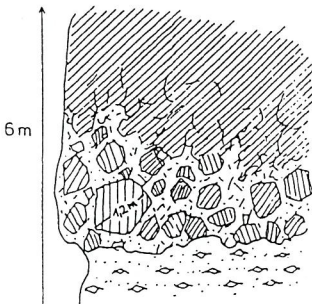


Obr. 7 Sféroidálne bloky sklovitého andezitu – produkt dezintegrácie lávového prúdu. Bloky sú sčasti deformované (roklina pod Koplalovým vrchom sz. od Brhloviec). V. Konečný in V. Konečný et al., 1997

Prevažne mikrolitická, mikroliticko-hyalinná až hyalinná základná hmota je sfarbená do svetlohnedá a často je dezintegrovaná a porézna.

**Hyaloklastitové brekcie a redeponované hyaloklastity (71)** pri okrajoch a v bazálnej časti tvoria úlomky až bloky sklovitého andezitu. Väčšie bloky (v priemere do 1,2 m a viac) sú subsféroidálne. Drobnejší materiál je často výrazne angulárny. Matrix je zrnitý, svetlý, často pestrofarebný (svetlohnedý, žltý, zelený, hnedočervené odtiene). Zreteľne sú viditeľné postupné prechody do intenzívne vezikulovaného až dezintegrovanej andezitu (obr. 8).

V dôsledku krátkeho transportu narastá objem zrnitej matrixu a zmiešava sa s pemzovými tufmi. Klastický materiál je v matrixe rozptýlený a sčasti nadobúda opracovaný charakter. Týmto procesom v blízkosti primárnych akumulácií hyaloklastitových brekcií vzniká fácia redeponovaných hyaloklastitov. Pretože hranice medzi primárnymi akumuláciami a redeponovanými faciami sú nezreteľné a prakticky nezmapovateľné, zahŕňame obe fácie spolu.



Obr. 8 Detail hyaloklastitovej brekciácie (roklina pod Silaškou s. od Veľkých Krškán); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997

**Hrubé až blokové epiklastické konglomeráty (72)** tvoria nesúvislé polohy v rámci vulkanickosedimentárneho komplexu v podloží lávových prúdov sz. a s. od Brhloviec. Hlavný objem tvoria balvany až bloky, dobre až dokonale opracované, s veľkosťou do 30–50 cm, sporadicky aj s priemerom 2–3 m. Matrix je tufovo-piesčitý až tufovo-ílovitý s variabilným obsahom pemzy. Prítomnosť blokových konglomerátov poukazuje na vývoj v pobrežnej zóne, do ktorej vnikali lávové prúdy a podliehali dezintegrácii. Blokový materiál bol v pobrežnej zóne ďalej opracovaný, triedený a uložený v nesúvislých polohách. Lokálne pozorujeme erozívne zárezy v podložných tufovo-piesčitých súvrstviach, vyplnené balvanovitým materiálom.

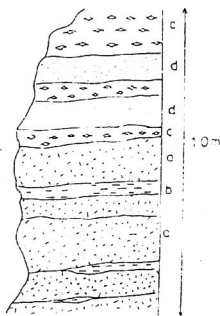


**Epiklastické pieskovce, redeponované pemzové tufy (73), pemzové tufy (74) s vložkami prachov a ílov (75) a drobnozrnné konglomeráty (76)** predstavujú faciálny komplex rozšírený v podloží lávových prúdov v oblasti Kmeťoviec, Žemberoviec, Brhloviec a Domadíc. Dominantnou faciou sú epiklastické pieskovce, tmavosivé až sivomodré, jemno- až strednozrnné, hrubo zvrstvené až nezvrstvené (lom Žemberovce). V nich sa nachádzajú redeponované pemzové tufy, tvoriace vložky a polohy s hrúbkou od 0,5 do 2 m (niekedy aj viac). Striedajú sa s polohami subhorizontálne zvrstvených, drobnno- až strednozrnných tufitických pieskovcov, prachovcov a ílovcov svetlosivej až okrovej farby s nepravidelným ostrohranným a lastúrnatým lomom. Časté sú úlomky rastlín a málo zreteľné odtlačky fauny. Na lomovej ploche sú šupiny biotitu. Smerom na juh prevládajú jemnozrnné sedimenty a mizne hrubší klastický materiál (obr. 9).

V rámci súvrství drobnnozrnných epiklastických pieskovcov sú sporadicky zastúpené vložky, šošovky až polohy opracovaného materiálu drobnnozrnných konglomerátov, zložených z materiálu neovulkanitov bezprostredného okolia. Prítomné sú aj polohy drobných polymiktných konglomerátov. Okrem andezitových obliakov sa vyskytujú aj obliaky kremencov, kryštalicích bridlic a sedimentov permu (v. od obce Bory).

Priemerná veľkosť obliakov je 5–10 cm. Základná hmota je tufitická až piesčitá. Časté sú aj úlomky sklovitých pyroxenických andezitov. Variabilnou zložkou je pemzový materiál, ktorý je rozptýlený v epiklastických pieskovcoch, prípadne tvorí súvislejšie a hrubšie polohy pemzového tufu (hrúbka do 0,5–2 m; opustené lomy pri Brhlovciach). Pemza je koncentrovaná hlavne v polohách drobnnozrnných pieskovcov až prachov, mikroskopicky tvorených úlomkami andezitu prevažne vo frakcii 0,08–0,1 mm (Brestenská et al., 1980). Sú medzi nimi úlomky:

- s vezikulovanou hyalopilitickou základnou hmotou, + výrastlice plagioklasu;
- so sklovitou základnou hmotou, sfarbenou oxidmi Fe do svetlohnedá,+ hypersten;
- s mikrolitickou základnou hmotou, opacitované výrastlice (amfibol?);
- silno zaoblené úlomky pelitických sedimentov;
- so sideritovou základnou hmotou (úplne zastretou oxidmi Fe do hnedočierna);
- s mikrolitickou základnou hmotou, silno pigmentovanou magnetitom.



Obr. 9 Súvrstvie epiklastických pieskovcov a redeponovaných tufov a tufov

a – redeponovaný tuf (masívny, nezvrstvený), b – vložky drobnnozrnných pieskovcov a prachovcov, c – pemzový tuf, d – triedené epiklastické pieskovce (lom pri obci Čankov); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997

Kryštaloblasty tvorí plagioklas, hypersten, augit, opacitizovaný amfibol, ojedinele biotit. Úlomky sú subangulárne až suboválné, úlomky andezitu so sklovitou svetlohnedou základnou hmotou sú črepovité, výrazne angulárne. V nepatrnom objeme cca 10–15 % sú prítomné úlomky väčších rozmerov (do 2 cm), ktoré zastupuje pemza so sklovitou bublinovitou až fluidálnou základnou hmotou a úlomky andezitu so svetlohnedou sklovitou základnou hmotou a výrastlicami hyperstenu.

Zaujímavým fenoménom na santovsko-levickej čiastkovej hrasti v oblasti Krškán sú vulkanické tufitické horniny postihnuté argilitizáciou. Ležia priamo na mezozoiku a boli prevrtnané vrtmi LV- 1,-2,-3 a HG-1. Podľa Markovej (1970a) je v nich absolútna prevaha redeponovaného a napadaného kyslého vulkanického materiálu, ktorý sa usadzoval vo vodnom prostredí. Prímes terigénnej zložky tvorí najmä kremeň, kremence, silicity, ojedinele kryštalické bridlice a pieskovce. Hojný je aj obsah pemzy a vulkanického skla. Bazálne polohy sú najintenzívnejšie postihnuté argilitizáciou a počas nej vznikol kaolinit, hallozyt a sporadicky aj montmorillonit. Prítomnosť autigénneho barytu je dôkazom, že argilitizácia prebiehala v prostredí obohatenom  $SO_4$ , prinesenom minerálnymi vodami. Podľa údajov z vrtov opísané horniny dosahujú hrúbku 1 až 5,2 m.

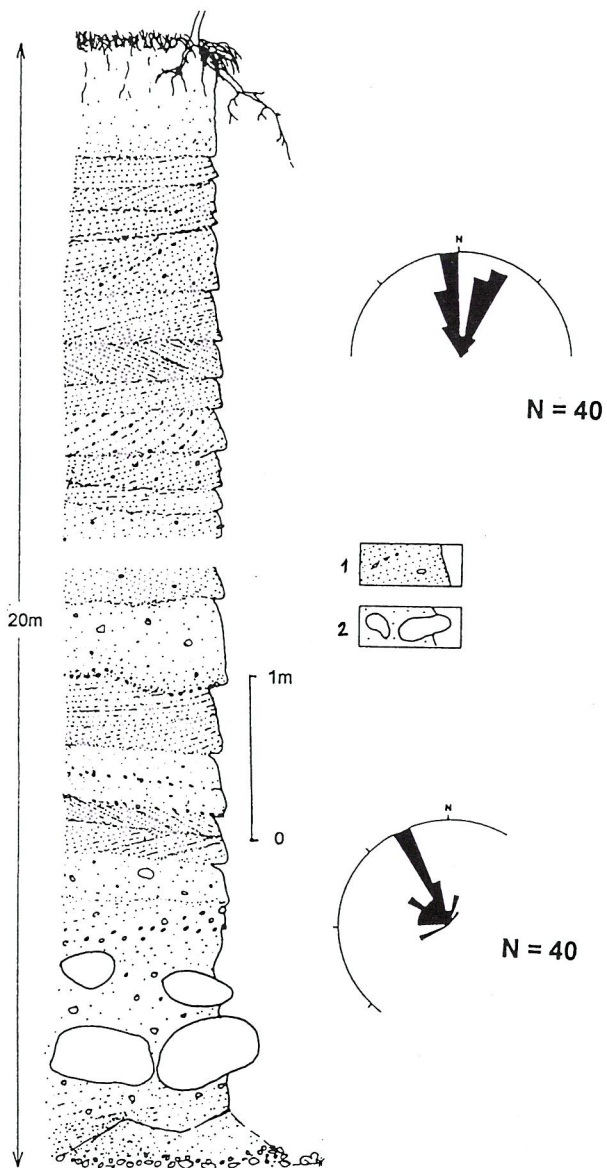
## 69 *deltová sedimentácia*

Smerom na juh sa polohy epiklastických pieskovcov, pemzových tufov a redeponovaných tufov patriace k baďanskej formácii už tak výrazne nepodielajú na zložení sedimentov. Prevládajú piesčité a pelitické sedimenty s rozptýlenou tufitickou prímesou, ktoré sme predbežne nazvali deltová sedimentácia.

V sedimentoch sarmatského veku v južných častiach mapovaného územia sa celkovo striedajú polohy pieskov až pieskovcov s ílmi, často tufitickými ílmi, tufitickými pieskovcami a tufmi. Sporadicky sa vyskytujú zlepenca a štrky.

Najrozšírenejším litologickým typom sarmatských sedimentov sú **piesky a pieskovce, prachovité piesky až prachy s ílovitou prímesou (65)**. Obsahujú hojnú vulkanickú prímes, takže možno ich považovať za tufitické.

Piesky sú vo všeobecnosti vápenaté, drobné- až strednozrnné, ojedinele aj hrubozrnné. Majú rôzne odtiene od modrosivej, hnedej až po bielosivú farbu. V území z. od Ipeľského Sokolca sa v nich často vyskytujú jadrá makrofauny. Piesky majú vyvinuté šikmé a pozitívne gradačné zvrstvenia. Prachovcové a piesčité vrstvy sa v pieskovcoch nepravidelne striedajú. Zvýrazňujú prevažne nezreteľnú, nepravidelnú subhorizontálnu vrstvosť pieskovcov. Tak je to v odkryvoch na južnom okraji Sazdíc, z. od Demandíc (k. Veterník, 209,1 m) a vsv. od Sazdíc (k. Ereslenyho h., 237,8 m). Tu sú piesky kemité, žltohnedé, stredno- až hrubozrnné, vrstvosťové, lokálne spevnené na rozpadavé pieskovce striedajúce sa



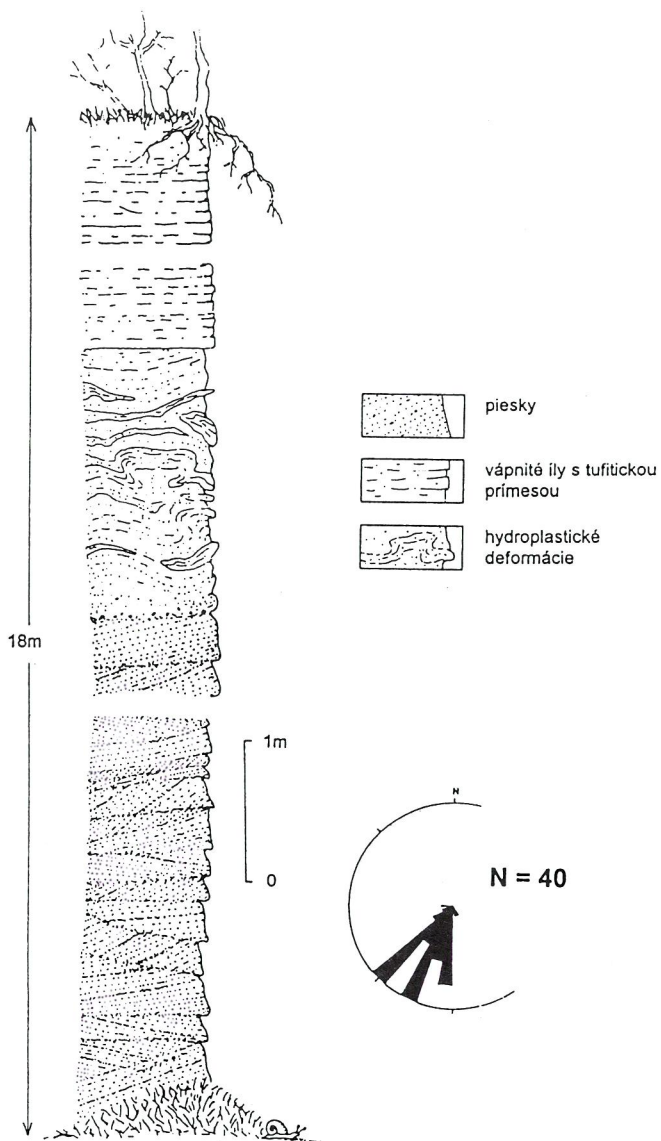
Obr.10 Plytkovodná sedimentácia v prostredí prílivových valov a ružicové diagramy orientácie šikmých zvrstvení (pieskovňa Kamenec); A. Nagy et al., 1998  
 1 – piesky, tufitické piesky s obliakmi andezitov 2 – obliaky pyroxenických andezitov

s prachmi. V spodnejších častiach sa v nich sporadicky objavujú tenké prúžky s ryolitovými obliakmi. Nad nimi vystupujú biele vrstvomité ryodacitové tufity až rozpadavé tufitické pieskovce sivej, hnedastej, ale aj modrastej farby. Časté je v nich šikmé zvrstvenie. V piesčitých tufitoch sa objavujú biele a sivé, ojedinele ružové, dobre opracované obliaky ryodacitov a pemzy. Zriedkavo sa objavujú obliaky kremeňa a lyditu, nepravidelne roztrúsené v celej hornine. Vzácne sa v týchto vrstvách vyskytujú aj bielosivé polohy pelitických ryodacitových tufitov (Pristaš et al., 1980). V asociácii minerálov z tufitov sa zistila prevaha biotitu a celkom nepatrné zastúpenie augitu a hyperstenu. V ľahkej frakcii sa zistilo kyslé vulkanické sklo a andezín. Miestami sa v tufitoch objavujú polohy sivobielych tufitických bridličnatých ílov so železitými konkréciami a odtlačkami fauny a flóry (Pristaš et al., 1980).

V oblasti Kamenca, v odkryvoch v zárezoch dolín, v okolí hyaloklastitových brekcií lávových prúdov, sú dobre pozorovateľné textúry slabo spevnených pieskovcov sivozelených farieb.

V dne pieskovne pri Kamenci sú odkryté andezity. Ide o zvyšky lávového prúdu, ktorý sa vylial do vodného prostredia a následne v plytkovodnom prostredí bol činnosťou vln dezintegrován na obliaky a dobre opracované balvany až do priemeru 1 m (obr. 10).

Nad nimi sú slabo spevnené pieskovce sivozelených farieb. Sú kremité, s prímiesou vulkanického materiálu, tvoreného úlomkami dobre opracovaných obliakov pemzy a andezitov s priemerom väčšinou do 3 cm, ojedinele aj do 8 cm. Často sa v nich nachádzajú útržky ílov. Sedimentárne textúry pieskovcov reprezentujú najmä šikmé zvrstvenia. Vyskytuje sa planárne bimodálne šikmé zvrstvenie, kde sa striedajú vrstvy hrubozrnných pieskov až drobnozrnných štrkov s drobnozrnnými pieskami. Pomerne často sa vyskytujú vymyté vrstvičky drobnozrnných štrkov hrubé do 2–3 cm, takmer úplne bez piesčitého matrixu, s podpornou štruktúrou obliakov. Sú zložené z dobre opracovaných obliakov pemzy a andezitov s priemerom do 2 cm. Lokálne sigmoidálne drapérie a laminárne zväzky, usadené zo suspenzií (drapes lamination), vznikli v subtidálnom prostredí. Viditeľné sú aj šikmé zvrstvenia typu „rybej kosti“ (hering bone), ktoré vznikli pod vplyvom prílivových a odlivových prúdov. Sigmoidálny ohyb lamín piesku v hornej aj dolnej časti vrstvy vytvára sigmoidálne zvrstvenie, typické pre prostredie so značným účinkom prílivu a odlivu. Smerom do nadložia sa zvyšuje početnosť vrstiev pieskov so zachovanými prílivovo-odlivovými fenoménmi. Klastický materiál pochádza z hornín štiavnického stratovulkánu. Podľa dvoch ružicových diagramov orientácie šikmých zvrstvení (po 40 meraní) v dolnej časti prevládalo plytkomorské intertidálne prostredie prílivových valov (barov) s generálnym smerom pohybu vln zo SSZ na JJV. V hornej, subtidálnej časti sa orientácia smeru prílivových prúdov stáčala zo S, resp. SV na J, resp. JV. Všetky znaky poukazujú na plytkovodné pobrežné fácie. Keďže v rovnamej výškovej



Obr. 11 Piesky usadené v prostredí s prevahou fluvialneho režimu sedimentácie a ružicový diagram orientácie šikmých zvsťvení (Kubáňovo); A. Nagy et al., 1998

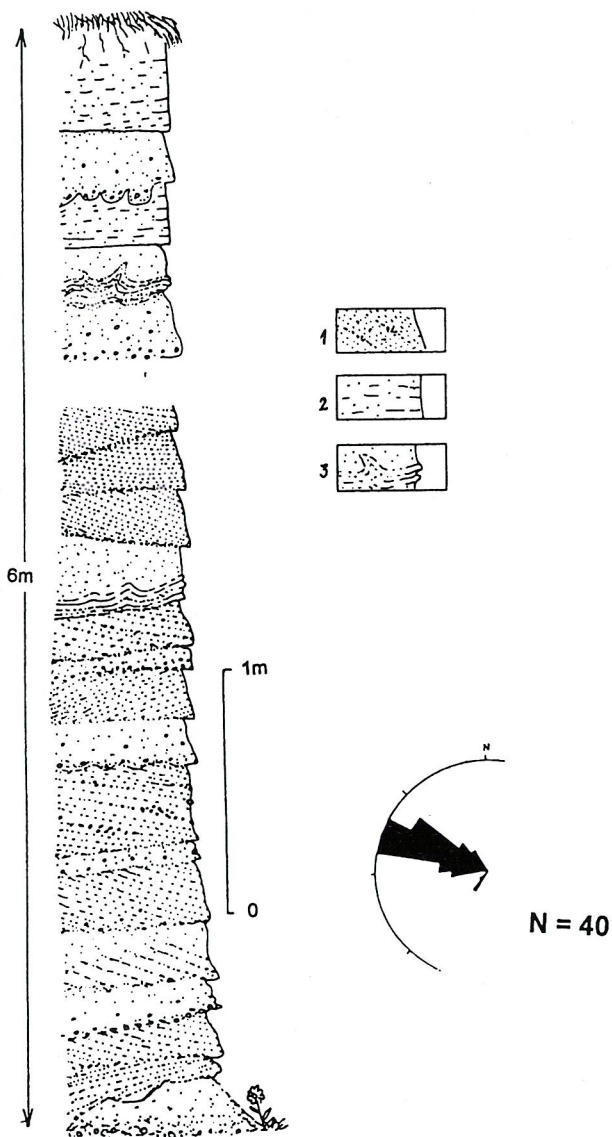
úrovni v ľavej strane pieskovne sú zachované piesčité íly, môže pravdepodobne ísť o lokálnu dotáciu klastík veľkým vodným tokom do tektonikou kontrolovanej poklesávajúcej pukanecko-bátovskej prepadliny. V jej centrálnych častiach smerom na severovýchod k Novej Dedine z okrajov vyzdvihnutej čiastkovej kalinčiakovskej hrasti sa sedimenty zjemňujú.

V oblasti južne od turovsko-levickej hrasti sú piesky a pieskovce plošne najrozšírenejšie.

V prirodzených aj umelých odkryvoch v obci Kubáňovo vystupujú šikmo zvrstvené, drobnozrné, slabo spevnené pieskovce s obliakmi pemzy a tufitickou prímесou. V spodných častiach majú pieskovce generálny smer orientácie lamín fluviaľných šikmých zvrstvení na JJZ, čo zodpovedá smeru depozičného prúdenia (obr. 11). Nad nimi sa nachádza cca 1,5 až 2 m hrubá poloha pieskovcov s detailne poprehýbanými, 10–20 cm hrubými vrstvami pieskovcov, Fe oxidmi sfarbenými do hrdzavohneda. V ich nadloží sú usadené sivozelené tufitické íly, dosahujúce hrúbku až 10 m, ktoré sú bohaté na rastlinné zvyšky a litifikované úlomky driev, naplavených kontinentálnymi tokmi. Opísaný sedimentárny sled dokumentuje stúpanie morskej hladiny s transformáciou fluviaľných sedimentov zarezaného údolia na ílovitú sedimentáciu v zaplavenom estuáriu. Deformácia prechodných vrstiev je pravdepodobne viazaná na transformáciu riečneho zvodnenia do morského zvodnenia a je hydroplastická. Pri relatívnom znížení hladiny mora sa vodný tok zarezal do plážových sedimentov a naniesol svoje náplavy vo fluviaľnom prostredí. Následkom opätovného zvyšovania úrovne vodnej hladiny nastala sedimentácia ílov.

V stene pieskovne na lokalite Slovenský Majer (obr. 12) sú odkryté šikmo zvrstvené, stredno- až drobnozrné piesky až slabo spevnené pieskovce s hojnou vulkanickou prímесou vo forme obliakov pemzy s veľkosťou až do 3 cm. Pemza často tvorí šikmé laminy striedajúce sa s laminami pieskov. Piesky niekedy nedosahujú až k stropu piesčitej vrstvy, čo je spôsobené odnosom materiálu nasledujúcou (prílivovou) vlnou. V niektorých vrstvách pieskov sú hydroplastické deformácie, prejavujúce sa stopami po úniku vody. Na spodných vrstvových plochách strednozrných pieskov sú dobre viditeľné stopy po vtlačaní do podložných drobnozrných pieskov s ílovitou prímесou. Opäť ide o plytkovodnú sedimentáciu barov v intertidálnom prostredí so značným účinkom vín. Podľa ružicového diagramu orientácie šikmých zvrstvení prílivových valov prevláda smer prílivového vlnenia z VJV na ZSV.

Na lokalite v Lontove, na báze umelého odkryvu pieskovne, vystupujú stredno- až drobnozrné tufitické piesky s interklastmi ílov veľkými až 10 cm a rozptýlenými obliakmi kremeňa s priemerom do 1 cm, ktoré sa usadili z masových subakvatických tokov. V nich je na ploche 1 x 2 m zachované čelo vrásky s vergenciou na SZ, naznačujúcou synsedimentárny sklz v smere sklonu pobrežného čela. Vrásku tvoria vrstvy slabo spevnených drobnozrných pieskov



Obr. 12 Piesky usadené v plytkovodnom prostredí prílivových valov a ružicový diagram orientácie šikmých zvrstvení (pieskovňa Slovenský Majer); A. Nagy, 1998  
 1 – piesky, tufitické piesky s obliakmi pemzy, 2 – drobnozrnné piesky s ílovitou prímiesou, hydroplastické deformácie

hrubé od 15 do 20 cm. Nad nimi je vrstva hrubozrnných pieskov, kde bázu tvorí drobnozrnný kremitý štrkový materiál dobre opracovaných obliakov s veľkosťou do 2 cm, s bohatým obsahom schránok lastúrníkov a ulitníkov. Na spodných vrstvových plochách sú vyvinuté textúry vtláčania do podložných drobnozrnných pieskov s ílovitou prímiesou. Ide tu o produkt gravitačného toku vo forme hustého turbiditného prúdu (high density turbidity current) po pobrežnom čele do hlbších častí sedimentačnej panvy. V ich nadloží je uložený cca 6 m hrubý súbor hlbokovodných piesčito-ílovitých hemipelagických sedimentov. Íly a íly s piesčitou prímiesou sú horizontálne uložené a tvoria tenké (3–5 cm) vrstvy, občas prerušené vrstvami hrubozrnných pieskov s pozitívnou gradáciou, v spodnej časti s obliakmi kremeňa s priemerom do 1,5 cm. Piesky predstavujú sedimenty uložené z hyperkoncentrovaných subakvatických úlomkotokov, ktoré skĺzali či už v dôsledku vlastnej hmotnosti, alebo pri otrasoch spôsobených zemetrasením, sprezdávajúcim súdobú vulkanickú činnosť. V hemipelagitoch sme identifikovali niekoľko 3–5 cm hrubých vrstvičiek drobnozrnných pieskov s ílovitou prímiesou, s vyvinutou prúdovo-čerínovou lamináciou, ktoré predstavujú búrkové sedimenty – tempestity. Podľa sedimentárnych znakov sa opísané sedimenty usadzovali v morskom prostredí tesne pred pobrežným čelom (lower shore-face).

Pomerne hojné sú **drobnozrnné štrky a zlepence (66)**. Nikde netvorí hrubé polohy, častejšie sa vyskytujú len vo forme šošovkovitých polôh v pieskoch a pieskovochoch. Tvoria ich dobre opracované obliaky pyroxenického andezitu, sporadicky obliaky kremeňa, kremenca a vápencov, najčastejšie s priemerom do 3 cm, zriedka väčšie. Tmel zlepenčov je ílovitý. Samotné piesky, resp. pieskovce, slabo stmelené ílovitým tmelom, tvoria hlavne živce. Väčšinou sú to plagioklasy vulkanického pôvodu, menej je kremeňa, prevažne terigénneho a vulkanického skla, prípadne pemzy. V niektorých polohách sú kúsky pemzy, ktoré tvoria v hornine svetlé „očká“. Akcesoricky sa vyskytuje glaukonit, prevláda granát a sprezdáva ho pyroxén, ilmenit, zirkón, amfíbol, magnetit, turmalín, rutil, epidot, distén, pyrit, vzácne vulkanogénny biotit (Marková in Pristaš et al., 1980).

Východne od Mýtnych Ludian v pieskoch vystupujú šošovkovite sa vyklišujúce, lavicovité, 0,5–1 m hrubé andezitové tufy a tufity. Tvoria ich modrosivé až sivozelené pemzové tufy, miestami s tenkými polohami pelitických tufov striedajúcimi sa s polohami sivých a modrastých, jemno- až hrubozrnných piesčitých tufov a tufitov. Podľa analýz Markovej (in Marková a Vass, 1969, 1970) a Gašparíkovej (in Gabčo, 1970) základná hmota je popolovitá, s utopenými úloškami rôzne opracovaného vulkanického skla, čo Marková (l. c.) vysvetľuje ako napadanie ľahkého explozívneho materiálu do vodného prostredia.

Netriedené tufity zistil Mišík (1958) vo vrte Ži-2. V minerálnej asociácii týchto tufitov prevládajú pyroxény. Predstavujú synvulkanický sediment. Vo vrchnej časti vrtu Ži-2, hlavne od 100 m vyššie, t. j. v piesčitých tufitoch, pies-



koch a pelitoch všeobecne pribúda materiál pyroxenických andezitov. Kyslé vulkanické sklo zistené popri ňom považuje Mišík za preplavené.

Z okolia Šalova, z územia východne od Zbrojníkov (Gabčo, 1970) a z okolia Demadíc, sú známe kremenné drobnozrnné, slabo spevnené zlepence až štrky s dobre opracovanými obliačkami priemernej veľkosti okolo 0,5 cm, zriedkavejšie 1–3 cm a vzáčne až 8 cm. Obliakový materiál pozostáva prevažne z kremeňa, kremenca a lyditu. Tmel je vápnitý, piesčitý, niekedy tufiticko-piesčitý, miestami s jadrami makrofauny a vzáčne aj s úlomkami stielok litotamnií. Dobre sú vyvinuté pozitívne gradačné zvrstvenia, kde zlepence až štrky prechádzajú do hrubozrnných kremitých pieskov. Najčastejším typom zvrstvenia sú korytové zvrstvenia fluvialnej sedimentácie, niekedy s dobre viditeľnou laterálnou akreciou pobrežných valov (point bars), vznikajúcou na násosovom brehu vodného toku. Smer korýt je v smere SV–JZ. Kremité zlepence nikde netvoria súvislé polohy, vyskytujú sa len vo forme telies podobných šošovkám, dosahujúcich hrúbku 5–20 m, predstavujúcich pravdepodobne výplne vetvených riečnych korýt. My sme potvrdili interpretáciu Gabča (1970), že ide o regresiu mora. Vyzretosť sedimentu, fluvialne textúry, veľmi dobré opracovanie obliakov, ich petrografické zloženie poukazujúce na zdroje z hornín kryštalinických masívov a prítomnosť vulkanitov len vo forme ťažkých minerálov (obr. 14; vz. 5PS Zbrojníky) poukazuje na zvyšky kontinentálnej sedimentácie pravdepodobne dlhého vodného toku. Aktivita toku sa dá predpokladať v období počas vulkanického pokoja, keď ustala explozívno-efuzívna činnosť štiavnického stratovulkánu, zrejme na rozhraní vrchného bádenu a začiatkom spodného sarmatu. Nemožno však vylúčiť ani možnosť, že ide o redepozíciu starších predvulkanických sedimentov (napr. ekvivalentov podobných turovským vrstvám), podliehajúcich erózii na vtedy vynorených častiach elevačnej štruktúry turovsko-levickej hrasti. Stanoviť však presnejšie, odkiaľ a ktorými miestami vodný tok tiekol, si v budúcnosti vyžiada podrobnejšie štúdium.

V spodno- až strednosarmatských sedimentoch sa čoraz častejšie objavujú vrstvičky a polohy pelitov. Určiť hranicu medzi piesčitými a pelitickými vrstvami je veľmi ťažké, pretože sa mnohokrát drobnó- i hruborytmicky striedajú. Preto hocijaká hranica medzi nimi je schematická a označuje len prevahu toho-ktorého litologického komplexu. V oblastiach bližšie k vulkanickým centráam na severe sú medzi pelitickými horninami v prevahe tufitické íly.

**Vápnité a tufitické íly s polohami tufitov a tufov (67)** sú sľudnaté, zelenosivej až sivej farby, s bridličnatým rozpadom. Často majú zvýšený obsah piesčitej a tufitickej prímеси. Vystupujú na povrch v erózných ryhách severne a severozápadne od Šalova, pri Kubáňove a Sazdiciach. Vyskytuje sa v nich hojná makrofauna mäkkýšov a odtlačky listov. Smerom na sever pribúdajú polohy tufitických ílov a objavujú sa viacej tufitické fácie. Takéto sedimenty vystupujú na povrch

najmä v severnom a východnom okolí Hontianskej Vrby, Šalova a Demandíciach. Zistili sa tu (Gabčo, 1970) aj výskyty polôh tufodiatomitov.

Sivé pórovité, nevrstvomité, kaolinizované, pravdepodobne autochtónne ryolitové tufy vystupujú priamo na vrchnobádenských tufitických pieskoch v malom lome 600 m z. od Sazdíc. V minerálnej asociácii Marková (in Pristaš et al., 1980) uvádza prevahu biotitu, menej je zastúpený zirkón, sporadicky ilmenit, apatit a vulkanogénny granát. Hojné je vulkanické sklo, ktorého index lomu je menší ako 1,500. Bazicitá plagioklasov zodpovedá oligoklasu. Kremeň je zriedkavý. Rádiometrický vek tufov je  $12,9 \pm 0,5$  m. r. (Bagdasarjan et al., 1968), vek je však prepočítaný s konštantou rozpadu  $\lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{y}^{-1}$ .

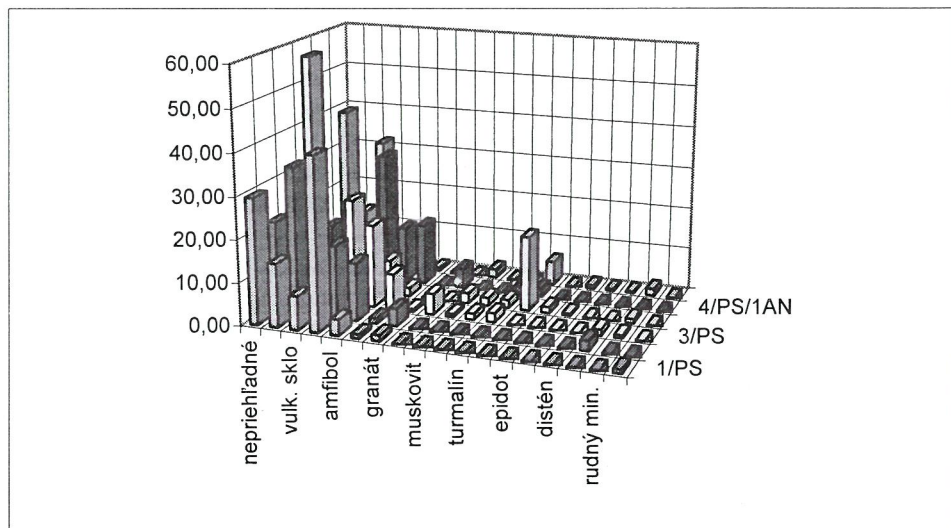
V záreze cesty 1,5 km sv. od Demandíc sa vyskytuje zle triedený ryodacitový tufit s piesčitou prímiesou. V minerálnej asociácii z obliačika tufu sa zistila prevaha biotitu a hojné reliktu kaolinizovaných plagioklasov. Vulkanické sklo má index lomu 1,505.

Len na jedinom mieste (cca 2,5 km jv. od obce Kukučínov pod kótou 205 m n. m.), v dvoch izolovaných umelých odkryvoch, vystupujú na povrch **machovkové vápence (68)**. Odkryvy uvádzané Ivanom (1965) pri Novom Tekove zanikli poľnohospodárskou činnosťou.

Vápence sú bielo sfarbené, pevné, ale pórovité, navetrané plochy sú po údere práškovo rozsypavé. Obsahujú množstvo fosílnych pletív bryozoi. Vyskytujú sa aj rúrky červov a úlomky litotamnií. V niektorých prípadoch zvyšky pletiva machoviek tvoria koncentrické zhluky. Podobné organogénne vápence sa zistili na juhu v plytkom vrte medzi Bielicami a Šalovom a pri kóte V. Irtvaň, mimo územia regiónu (Mišík, 1966). Mišík (1997) ich porovnáva s oosparitmi s časťami deformáciami ooidov pri Novom Tekove. Pre sarmatské organogénne vápence je aj tu typická prítomnosť dutín po vylúhovaných schránkach lastúrnikov. Z machoviek z opisanej lokality určil Zágoršek (Fordinál in Nagy et al., 1998) *Celeporaria palmata* (MICHELIN). Vápence tvoria lokálne šošovkovité telesá a nedosahujú väčšiu hrúbku ako 10–15 m. Pretože machovky tvoria zhluky, je možné, že sa tak bránili značnej dynamike prostredia, ktoré by mohlo pravdepodobne zodpovedať pobrežnej rampe, nie však s takým veľkým prínosom detritu ako v prípade sarmatských karloveských vrstiev, vyskytujúcich sa na južnom okraji Viedenskej panvy (Nagy et al., 1993).

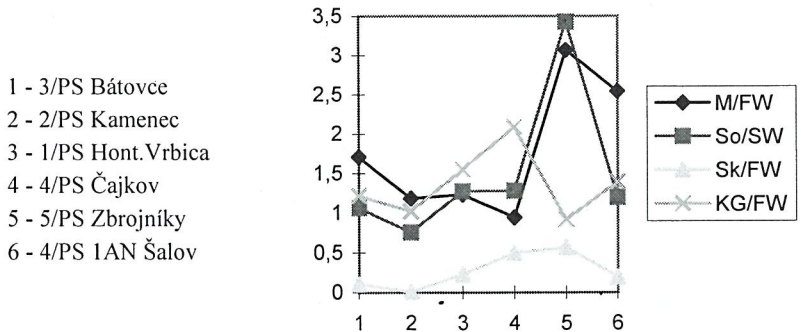
Z opísaných sedimentov bolo v rámci možností projektu odobraných niekoľko vzoriek na granulometrickú analýzu a obsah ťažkých minerálov (obr. 13 a 14). Piesky sarmatského veku deltovej sedimentácie sú stredne dobre až dobre vytriedené, s malým obsahom drobnozrnnej frakcie a vznikli v prostredí prílivových valov s čiastočným podielom riečného prostredia. Dominantný obsah pyroxénov, vulkanického skla a amfibolu poukazuje na zdrojové horniny stredoslovenských vulkanitov. Zdrojom metamorfovaných minerálov môžu byť horniny permu a spodného triasu levických mezozoických ostrovov (Fejdiová in Nagy et al., 1998).

	1/PS	2/PS	3/PS	4/PS	4/PS/1AN	5/PS
nepriehľadné	29,63	21,18	11,89	56,40	11,84	38,74
alterit	14,81	34,71	20,98	3,32	17,76	13,44
vulk. sklo	7,87	5,88	2,10	0,00	3,29	31,62
pyroxén	40,74	17,06	25,17	3,79	30,92	0,40
amfibol	3,70	13,53	19,58	8,06	13,16	4,35
apatit	0,93	1,18	8,39	1,90	14,47	0,79
granát	1,39	4,12	0,70	0,00	0,00	0,00
olivín	0,00	0,00	4,90	0,00	4,61	0,00
muskovit	0,00	0,00	0,70	2,37	0,00	1,98
biotit	0,00	0,00	1,40	1,90	0,00	0,00
turmalín	0,00	0,00	2,10	1,90	1,97	0,00
oxid Fe	0,00	0,00	0,00	17,54	1,97	5,53
epidot	0,00	0,00	0,00	1,42	0,00	0,00
chlorit	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,79
distén	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40
titanit	0,00	2,35	1,40	0,00	0,00	0,40
rudný min.	0,00	0,00	0,70	0,95	0,00	1,58
karbonát	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00



Obr. 13 Kvantitatívny obsah ťažkých minerálov vo vybraných vzorkách deltovej sedimentácie; O. Fejdirová in A. Nagy et al., 1998

	MD/mm	MD/fi	M/Trask	So/Trask	Sk/Trask	M/FW	So/SW	Sk/FW	KG/FW
3/PS Bátovce	0,3109	1,6855	0,329	1,562	0,923	1,704	1,064	0,107	1,214
2/PS Kamenec	0,423	1,2412	0,467	1,434	1,075	1,18	0,756	0,005	1,021
1/PS Hont.Vrbica	0,439	1,1878	0,492	1,595	1,017	1,232	1,271	0,226	1,545
4/PS Čajkov	0,5759	0,7961	0,568	1,482	0,836	0,94	1,281	0,496	2,088
5/PS Zbrojníky	0,3249	1,6218	0,36	5,318	0,162	3,065	3,427	0,564	0,917
4/PS IAN Šalov	0,1787	2,4842	0,196	1,516	1,015	2,54	1,193	0,193	1,39



Obr. 14 Granulometrické vyhodnotenie vybraných vzoriek deltovej sedimentácie; O. Fejdiová in A. Nagy et al., 1998

V opísaných sedimentoch je zachované množstvo fosílnych zvyškov, dokazujúcich ich spodno- až strednosarmatský vek. Našli sa v nich odtlačky listov a makrofauny. Kvôli podrobnému spracovaniu fauny uvádzame aj fosílie z niektorých vrstiev.

V drobnozrnných štrkoch a pieskoch v Lontove v južnej časti regiónu sa zistili nasledujúce druhy mäkkýšov: *Gibbula* aff. *angulata* (EICHWALD), *Calliostoma* sp., *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT), *Musculus sarmaticus* (GATUJEV), *Abra reflexa* (EICHWALD), *Parvilucina dentata* (BASTEROT), *Ervilia* sp. a *Cardium* sp., ostrakóda *Cytheridea hungarica* ZAL., *Aurila mehesi* (ZAL.) a *Hemicytheria* sp. (Fordinál in Nagy et al., 1998). Okrem uvedených fosílií sa v nich zistili foraminifery *Elphidium reginum* (ORB.), *E. aculeatum* (ORB.), *E. macellum* (F.– M.), *E. fichtelianum* (ORB.), *Anomalina badenensis* ORB., *Ammonia beccarii* (L.) a redeponované foraminifery z bádenu (Zlinská in Nagy et al., 1998). V Kubáňove v zelených íloch sa zistili foraminifery *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.), *E. macellum* (F.– M.) a *Protelphidium bogdanowiczi* (VOLOSH.) (Zlinská in Nagy et al., 1998), ostrakóda *Cytheridea hungarica* ZAL., *Hemicyprideis dacica* (HÉJIAS) a *Aurila* sp. (Fordinál in Nagy et al., 1998) a zvyšky makroflóry *Carpinus grandis* UNG., *Betula macrophylla* HEER, *B. prisca* ETT., *Alnus cecropiaefolia* (ETT.) BERGER, *Pterocarya* sp. a *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BUŽEK et KOTLABA (Sitár in Nagy et al., 1998).

Z povrchovej lokality na s. úpätí Kvetnice v zelenosivých bridličnatých íloch sa našli mäkkýše *Cardium* sp., *Ervilia dissita dissita* EICHW., *E. podolica* EICHW., *Maetra eichwaldi* LASK., *Maetra* sp., *Abra reflexa* (EICHW.), *A. cf. reflexa* (EICHW.), *A. alba apelina* (RENIER), *Abra* sp., *Musculus naviculoides naviculoides* (KOLES.), *M. sarmaticus* (GAT.), *Mohrensternia cf. inflata* (ANDRZ.); (Vass in Gabčo a Vass, 1964). V uvedených sedimentoch sa zistili spoločenstvá foraminifer, v ktorých prevládali druhy *Elphidium macellum* (FICHTEL – MOLL.), *Elphidium reginum* (ORB.); (Lehotayová in Gabčo a Vass, 1964).

Listy z tejto lokality určil Němejc: *Betula macrophylla* HEER, *Carpinus grandis* UNGER, *Juglans acuminata* AL. BR., *Fagus* sp., *Alnus longifolia*. Sú to všetko chladnomilné prvky bez exotických a teplomilných typov.

Z lokality v obci Kubáňovo určil aj odtlačky listov: *Equisetum* sp., *Selvinis* sp., *Pteris palacoarita*, *Salix varians* GOEPP., *Betula prisca* ETTINGSHAUSEN, *B. brongniartii* ETTINGSHAUSEN, *B. macrophylla* HEER, *Büttneria tiliaefolis*, *Juglans acuminata* AL. BR., *Ulmus longifolia* UNGER, *U. braunii* HEER, *Potamogeton* sp. Tiež ide o výhradne chladnomilné prvky bez exotík.

V južných častiach sa sedimenty spodného sarmatu zistili vo vrtoch ŽG-1, ŽG-2, ŽG-3, ŽG-4 a ŠV-1. Zastupujú ich sivé až zelenosivé íly, prachy a piesky. Pre bázalnu časť vrtu ŽG-3 boli charakteristické tufitické pieskovce s vložkami tufitov. V ich nadloží vystupovali prachy a pieskovce.

V hĺbkovom intervale 37,5–251 m vrtu ŽG-1 (Gabčo a Vass, 1964b), ktorý je fáciostatotypom spodného sarmatu (Brestenská et al., 1974), sa zistili foraminifery *Elphidium reginum* (ORB.), *E. flexuosum grilli* PAPP, *E. josephinum* (ORB.), *Ammonia ex gr. beccarii* (L.), *Anomalides badenensis* ORB., ostrakóda *Cytheridea hungarica* ZAL., *Aurila mehesi* (ZAL.) a preplavené bádenské foraminifery, ihlice silicispongií, rádiolárie (Brestenská, 1971; Brestenská et al., 1974). Našli sa aj mäkkýše *Abra reflexa* (EICHWALD), *Cerastoderma vindobonense* LASKAREV, *C. politioanei* JEKELIUS, *Musculus sarmaticus* (GATUJEV), *Maetra cf. eichwaldi* LASKAREV, *Mohrensternia* sp., *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT); (Švagrovský in Brestenská et al., 1974). Vápnitý nanoplanktón bol zastúpený druhmi *Discolithus cf. antillarum* COHEN, *Coccolithus* sp., *Reticulofenestra cf. insignita* ROTH et HAY, *Cyclococcolithus leptoporos* (MURRAY et BLACKMAN) KAMPTNER a v intervale 194,5–195,0 m *Cyclococcolithus rotulus* (KAMPTNER) KAMPTNER; (Lehotayová in Brestenská et al., 1974). Z makroflóry boli identifikované druhy *Alnus cf. rugosa* (DU ROI) SPRENG., *A. sporadum* UNG., *Castanea kubinyi* KOV., *Ulmus* sp., *Betula cf. prisca* ETT., *B. macrophylla* HEER, *Fagus attenusta* GOEPP., *Rhus* sp., *Equisetum* sp., *Carpinus grandis* UNG., *Pterocarya* sp., *Parrotia* sp. (Sitár, 1965).

Vo vrte ŽG-2 sa nachádzali sedimenty spodného sarmatu v hĺbkovom intervale 6,0–100,0 m, vo vrte ŽG-3 v hĺbke 6,0–50 m, vo vrte ŽG-4 v hĺbke 8,0 až 50,0 m a vo vrte ŠV-1 v hĺbke 11,0–76,0 m. V nich sa zistila prítomnosť fora-

minifer *Elphidium flexuosum grilli* PAPP, *E. reginum* (ORB.), *E. josephinum* (ORB.), *E. mirandum* KRASHENNIKOV, *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), *Elphidium* ex gr. *macellum* (FICHEL et MOLL), *E. aculeatum* (ORB.), *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (WALKER et JACOB), *Anomalides badenensis* (ORB.), ostrakóda *Cytheridea hungarica* ZAL., *Aurila mehesi* (ZAL.) a preplavená, veľkostne vytriedená mikrofauna bádenu s prevahou planktonických foraminifer, ihlic silicispongií a ojedinele rádiolárií (Lehotayová, 1963, 1965b, 1966; Brestenská, 1971). Z mäkkýšov určil Vass (1965a) *Abra reflexa* (EICHW.) *Abra* sp., *Cardium lithopodolicum* DUB., *Cardium* sp., *Ervilia* cf. *dissita* (EICHW.), *Musculus sarmaticus* GAT., *Gibbula* sp., *Maetra vitalina eichwaldi* LASKAREV, *Maetra* sp., *Ervilia dissita dissita* EICHWALD, *Cardium ringeiseni* JEKELIUS, *C. cf. politioanei* JEKELIUS, *C. lithopodolicum* DUB., *Mohrensternia* cf. *angulata* (EICHW.), *Pseudammnicola tholosa* JEKELIUS.

Našla sa aj makroflóra *Quercus* cf. *ilex* L., *Quercus pseudoilex* KOV., *Quercus* sp., *Ulmus longifolia* UNG., *Zelkova ungeri* KOV., *Myrica* aff. *kreazauensis* WEYL., *Betula macrophylla* HEER, *Betula* sp., *Carpinus grandis* UNG., *Castanea kubinyi* KOV., *Carpinus* sp., *Salix varians* GOEPP., *Fagus attenuata* GOEPP., *Alnus* sp., cf. *Cinnamomum scheuchzeri* HEER, *Acer decipiens* A. BR., *Rhus* cf. *ceriaria*, *Liquidambar europaea* A. BR., *Ailantus confucii* UNG. – plod (Sitár, 1965).

Opísané sedimenty podľa údajov z vrtovej sondy majú hrúbkové rozpätie od 0 do cca 300 m, hlavne z dôvodu výzdvihu turovsko-levickej hrasti, čo spôsobilo uchovanie sedimentov vo forme denudačných zvyškov na nej.

O sedimentoch bad'anskej formácie môžeme na záver konštatovať, že sa usadili v plytkovodnom, brakickom prostredí. Dokazujú to nielen sedimenty, ale aj faunistické zvyšky v nich. Vo viacerých polohách súvrstvia sa našli zvyšky rodu *Planorbarius* a sladkovodné ostrakóda (Lehotayová in Pristaš et al., 1980), čo potvrdzuje aj existenciu sedimentácie v sladkovodných podmienkach. Do toho prostredia ústili jeden alebo viac vodných tokov z vtedajšej pevniny, budovanej vulkanickými produktmi štiavnického stratovulkánu.

Spomínané sedimentárne textúry poukazujú na prostredie nadvodných a podvodných častí delty, resp. na plytkovodné pobrežné prostredie celkovo, ktoré v čase a priestore progradovalo, resp. regradovalo v závislosti od výšky morskej hladiny. Na severe je petrografické zloženie klastického materiálu viac ovplyvnené prítomnosťou vulkanitov. Smerom na juh sa vulkanický materiál v sedimentoch obmedzuje na vložky tufov a tufitov. Počas sedimentácie sa pravdepodobne uplatnil aj materiálový vplyv niektorých vynorených častí turovsko-levickej hrasti, ktoré mohli dodávať klastický materiál.

Hrúbka lávových prúdov a vulkanosedimentov bad'anskej formácie v severných oblastiach výskytu je cca 130 m. V južných častiach hrúbka sedimentov deltovej sedimentácie, ktorá je súčasťou bad'anskej formácie, narastá na cca 300 m.

Reprezentuje produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom, uložené na južných a západných svahoch štiavnického stratovulkánu, v nadloží vulkanitov sitnianskeho komplexu a baďanskej formácie. Explozívny materiál, transportovaný prostredníctvom pemzovo-popolových prúdov, ktoré počas transportu a po uložení si zachovali dostatočne vysokú teplotu, podliehali zvráaniu za vzniku ignimbritov. Prúdy s nižšou teplotou, prípadne prúdy, ktoré vnikali do vodného prostredia, podmienili vznik uloženín nezváraných pemzových prúdov (paleodolina južne od Počúvadla, mimo mapovaného územia). Primárne uloženiny nezváraných tufov, a to aj produkty pádu z atmosféry, podliehali vo vodnom prostredí redepozícií za vzniku facií redeponovaných tufov.

Na jz. svahoch štiavnického stratovulkánu sa nachádzajú zvráané tufy – **ignimbrity (62)**. Tvoria výplň niekoľko menších paleodolín, orientovaných na západ až juhozápad (z. svah Starej hory, svahy doliny Čajkovského potoka a j. svah pod Obecnou horou). Menšie reliktý sú na svahu Sovia dolina. Ignimbrity sú výsledkom zvráania väčšieho počtu popolovo-pemzových prúdov, v dôsledku čoho pozorujeme výraznú variabilitu stupňa kompakcie až zvráania. V prípade typických zvráaných tufov je charakteristická prítomnosť šošovkovitých fiamme (deformované a zosklované fragmenty pemzy) a vznik stĺpcovej odlučnosti kontraktčného pôvodu (ignimbrity pri Počúvadle).

Ignimbrity s nižším stupňom zvráania sú odkryté v opustených lomoch sv. od Čajkova na svahu doliny Podlužianka (obr. 15).

V lomovej stene je možné rozlíšiť niekoľko prúdov oddelených jemnozrnnejším nespečeným materiálom na báze (ground surge?), pemza je slabo rozlíšiteľná (je len mierne deformovaná) – nízky stupeň zvráania.

Mikroskopicky je potvrdená klastická textúra a deformácia pemzy (fiamme) a „obtekanie“ kryštáloklastov plagioklasu, amfibolu, pyroxénu a biotitu. V nepatrnom množstve je zastúpený materiál starších podložných komplexov.

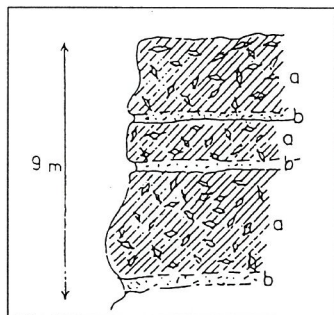
**Redeponované pemzové tufy a tufy (63)** vystupujú v nadloží, ako aj v podloží uloženín pemzovo-popolových prúdov. Vyznačujú sa triedením a zvrstvením uloženého materiálu. Úlomky pemzy veľké 2–3 cm sú výrazne opracované a rozptýlené v piesčitom až piesčito-ílovitom matrici, prípadne tvoria polohy od niekoľko cm do 25–30 cm (obr. 16).

Na vrstvových plochách sú časté šupinky biotitu. Sporadicky sú prítomné úlomky porfýrického andezitu s amfibolom a biotitom. Redeponované pemzové tufy sú rozšírené aj s. od Čajkova na svahu doliny Čajkovského potoka.

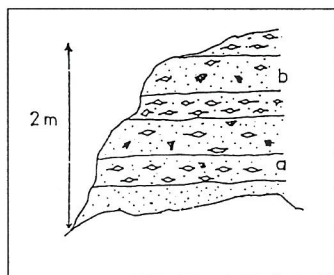
Tufitické ílovce s vložkami tufitických pieskocov severne od Rybníka a Čajkova, ktoré Karolus označil ako čajkovské vrstvy, však v zmysle Konečného, Lexu a Planderovej (1983) zodpovedajú drastvickej formácii spodno- až strednosarmatského veku. Tvoria malé šošovkovité telesá nepatrnjej hrúbky

v rámci pemzových tufov. Tufitické ílovce sú sivozelené až olivovozelené, striedané nepravidelnými vložkami jemnozrnných pieskocov. Lokálne sú prítomné odtlačky morskej fauny, poukazujúce na spodnosarmatský vek (Váňová in Karolus et al., 1955; Brestenská, 1970).

Podľa Konečného, Lexu a Planderovej (1983) hrúbka drastvickej formácie dosahuje 270 m. Na mapovanom území nepresahuje hrúbku cca 200 m.



Obr. 15 Ignimbrity s nižším stupňom zvarania  
*a* – mierne zvarané tufy (čiastočná deformácia pemzy), *b* – nezvaraný drobnozrnnjší tuf (opustené lomy nad Horným Mlynom sv. od Čajkova);  
*V. Konečný in V. Konečný et al., 1997*



Obr. 16 Redeponované pemzové tufy  
*a* – redeponovaný pemzový tuf, *b* – tufovo-piesčítý sediment s ojedinelou pemzou a úlomkami andezitu (roklina pod Kamenným hrbkom s. od Čajkova);  
*V. Konečný in V. Konečný et al., 1997*

## 61 priesilský komplex

Zahŕňa produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxenického andezitu, uložené na svahoch štiavnického stratovulkánu v nadloží explozívnych produktov drastvickej formácie, prípadne v nadloží baďanskej formácie. Do priesilského komplexu začleňujeme aj lávové prúdy hruboporfýrického amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom v oblasti Tlmáč a Kozmálovských kopcov ako pravdepodobný mladší člen efuzívnej aktivity.

Lávové prúdy tvoria hrubé doskovité telesá (25–30 m a viac) uklonené na západ, resp. na juhozápad. V bazálnej časti je pásmo napenenia a brekciácie. V nadbazálnej časti sú laminačné textúry s doskovitou odlučnosťou. V strednej až vrchnej časti je hrubostĺpcovitá až nepravidelne bloková odlučnosť. Pri



kontakte s vodným prostredím sú vyvinuté pásma hyaloklastitových brekcií a lávové prúdy nadobúdajú sklovitý vývoj základnej hmoty (oblasť z. od Tlmáč). Na základe petrografie rozlišujeme:

**Stredno- až hruboporfyrický amfibolicko-pyroxenický andezit (52)** vystupuje na povrch v oblasti Jablňovíc a pri Podlužanoch. Je tmavosivý až svetlosivý, s doskovitou, prípadne s nepravidelnou blokovou odlučnosťou.

Výrastlice: plagioklas – lištovitý do veľkosti 3–4 mm (cca 27–35 %),  
hypersten do 1–2 mm (cca 1,3–2 %);  
augit do 1,5 mm (cca 0,5–2 %);  
amfibol do 2–4 mm (cca 0,5–1,3 %);  
(priemer z niekoľko planimetrických analýz).

Základná hmota je mikroliticko-hyalopoikilitická až pilotaxitická. V prípade kontaktu s vodným prostredím vzniká sklovitá základná hmota.

**Amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom (53)** vystupuje na povrch na jz. okrajoch štíavnického stratovulkánu (odkrytý kameňolom jv. od Kozárovíc) a buduje masív Plešovice, ktorý je súčasťou Kozmálovských kopcov. Andezit v dôsledku kontaktu s vodným prostredím nadobúda sklovitý charakter, sprevádzaný intenzívnou brekciáciou hyaloklastitového typu.

Andezit je stredno- až hruboporfyrický, s výrastlicami plagioklasu do 2 až 4 mm, tmavosivý. V dôsledku chloritizácie a oxidácie Fe zložky nadobúda škvrnitú hnedozelenú odtiene. Tmavé výrastlice sú sčasti až úplne chloritizované.

Modálne zloženie vzorky LEVK-28 a GH-142 (Karolus a Karolusová, 1978):

plagioklas	26,0	33,3
pyroxén (hyp.)	3,4	2,2
augit	5,8	3,5
amfibol	1,2	1,0
biotit	2,1	1,7
magnetit	1,8	1,5
základná hmota	59,8	54,8

Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až hyalinná, svetlohnedá, často porézna, dezintegovaná, dutiny sú lemované palagonitom.

**Amfibolicko-pyroxenický veľkoporfyrický andezit s biotitom (54)** je rozšírený v oblasti Veľkej Vápennej a Vlčieho vrchu na jv. svahoch Kozmálovských vrškov. Je charakteristický veľkými výrastlicami plagioklasu (6–8 mm, ojedinele až 1 cm), a preto ho vyčleňujeme ako špecifickú varietu. Andezit je škvrnitý, hnedozelený (v dôsledku chloritizácie a limonitizácie), často sklovitý.

Výrastlice: plagioklas (do cm), často rozlámaný (cca 25 %);  
pyroxény – chloritizované a limonitizované (6–8 %);  
amfibol – opacitizovaný a limonitizovaný (3–4 %);  
biotit – ojedinelý, sčasti chlorit (0,5–1 %).

Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až trachytická (s hojnými lištami plagioklasu), je silno dezintegrovaná a porézna. Pri okraji pórov sú lemy palagonitu a fibropalagonitu.

**Hyaloklastitové hrubé až blokové brekcie (55)** tvoria pásma brekciácie hyaloklastitového typu s prechodmi do uloženín hyaloklastitových brekcií. Vyskytujú sa pri okrajoch lávových prúdov, v ich spodnej a vrchnej časti. Hlavný objem tvoria úlomky až bloky do veľkosti 1–2 m (ojedinele viac) sklovitých porfyrických a často vezikulovaných andezitov v prevahe s angulárnym obmedzením. V nepatrnej miere sú prítomné bloky so sférickým až subsférickým obmedzením. Matrix je zrnitý, pestro sfarbený (žlté, zelené a hnedočervené sfarbenie), s drobnými úlomkami sklovitého andezitu. Mikroskopicky matrix tvoria úlomky s pilotaxitickou mikrolitickou až mikroliticko-hyalinnou základnou hmotou so svetlohnedým sklom, často palagonitizovaným a jemnozrnným limonitizovaným a chloritizovaným detritom. Výrastlice a kryštaloklasty tvoria plagioklas, pyroxény a ojedinele opacitizovaný amfibol.

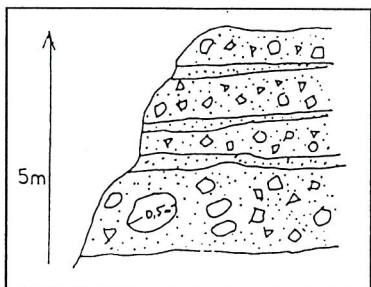
Hyaloklastitové brekcie asociujú s lávovými prúdmi na v. a sz. svahoch Plešovice z. od Tlmáč a v oblasti medzi Zadným vrchom a Plešovicou.

**Redeponované drobno- až hruboúlomkovité hyaloklastity (56)** vystupujú na v. a jv. svahoch Panskej hory a j. od kóty Krivín. Úlomky prevažne sklovitých porfyrických andezitov vo frakcii 5–15 cm, ojedinele do 30 cm, sú subangulárne až angulárne, sporadicky sú prítomné suboválné fragmenty. Matrix je piesčitý, zrnitý, hnedožltý až sivý, s variabilným obsahom pemzy.

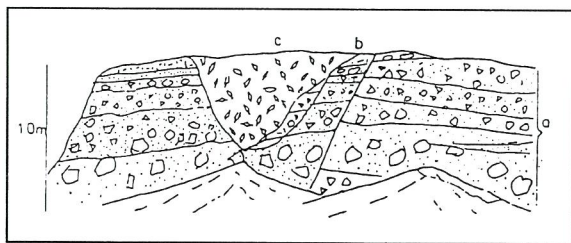
**Drobné až hrubé epiklastické brekcie (57)** predstavujú výrazne redeponovaný materiál pochádzajúci z deštrukcie primárnych akumulácií hyaloklastitových brekcií, ako aj z deštrukcie lávových prúdov. Súvrstvia epiklastických brekcií sú odkryté v opustených lomoch na sz. svahoch k. 206,7 m, Kalvária, pri s. okraji Levíc. Epiklastické brekcie tvoria úlomkovitý materiál (angulárny až subangulárny) priemernej veľkosti 5–25 cm, ojedinele sú prítomné bloky do 0,5 m (obr. 17, 18). Klastický materiál je hrubo triedený, s náznakmi hrubého zvrstvenia, uložený v polohách, oddelených drobnozrnným materiálom.

Z petrografického hľadiska dominantnú zložku tvorí hruboporfyrický andezit, často sklovitý, s výrastlicami plagioklasu (do 8 mm), amfibolu a ojedinele biotitu.

Súvrstvia epiklastických brekcií (a) sú porušené eróznym zárezom, zlomami a sklzmi (b). Erozívny zárez (kanál) je následne vyplnený pemzovým tufom (c).



Obr. 17 Súvrstvie epiklastických brekcií (sz. svahy Kalvárie pri severnom okraji Levíc); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997



Obr. 18 Súvrstvie epiklastických brekcií porušené zlomami a erozívny zárezom (sz. svahy Kalvárie pri s. okraji Levíc); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997

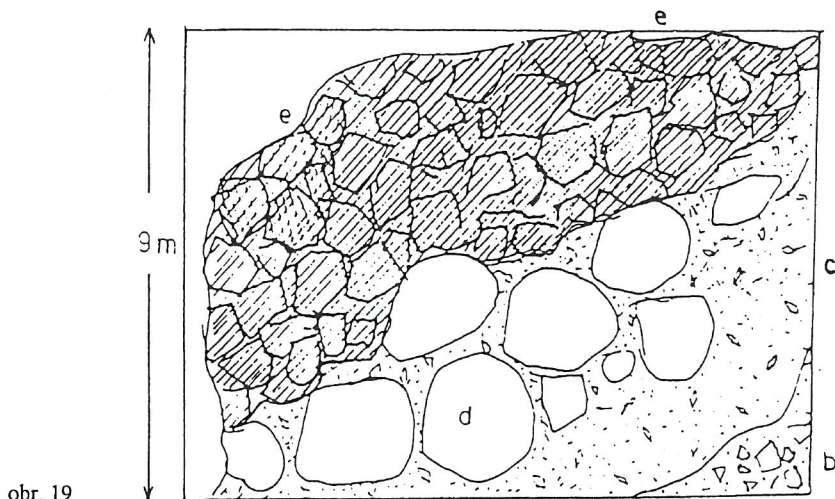
V skálnych odkryvoch v meste Levice, pod kopcom Kalvária (obr. 19) a oproti pod ruinami hradu (obr. 20), je sekvencia zbrekciovatých lávových prúdov so sklzovými textúrami.

Uvedená sekvencia dokumentuje procesy hyaloklastitovej brekciácie lávových prúdov porfyrických sklovitých andezitov v litorálnej zóne mora. Zbrekciovatý materiál v dôsledku nestabilnej pozície svahu je následne transportovaný v podobe sklzov a gravitačných prúdov do nižších úrovní. V priebehu pohybu sa zabaľujú podložné sedimenty.

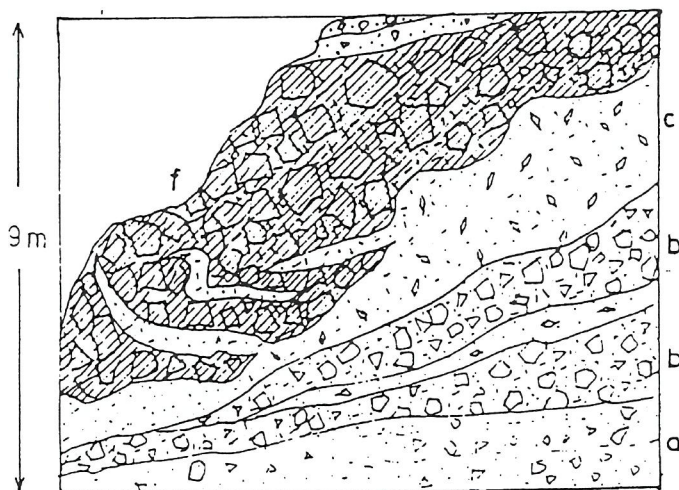
**Hrubé až blokové epiklastické brekcie – konglomeráty (58)** v oblasti vrcholu Plešovica. Hlavný obsah tvoria hrubé úlomky (priemerná veľkosť 25 až 30 mm) až bloky do 1 m a viac, subangulárne až výrazne opracované (suboválne, oválne). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobnými opracovanými fragmentmi. Petrograficky prevláda materiál hruboporfyrického amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom. Triedenie a zvrstvenie je hrubé až nezreteľné. Fácia hrubých brekcií – konglomerátov – je produktom deštrukcie primárnych akumulácií hyaloklastitových brekcií (na čo poukazuje prítomnosť sklovitých úlomkov v matrice), ako aj výsledkom deštrukcie lávových telies (obr. 21, 22) a novej depozície materiálu v pobrežnej zóne sarmatského mora.

**Redeponované pemzové tufy (59)** vystupujú na jv. svahoch Panského vrchu, Starej hory a Vlčieho vrchu v podloží lávových prúdov a hyaloklastitových brekcií. Hlavný obsah tvoria úlomky pemzy priemernej veľkosti 1–2 cm (ojedinele viac), výrazne zaoblené. Prítomné sú vo variabilnom zastúpení (do 10 %) aj úlomky napenených a sklovitých andezitov do veľkosti 2–4 cm. Matrix je piesčitý až piesčito-ílovitý, žltohnedý, s drobnejšími úlomkami pemzy. Fácia reprezentuje produkty redepozície pyroklastického a sčasti hyaloklastitového materiálu (úlomky sklovitého materiálu) a jeho depozície v litorálnej zóne.

Hrúbka priesilského komplexu je cca 250–300 m (Konečný, Lexa a Planđerová, 1983). Vek bol stanovený na základe superpozície na spodný až stredný sarmat.



obr. 19



obr. 20

Obr. 19 a Obr. 20

*a* – epiklastické brekcie, triedené a zvrstvené,

*b* – chaotické epiklastické brekcie (produkty masového transportu, lahar – debris flow),

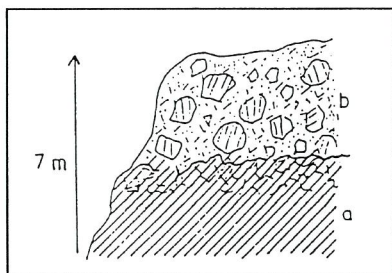
*c* – svetlé okrovožlté nezvrstvené tufy s pemzou a úlomkami andezitu,

*d* – bloky z dezintegrovaného lávového prúdu v sklzovej pozícii,

*e* – zbrekčovateľný lávový prúd až bloková hyaloklastitová brekcia,

*f* – chaotická brekcia – produkt brekciácie lávového prúdu v sklzovej pozícii,

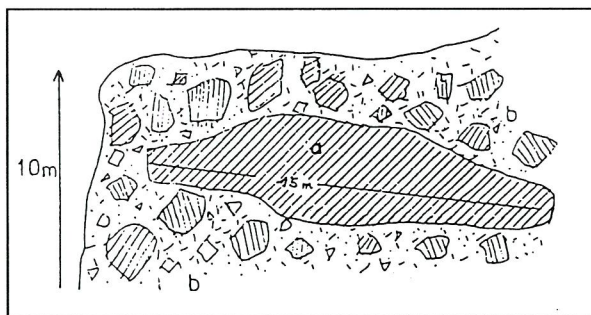
(obr. 19 – Levice, pod Kalváriou, obr. 20 – Levice, hradná skala); V. Konečný in V. Konečný et al., 1997



Obr. 21 Nižšie svahy Plešovice  
*a* – lávový prúd, vo vrchnej časti dezintegrovateľný, *b* – hrubá až blokovitá epiklastická breccia – konglomerát (V. Konečný in V. Konečný et al., 1997)

Okrem vulkanických a vulkanicko-sedimentárnych hornín spomínaných súvrství a vulkanických komplexov sú v odkryve za športovým štadiónom

v Tlmačoch na ľavobreží rieky Hron **konglomeráty, štrky a piesky (60)**, predstavujúce synvulkanické hrubodetritické sedimenty, usadené v čele lávového prúdu pyroxenických andezitov. V čelovej zóne ich tvoria slabo až dobre opracované bloky a balvany vulkanitov dezintegrovateľných vo vodnom prostredí, ktoré cez slabo spevnené zlepené až štrky prechádzajú do subhorizontálne uložených ( $350^{\circ}/12^{\circ}$ ) tufitických pieskov a v nich sú polohy ílov s tufitickou prímiesou. Polohy štrkov hrubé do 10 cm sú hrdzavo sfarbené oxidmi Fe. Piesky sú žltosivé až žltookrové, s premenlivým obsahom tufiticko-pieskovcovej až ílovitej prímiesi. Materiál pochádza z bezprostredného okolia vo forme dobre opracovaných obliakov andezitov do priemeru až 3 cm. Celkovo je tento odkryv veľmi názorným príkladom pobrežnej okrajovej fácie, kde pod vplyvom aktivity vln vodného prostredia podliehal rozpadu vyvretý materiál neovulkanitov s následným usadením produktov tejto činnosti v bezprostrednom okolí.



Obr. 22 Oblasť vrcholu Plešovice

*a* – bloky z dezintegrovateľného lávového prúdu, *b* – hrubá až blokovitá breccia – konglomerát (V. Konečný in V. Konečný et al., 1997)

V sporadických pelitických polohách opísaných sedimentov sa vzácne našli odtlačky fauny mäkkýšov, ktoré poukázali na spodnosarmatský vek (Váňová, 1960; Brestenská, 1963a).

Prvá zmienka o sarmatskom veku obdobných sedimentov v lokalite Mola (neexistujúci mlyn na ľavobreží rieky Hron oproti obci Kozárovce) pochádza už od Štúra (1867), ktorý tu určil sarmatskú flóru a faunu z tufitov.

### Stredný až vrchný sarmat

Sedimenty stredno- a vrchnosarmatského veku v severnej časti regiónu nevystupujú na povrch. Zistili sa len vo vrtoch.

Vo vrte GK-6 (hlbkový interval 95–160 m) ich tvoria piesčité prachy a íly sivozelenej farby. Brestenská (1969, 1971) identifikovala z pelitických uloženín z fauny foraminifer nasledujúce druhy: *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), *Elphidium antoninum* (ORB.), *E. hauerinum* (ORB.), *E. joukovi* SEROVA, *E. macellum* (FICHTEL et MOLL.), *E. rugosum* (ORB.), *Protelphidium granosum* (ORB.), *P. markobi* (BOGD.), *Florilus bogdanoviczi* (VOL.).

Vo vrte Bi-1 západne od Čajkova boli v intervale 61–105 m určené sedimenty rovnakej litologickej náplne ako vo vrte GK-6 strednosarmatského a vrchnej časti spodnosarmatského veku. Bohatá fauna foraminifer sa vyskytovala v pelitických polohách. Zistili sa foraminifery *Elphidium hauerinum* (ORB.), *E. joukovi* SEROVA, *E. glabrum* BYSTRICKÁ, *Bulimina elegans* (ORB.), *Articulina problema* BOGD. atď. a ostrakóda *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS), *Cyamocytheridea leptostigma* (REUSS), *Callistocythere naca* (MEHES) atď. (Brestenská, 1971).

Na juh od turovsko-levickej hrasti sú sedimenty stredno- až vrchnosarmatského veku vyvinuté vo fácií tufitických pieskov s vložkami tufitov. Na povrch vystupujú v umelom odkryve (pieskovni) severne od Hontianskej Vrbice. V pravej strane pieskovne, predstavujúcej spodnú časť odkrytého sledu, je prevaha drobných až strednozrných pieskov so šikmým zvrstvením. Piesky vo vyšších častiach sledu sú najčastejšie bez sedimentárnych textúr. V dvoch prípadoch je dobre viditeľná erózia podložných vrstiev tufitických ílov, resp. polohy pieskov so šikmým zvrstvením. V pieskoch sú často prítomné izolované kusy sivozelených ílov s priemerom až do 40 cm. Piesky vo vrchnej časti sedimentárneho sledu predstavujú produkty turbulentnej masovej sedimentácie z príválov deponovaných na úpätí deltového svahu (toeset), miestami s erozívnyimi korytami v smere JV–SZ.

V ľavej strane pieskovne je poloha tufitických ílov hrubá cca 60 cm, ktorá sa v strede pieskovne štiepi na tri tenšie vrstvy oddelené pieskami. V tejto časti pieskovne sú vyvinuté rôzne typy sedimentárnych textúr. Do ešte plastických tufitických ílov pod tlakom nadložia z piesčítých podložných vrstiev na vzdialenosť 10–15 cm prenikli tenké (max. 3 cm) žilky nepravidelného tvaru, vyplnené piesčítym materiálom (sand dykes). Z ďalších hydroplastických deformácií sú pekné vyvinuté plameňové textúry (flame structure), keď íly prenikajú v podobe

plameňovitých jazykov do nadložných piesčitých sedimentov. Podobne možno pozorovať aj stopy po vtláčaní nadložných pieskov do podložných ílov (loading).

V ľavej strane pieskovne, v nadloží tufitických ílov, je na ploche 1,5 x 5 m zachovaný zvyšok sklzového telesa s dobre viditeľnými penekontemporárnymi znakmi plastických sklzových štruktúr vrásnenia a zabaľovania súboru vrstiev, vzniknutých tesne po usadení vrstvomého súboru v subakvatických podmienkach, „zamrznuté“ v typickom úpätnom (toeset) geomorfologickom postavení.

Podľa obsahu fosílií predpokladáme, že ide o najmladšiu časť spomínanej deltovej sedimentácie strednosarmatského veku.

V tufitoch sa zistila fauna mäkkýšov. Určené boli druhy: *Pirenella* sp., *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Congeria* cf. *moesia* JEKELIUS, *Congeria* sp., *Cardium latisulcum* MÜNSTER, *Cardium* cf. *politioanei* JEKELIUS, *Ervilia dissita* cf. *dissita* (EICHWALD), *Maetra* cf. *eichwaldi* LASKAREV, *Maetra* sp. a *Solen subfragilis* EICHWALD (Fordinál in Nagy et al., 1998). Okrem nich sa zistili odtlačky makroflóry, z ktorej boli identifikované *Cyperites* sp., *Phragmites oeningensis* AL. BR., *Picea* sp., *Laurophyllum pseudoprinceps* WEYLAND et KILPPER, *Salix tenera* AL. BR., *Betula macrophylla* HEER, *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BUŽEK et KOTLABA (Sitár in Nagy et al., 1998).

## Vrchný sarmat

Vrchnosarmatský vek hlbokovodných sedimentov je mikropalentologicky potvrdený vo vrte Le-4, nachádzajúcom sa severozápadne od obce Kozárovce. Tento vrt prevrátal sivé piesčité vápnité íly s polohami sivých, drobno- až strednozrných tufitických pieskovcov. V spoločenstvách foraminifer boli v najväčšom množstve zastúpené druhy *Porosononion subgranosum* (EGGER), *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.). V spoločenstvách foraminifer sa nachádzali redeponované bádenské foraminifery *Globorotalia scitula* (BRADY), *Orbulina suturalis* BRON., *Bolivina dilata* REUSS, *Cibicides boueanus* (ORB.) a i., ihlice silicispongií, sférické rádiolárie a úlomky ostňov ježoviek (Brestenská, 1963b).

Sedimenty vrchného sarmatu sa zistili západne od Čajkova vo vrte Bi-1 v hĺbkovom intervale 15–61 m. Vyskytovala sa v nich chudobná fauna foraminifer, zastúpená druhmi *Porosononion* ex gr. *subgranosum* (EGGER), *Elphidium macellum* (FICHTEL et MOLL), *Quinqueloculina consobrina* (ORB.) a ostrakód *Cyprideis pannonica* (MEHES), *Aurila notata* (REUSS), *Miocyprideis janoscheki* KOLLMANN atď. (Brestenská, 1971).

K usadeninám vrchného sarmatu zaraďujeme aj umelý východ vo forme výkopu pre vodáreň juhozápadne od Kozároviec. Sedimenty tvoria sivé piesčité, slabo vápnité íly s črepinovitým rozpadom, so značným obsahom nepravidelných vápnitých konkrécií, s priemernou veľkosťou do 3–4 cm.

Paleontologické dôkazy o existencii sedimentov vrchného sarmatu a ich rozšírení na mapovanom území sú veľmi dôležitým faktorom, vekovo ohraničujúcim vulkanickú činnosť v stredoslovenských neovulkanitoch. Obdobie vrchného sarmatu je už postvulkanické a usadeniny tohto vekového zaradenia, spočívajúce na neovulkanických, resp. vulkanickosedimentárnych horninách, jednoznačne určujú skončenie hlavných etáp tvorby štiavnického stratovulkánu. V budúcnosti je preto potrebné pri určovaní vzájomných vzťahov vulkanických a sedimentárnych facií urobiť podrobné biostratigrafické prehodnotenie a výskum paleontologického obsahu usadenín.

## 51 *vrábel'ské súvrstvie*

V hlbších častiach komjatickej a železovskej priehlbiny horniny sarmatského veku predstavujú hlbokovodné sedimenty. Smerom do centra subsidencie ich na základe údajov z vrtov v oblasti Pozby (Biela, 1978) tvorí monotónny piesčito-ílovitý vývoj, predstavovaný sivými a zelenosivými vápnitými ílmi s polohami sivých vápnitých pieskovcov a drobnozrnných štrkov. Len na báze sú hnedožltotoškvrnité vápnité íly s hojnými polohami pieskov a pieskovcov (Priehodská a Harčár, 1988). Pravdepodobne ide o kontinentálny vývoj, predstavujúci ekvivalent fluviálnych štrkov spodnosarmatského veku, vystupujúcich v podloží deltovej sedimentácie bad'anskej formácie vo východnej časti mapovaného územia.

Vo vrte HGŽ-3 sarmatské sedimenty tvoria hlavne sivé až sivozelené piesčité íly s ojedinelými polohami ílov (Bondarenková et al., 1990).

Opísané sedimenty sarmatského veku vcelku, podieľajúce sa na geologickej stavbe západnej časti regiónu, pokryté mladšími útvarmi, tvoria podľa Priehodskej a Harčára (1988) *vrábel'ské súvrstvie*. Dosahujú hrúbku cca 250–300 m. Vulkanosedimenty vrchnej stavby štiavnického stratovulkánu predstavujú okrajovú faciú vulkanitov a bočné vstupy do komjatickej priehlbiny.

## 49a, 49b, 50 **Panón**

Sedimenty panónskeho veku sa podieľajú na geologickej stavbe západnej časti územia. Oblasť pukanecko-bátovskej prepادلíny síce budujú sedimenty panónskeho veku, ale v tejto oblasti sú vyvinuté v sladkovodnom vývoji, na rozdiel od podunajskej panvy a jej výbežkov, kde dominuje brakický vývoj.

Sedimenty panónskeho veku ležiace v nadloží usadenín sarmatu nevystupujú na povrch. Odkryvy, ktoré uvádza Harman (1955), sa nepodarilo zistiť. Išlo totiž o malé izolované umelé výkopy vo forme starých tehliarskych jám pri obci Majere. Tvorili ich sivé až hnedé bituminózne plastické nevápnité íly s piesčitou prímiesou, ktoré podmienili vznik tzv. pukaneckej keramiky. Už vtedy značne



zvetrané a zasutinené výkopy sivých ílov a sivohnedého pieskovca uvádzal Harman (l. c.) aj zo širšieho okolia Majerov.

Najviac údajov o sladkovodných sedimentoch panónu je z vrtného prieskumu na uhlie a žiaruvzdorné íly v okolí Pukanca a tiež zo štólne ťaženej na ten istý účel. Podľa Mišíka et al. (1958, 1959) bola rozhodujúcim faktorom vzniku kaolínových ílov hydrotermálna kaolinizácia a čiastočne aj povrchové zvetrávanie. Polášek (1961) považuje za najdôležitejšie povrchové zvetrávanie s lokálnym pôsobením hydrotermálnych roztokov a humínových kyselín počas sedimentácie produktívneho súvrstvia s lignitmi. Kraus (1989) uvádza sedimentáciu ílov vrátane uhoľných ílov, nesporne predstavujúcich produkty redepozície kaolínovej kôry zvetrávania a prvoradá význam pripisuje povrchovému zvetrávaniu. Zároveň poukazuje na fakt, že vermikulárny kaolinit vzniká aj pri povrchovom zvetrávaní, a teda nie je dôkazom len hydrotermálneho pôsobenia roztokov (Mišík et al., l. c.). Ani pôsobenie humínových kyselín nevedie k zvýšeniu koncentrácie kaolinitu.

Okrem spomínaných sedimentov sa na výplni depresie podieľajú aj sivočierne až čierne uhoľné íly a lignity (Lešták et al., 1957; Lešták a Holička, 1958; Mišík et al., 1958; Holička, 1959). Uhoľné ložisko, rozprestierajúce sa v úzkom páse z oblasti osady Ďurica do priestoru severne od osady Breziny, tvorí lignit (xylit) s dobre zachovanou drevitou štruktúrou. Sloj je hrubý cca 30 m, v južných a severných častiach sa triešti na početné tenké sloje a preplástky. Plocha ložiska je 462 133 m<sup>2</sup> a celkové zásoby uhlia sú cca 6,8 mil. ton. Uhlie sa nachádza v hĺbke zriedka presahujúcej hrúbku sloja a menšej. Okrem toho íly podložia a nadložia sú ohňovzdorné, a tým je možné aj využitie skrývkového materiálu (Brestenská a Harman, 1956).

Pri priehradnej hrádzi na ľavom brehu vodnej nádrže severne od obce Dežerice boli dažďovým ronom odkryté hrdzavohnedoškrvnité piesčité íly, ktoré tiež zaraďujeme k sladkovodnej sedimentácii panónskeho veku. Zistili sme aj prítomnosť dobre opracovaných obliakov andezitov a žilného kremeňa s veľkosťou do 5 cm. Z dôvodu zlej odkrytosti sme nemohli identifikovať, či pochádzali zo štrkových vložiek poukazujúcich na vplyv fluvialného prostredia vo vtedy existujúcom jazere.

Obsah fosílnych zvyškov je veľmi chudobný. V íloch sa zistila zriedkavá prítomnosť sladkovodných kremitých húb, diatomáceí a sporomorfy. Sporomorfy rodov *Pinus*, *Abies*, *Coryllus*, *Betula*, *Salix*, *Quercus*, *Tilia* a *Fagus* určil z prieskumného plytkého vrtu PH-1 (hĺbkový interval 29–30 m) Krippel (in Mišík et al., 1958). Prevažná väčšina peľového spektra drevín, ktoré poskytli materiál na tvorbu uhoľných preplástkov a tenkých slojov, patrí k chladnomilným skupinám.

Okrem sedimentov sladkovodného vývoja sa v skúmanej oblasti potvrdil výskyt brakického vývoja spodnopanónskeho veku. Vo vrte Bi-1, nachádzajúcom

sa severne od obce Hronské Kosihy (hlbkový interval 40–61 m), panónske sedimenty tvorili sivozelené íly s premenlivou, s hlbkou pribúdajúcou piesčitou prímiesou. V spodnej časti boli s vložkami ílovitých pieskov a zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami hrubými 1–2 m (Brestenská, 1970). V sedimentoch sa našli ostrakóda zóny B panónu *Eucypris* (= *Hungarocypris*) *auriculata* (REUSS), *Hemicythere* sp. II POKORNÝ, *Hemicythere* (= *Hemicytheria*) *lörenthey* (MEHÉS), *Erpetocypris* (= *Amplocypris*) *abscissa* (REUSS), *Loxococoncha lörenthey* (MEHÉS), *Cyprideis* div. sp. a iné (Brestenská, 1963b).

V západnej časti mapovaného územia sedimenty panónu v podloží mladších usadenín nevystupujú na povrch. Podľa údajov z hlbokých vrtov Pozba-3, 4 a plytkého naftového prieskumu, situovaných mimo juhozápadného okraja mapovaného územia, sedimenty panónu tvorí monotónny pelitický vývoj (Čermák, 1971). Predstavujú ho sivé, sivozelené až tmavosivé vápnité íly s premenlivým obsahom piesčitej prímiesi. Nezriedka sa striedajú s polohami sivých pieskocov. Typická je prítomnosť zuhoľnatených zvyškov rastlín až uhoľných ílov a lignitov. Podľa nálezov fosílií vo vrtoch v komjatickej priehlbine (Jiříček, 1973), napr. *Miliammina subvelatina* VEGL., *Amplocypris globosa* ZAL., *Pontiella acuminata striata* MANDELLST., *Cyprideis macrostigma* cf. *ventricosa* KOLLMANN, *Silicoplancentina majzoni* KÖVÁRY, *Congeria partschi* CZJEZEK, *Cyprideis macrostigma* KOLLMANN., *Congeria unguilacaprae* MÜNSTER, *Dreissena auricularis* FUCHS, *Cyprideis hungarica* ZAL., *Caspio-cypris* cf. *labiata* (ZAL.), *Cyprideis seminulum* (RSS), *Lymnocardium conjugens* (PARTSCH.), *Congeria neumayri*, ide o usadeniny zón A až E panónu v zmysle Pappa (1951) aj Rögla et al. (1993).

Opísané sedimenty predstavujú **ivánske súvrstvie (49b)** panónskeho veku (Priechodská a Harčár, 1988). V oblasti Bátoviec, Pukanca a Hronských Kosíh ide o jeho sladkovodný a okrajový brakický vývoj. Celková hrúbka na mapovanom území nepresahuje 200 m (Nagy et al. in Tkáčová et al., 1996).

V nadloží ivánskeho súvrstvia pri jz. okraji územia sa pod kvartérnymi sedimentmi nachádzajú sedimenty zóny F panónu. Majú rovnakú litologickú náplň, avšak početnosť polôh uhoľných ílov a lignitov je väčšia. Íly a prachy sú svetlosivé, sivé, piesčité, slabo vápnité až vápnité. Piesčité polohy sa takmer nevyskytujú. Z ťažkých minerálov sú zastúpené chlorit, granát, pyrit, leukoxén s epidotom, amfibolom a pyroxénom. Sporadicky sa vyskytujú distén, zirkón, andaluzit, apatit, ilmenit a magnetit (Priechodská a Harčár, 1988). V sedimentoch sa nachádzajú veľmi chudobné fosílné spoločenstvá. V limnickej faune sa z ostrakód objavuje *Candoniella parallela panonica* (ZAL.), *Ilyocypris gibba* (RAMD.), *Cycloocypris leaveis* (MÜLLES). Z mäkkýšov sa vyskytujú *Unio* cf. *wetzleri* DUNK., *Planorbis* div. spec., *Oxychilus* aff. *procellarius* SÓOS, *Viviparus neumayeri* BRUS., terestrické druhy *Limax crassus* (CLESSIN), *Monacha* aff. *punctigera* (THOM.), *Helix robusta* RSS (Jiříček, 1973). Ojedinele sa

nachádzajú úlomky dreisenií, limnokardií, sladkovodných mäkkýšov, rybie kostičky, zúbky a úlomky char (Jandová in Čermák, 1971).

Sedimenty zóny F panónu patria v zmysle Priehodskej a Harčára (1988) k *beladickému súvrstviu* (49a). Na území regiónu, resp. v jeho jz. časti dosahujú hrúbku cca 200 m a menej.

Okrem andezitov v oblasti Kozmálovských vŕškov vystupujú na povrch **bazalty až bazaltoidné andezity (50)** pravdepodobne panónskeho veku. Reprerzentuje ich lávový prúd a dajka. Bazalt v podobe úlomkov (priame východy nepozorovať) vystupuje na jv. svahu chrbta Plieška, k. 277 m, a na j. svahu Panská hora (pri. k. 203 m). Plošné rozšírenie úlomkov poukazuje pravdepodobne na prítomnosť reliktu lávového prúdu.

Bazalt je sivocierny až čierny, afanitický (výrastlice nerozlišiteľné), odlučnosť doštičkovitá až nepravidelná. Štruktúra je ofitická (bazaltová), tvorená lištami bázického plagioklasu, zrnami olivínu a pyroxénov. Ojedinele sú prítomné lišty plagioklasu do veľkosti 0,3 mm (cca 3–5 %).

#### 47, 48 Pont–pliocén

Usadeniny pliocénneho veku sú zaradené len na základe superpozície. Biostratigraficky rozlišiteľný obsah fosílií chýba. Podľa údajov z vrtov podieľajú sa na geologickej stavbe v severných oblastiach, a najmä v juhozápadnej časti územia. Sedimenty pliocénneho veku opísané ďalej môžeme korelovať s *volkovským súvrstviem* (48); (Priehodská a Harčár, 1988).

Pravdepodobne k volkovskému súvrstviu patria sedimenty vo vrte Le-3 nachádzajúcom sa južne a vo vrte Ale-1 východne od obce Malé Kozmálovce. Litológickú náplň tvoria hrdzavožlté, zelenosivé a hnedosivé íly a štrkopiesky s dobre opracovanými polymiktnými obliakmi do veľkosti 4 cm (Brestenská, 1963b).

Aj hrubo- až strednozrné piesky a polymiktné štrky, oxidmi Fe sfarbené do hrdzavohnedožlta, vystupujúce na povrch v záreze potoka severne od osady Pod Kováčovou (východne od obce Devičany), podmienenčne zaraďujeme k sedimentom usadeným v období pliocénu. Štrky sú zložené z dobre opracovaných obliakov rôznych variet andezitov blízkeho okolia s priemernou veľkosťou do 5 cm. Piesky v jednotlivých odkryvoch dosahujú hrúbku vrstiev do 1 m. Často sa striedajú s tenkými vrstvičkami piesčitých ílov, ktoré sa na malé vzdialenosti vyklíňujú a ich hranica s pieskami je často nepravidelná, nerovná. V mnohých prípadoch sa nad sebou vystrieda niekoľko tenkých vrstvičiek ílov a pieskov. Naznačuje to rýchlu zmenu sedimentácie, poukazujúcu na plytkovodné jazerné prostredie, kde obdobie so značným prínosom hruboklastického terigénneho materiálu prerušovala pokojná pelitická sedimentácia. Predpokladáme, že usadeniny pliocénneho veku v tejto oblasti nedosahujú veľkú hrúbku (maximálne

niekoľko metrov) a kvôli intenzívnemu odnosu riečnou sieťou počas kvartéru sú zachované len vo forme denudačných zvyškov.

Štrkopieskové sedimenty volkovského súvrstvia vystupujú na povrch, alebo sú tesne pod pôdnym pokryvom severne od obce Kozárovce. Na poliach, hlavne po orbe, je množstvo dobre opracovaných, zväčša kremenných a kremencových obliakov, ale aj rozličných typov andezitov, sporadicky aj ryolitov, vzácne granitov, metamorfítov a karbonátov (Baráth a Kováč, 1995) s veľkosťou do 10 cm, najčastejšie však do 5 cm. V minulosti (Ispaits, 1943) sa uvedené sedimenty považovali za terasu rieky Hron. Ivan (1955) ich podľa nájdenej makrofauny priradil k panónu. Až Priechodská a Harčár (1985) uviedli ich pliocénny vek a správne určili, že fauna panónu je preplavená.

Podľa Barátha a Kováča (l. c.) uvedené sedimenty v tejto časti územia tvoria paleodeltu Hrona, ktorý v období pliocénu tiekol nie na juh cez Slovenskú bránu, ale smerom na západ. Pri oblasti obce Volkovce, už mimo skúmaného územia, sa tok stáča a v oblasti obcí Nemčiňany a Mochovce vtekal do jazera, rozprestierajúceho sa v období pliocénu v centrálnej časti komjatickej priehlbiny. Tok Hrona si usadením deltových sedimentov vytvoril prirodzenú bariéru a začal vytvárať nové riečisko tektonicky predisponovaným miestom v andezitoch medzi obcami Kozárovce a Tlmače. Novovytvorené koryto v oblasti Slovenskej brány už neopustil (Nagy in Kováč et al., 1997).

Volkovské súvrstvie je sladkovodného pôvodu. V severných častiach komjatickej priehlbiny sa nachádzajú hruboklastické štrkovité a štrkovo-piesčité usadeniny. Ich materiál pochádza z jadrových pohorí, prípadne z neovulkanitov Pohronskeho Inovca a Štiavnických vrchov. Smerom na juh do centra priehlbiny sú už iba pestro sfarbené pelitické sedimenty so sporadickými polohami pieskov a vzácne drobnozrnných štrkov. Takéto rozmiestnenie sedimentov nám dovoľuje usudzovať, že do pokojného jazerného prostredia, rozprestierajúceho sa v centre komjatickej priehlbiny, zo severu vtekal, resp. vtekali viaceré súveké vodné toky.

V juhozápadnej časti regiónu sedimenty pontsko-pliocénneho veku predstavujú nepravidelne sa striedajúce sivé, zelené, žlté a hnedožltoskvrité íly s premenlivým obsahom piesčitej prímеси s polohami pieskov. Časť z nich pravdepodobne zodpovedá volkovskému súvrstviu a časť sa nachádza pod ním. Na mapovanom území dosahujú hrúbku cca 200 m. Keďže v súčasnosti nemáme biostratigrafické ani litologické dôkazy na oddelenie sedimentov pontu a pliocénu, v geologickom reze 5–6 sú zobrazené vcelku ako volkovské súvrstvie pontsko-pliocénneho veku.

Okrem uvedených klastických sedimentov sa medzi Levicami a Mýtnymi Ludanmi nachádzajú sladkovodné vápence vo forme izolovaných travertínových kôp.

**Travertíny (46)** sú v tejto oblasti úzko späté s minerálnymi a termálnymi prameňmi, ktoré podmienili vznik termálneho kúpaliska Margita-Ilona a kúpeľov

Dudince. Vývery vôd bohatých na minerály vápnika sú viazané na hronské zlomy, ktoré patria medzi vekovo najmladšie zlomy tejto oblasti Západných Karpát.

Najlepšie sú odkryté pod kótou 274 m n. m., Vápnik (v minulosti Šiklóš), a v súkromnom kameňolome severne od uvedenej kóty. Najväčšiu masu hornín tvoria pevné, výrazne zvrstvené, sčasti pórovité, žlté, žltobielo až smotanovožlté sfarbené travertíny. V najvyšších polohách sú typické zväčša súvislé travertínové kôry. Na povrchu travertínu sú reziduálne vrstvy fosílnych pôd prevažne typu terra rossa a spraše so sprašovitými hlinami. V nich boli nálezy kvartérnych mäkkýšov. V spodných častiach sa nachádzajú bloky veľmi kvalitného ónyxového mramoru obklopené červeno sfarbenými hlinami. Hliny sú pravdepodobne výsledkom zvetrávania, prebiehajúceho ešte pred vytvorením mladších nadložných travertínových kôr. Obyčajné travertíny vznikajú z vôd bohatých na vápnik s teplotou 30–35°. Vyzráža sa v podstate sladkovodný vápenec tvorený kalcitom. Ak sú vody teplejšie, vylučuje sa odolnejší a tvrdší aragonit. Ónyxové mramory sú produktom termálnych vôd s vyššou teplotou, ktoré pravdepodobne pôsobili na staršie travertíny, ako o tom svedčia rôzne stupne rekryštalizácie so zachovanou pôvodnou pórovitovou travertínovou stavbou (Andrusov, 1950; Siegel et al., 1974). Prítomnosťou aragonitu tak nadobúdajú kompaktný, hrubokryštalický, priehľadný vzhľad dúhovite sa striedajúcich mliečnych a svetložltých až medovožltých vrstvičiek hrubých od niekoľko mm do cca 5–7 cm.

Ónyxové mramory, známe pod názvom levický Zlatý ónyx, sa tak pre svoj atypický vzhľad stali našim najoriginálnejším dekoračným kameňom. Maximálna hrúbka je cca 40 m.

Vek opísaných travertínov bol na základe nálezu panciera močiarnej korytnačky *Emys orbicularis* (L.) určený na pliocén (Schmidt, 1976). Na rovnaký vek na základe výskumu zarovnaného povrchu – poriečnej rovne Ipeľskej pahorkatiny v tejto oblasti – poukázal aj Halouzka (1977).

## KVARTÉR

Predkladaná geologická mapa regiónu Podunajská nížina-východ zobrazuje územie, v ktorom pri zostavovaní komplexnej a povrchovej (zakrytej) geologickej mapy je územie (rozsahom), ako aj členitosťou dominantným útvarom kvartér. Ten je súvisle alebo v prevažnej miere rozšírený na povrchu všetkých určujúcich morfoštruktúrnych a geologických územných celkov – hoci súvisle pokrýva iba hlavné doliny riek.

Región tvoria tieto hlavné morfoštruktúrne celky (konkrétne zväčšia iba ich severné časti): sever Dolnohronskej roviny („kotliny“), sever Ipeľskej pahorkatiny a príahlá relatívne znížená Bátovská pahorkatina (celá) a Dolnoipeľská

kotlina (s úst'ovým úsekom doliny Štiavnice od severu). Celky boli morfogeneticky diferencované a sformované riekami Hron, Štiavnica a Ipel', a to v podstatnej miere v priebehu obdobia vrchný pliocén–kvartér.

Z hľadiska rozšírenia kvartéru potom hovoríme zjednodušene o troch prirodzených oblastiach kvartéru v študovanej (t. j. v severovýchodnej) časti Podunajskej nížiny:

1. Dolnohronie (široká riečna dolina Hrona v nížine);

2. Ipel'ská a Bátovská pahorkatina (plochá a výškovo diferencovaná pahorkatina medziriečia Hron – Ipel');

3. Dolnoipel'ská kotlina (dolné Poiplie – riečna dolina Ip'a s prítokmi).

Ostávajúce okraje mapovaného územia pozostávajú predovšetkým na západe zo súvislého kvartérneho pásu okraja Hronskej pahorkatiny (proti Dolnohroniu)

– územie sa prekrýva s časťou územia priľahlého zmapovaného geologického regiónu. Severné a sv. okraje územia na našej mape (mapový prekryv s okrajom regiónov Štiavnické vrchy a čiastočne Krupinská planina) zasahujú už za hranice Podunajskej nížiny, kde sa kvartérne útvary vyskytujú (poti vulkanitom pohoria) iba sporadicky. Toto všeobecné konštatovanie má však lokálne výnimky – významne členitý kvartér doliny Hrona v kotlinke Kozároviec „nad“ Kozárovskou bránou riek).

Hlavné sedimenty kvartéru na mape sú členito rôznoveké a litofaciálne variabilné (zväčša štrkovité) fluviálne a proluviálne akumulácie terás (resp. výplní najmladších depresii) a rôznych náplavových kužel'ov, ktoré boli naplavené v priebehu pleistocénu až holocénu riekami Hron, Ipel' a Štiavnica a väčšími potokmi regiónu. Najväčší rozsah majú sedimenty Hrona (dominujúce v Dolnohronskej rovine), ktoré sú však vo veľkej časti (hronské terasy) prekryté zhruba 10–30 m hrubým pokryvom spraší a hlin. Podobné pokryvy charakterizujú aj riečne terasy Ip'a a Štiavnice.

Litogeneticky v regióne prevládajú štrkové a pieskoštrkové náplavy (fluviálne a proluviálne) nad hlinitými, resp. viac-menej piesčitými; hlinité (až ílovito-hlinité) sú časté aj v súvrstviach pleistocénu terasových akumulácií. Náplavy prevládajú v terasovom čiže inverznom vývoji (riečne terasy, teleskopická stavba náplavových kužel'ov). V levicko-tlmačskej oblasti poklesových kryh (depresii) však dominujú náplavy superpozičného čiže normálneho vývoja (výplne depresii, kontratívne naložené akumulácie náplavových kužel'ov).

Hojné sú aj terestrické hlinité sedimenty (spraše a ich deriváty, deluviálne hliny), charakteristické pre „nadložnú sériu“ rozsiahlych plôch súvislého pokryvu riečnych terás regiónu (najmä Hrona, a to na pravobreží).

Sedimentácia (najmä kvartérnych náplavov) bola výrazne a vo veľkom rozsahu ovplyvnená (syn- i postgeneticky) aj neotektonickými pohybmi, zväčša kvartérnymi.

Terasové systémy tokov a stratigrafické začlenenie terasových akumulácií sú vypracované s využitím dlhodobo používanej klasifikácie terás pre Slovensko – t. j. tzv. panónsko-karpatského terasového systému slovenských Západných Karpát. Ide o klasifikáciu v zmysle: Halouzka, 1986; Halouzka in Gross a Köhler (edits). et al., 1993; Halouzka in Štefanovičová et al., 1993, resp. Halouzka in Halouzka a Minaříkova, 1977. Spomínaný systém terás vznikol ako geologické rozpracovanie čisto geomorfologického systému (Škvarček, 1973; Mazúrová, 1978; Mazúr, 1963).

## Nečlenený kvartér

### 38 sladkovodné vápence (travertíny, vápnnité sintre a penovce) – pleistocén (interglaciály) a holocén

Travertíny až najmladšie vápnnité sintre a penovce sú v regióne významne zastúpené. Vyskytujú sa v „travertínovej zóne“ severnej časti Ipeľskej pahorkatiny. Ide o travertíny troch skupín (Halouzka, 1977): levickej, santovskej a dudinskej.

Sú to travertíny (vápnnité sintre a penovce) takmer výlučne kvartérne. Do pliocénu treba zaradiť iba telesá ložiska Zlatého ónyxu a travertínový masív kopca Šiklôš (Vápnik) v levickej skupine, ako aj dve travertínové telesá pri Hon-tianskych Moravciach z dudinskej skupiny. Možno sa preukáže aj potrebnosť zaradiť do pliocénu (?) aj vznik niektorých zo „skalných“ travertínov v bývalom kameňolome v kúpeľoch Santovka (santovská skupina travertínov).

Celá leviccko-dudinská zóna travertínov je polohou situovaná ako periférne predpolie, lemujúce časť južného okraja Štiavnických vrchov (stredoslovenských vulkanitov Slovenského stredohoria). Travertíny a vývery minerálnych a termálnych vôd výrazne indikujú priebeh a kríženia neotektonických zlomových línií.

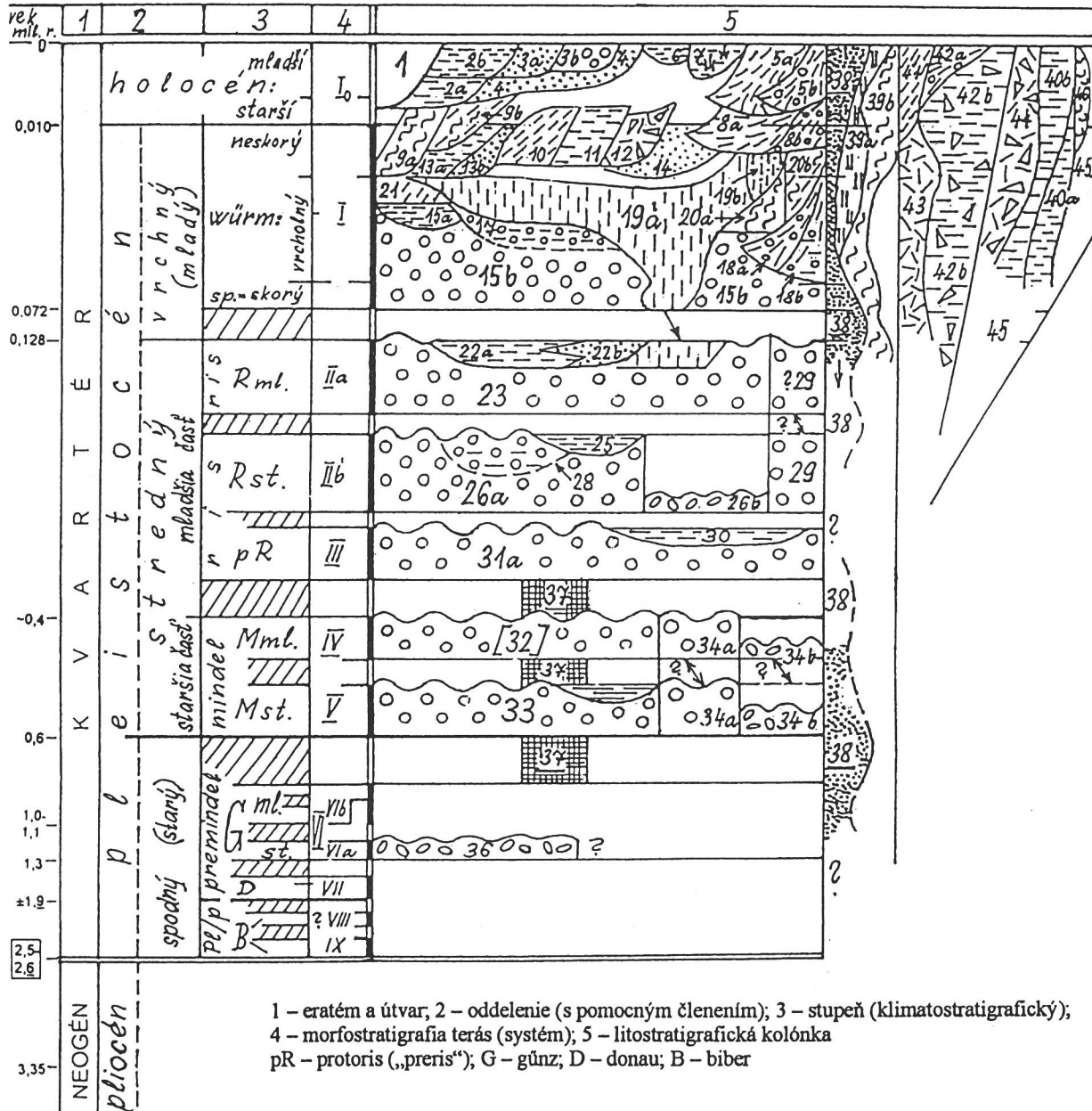
#### Kvartérne travertíny levickej skupiny

Táto najzápadnejšia skupina travertínov zóny sa rozkladá tak južne od mesta Levice (pozdĺž západného číže hronského úpätia Ipeľskej pahorkatiny), ako aj východnejšie, priamo v pahorkatine, po pravobrežnej doline a svahoch riečky Sikenica v priestore termálneho kúpaliska a rekreačného areálu Margita-Ilona (ide o priestor medzi mestskou časťou Kalinčiakovo a obcou Malý Kiar). Výskyty kalinčiakovských travertínov sú pre kvartér (v porovnaní s prílevickými) oveľa významnejšie, stratigraficky aj čo do neotektonických indícií v kvartéri.

Z celej levickej skupiny sú travertíny pri Leviciach síce rozsiahle, ale takmer výlučne staršie, predkvartérne – sú to pliocénne lokality ložiska Zlatý ónyx a kopca Šiklôš (Vápnik). Iba dve malé a nižšie položené (pri hradskej) telesá travertínov (sú pri oboch citovaných lokalitách) možno považovať za kvartérne.

# Litostratigrafická kolónka kvartéru

(zostavil Halouzka, 1998)



1 - fluviálne nívne sedimenty: vcelku (hlinité, hlinito-štrkovité); 2a - nívne hliny staršieho holocénu; 2b - nívne hliny mladšieho holocénu; 3a - mladoholocénne nívne piesky; 3b - piesč.štrky; 4 - nívne piesky; 5a - proluviálne hlinité sedimenty nív; 5b - proluviálne hlinité až štrkovito-hlinité sedimenty nív; 6 - fluviálne humusovité hliny nív; 7 - organické rašelinovo-slatinné hliny a kaly; 8a - proluviálne hliny; 8b - zahlinené štrky; 9a - eolicko-deluviálne vápnité až odvápnené sprašovité hliny; 9b - splachy zo spraší; 10 - deluviálno-fluviálne splachové hliny; 11 - eluviálno-deluviálne hliny zvetralín; 12 - deluviálne sutiny hlinito-kamenité; 13a - fluviálne nívne hliny; 13b - fluviálne nívne piesky; 14 - eolické (naviate) piesky; 15a - finálne nívne hliny; 15b - fluviálne piesč.štrky sčasti s pokryvom mladších splachov alebo spraší; 17 - súvrstvie fluviálnych hĺn a štrkov; 18a - proluviálne hlinité štrky s úlomkami; 18b - súvrstvie hĺn a štrkov s úlomkami; 19a - eolické vápnité spraše; 19b - finálne piesč. spraše; 20a - eolicko-deluviálne vápnité až odvápnené sprašovité hliny; 20b - splachy zo spraší; 22a - finálne nívne hliny; 22b - finálne nívne piesky; 23 - fluviálne piesč.štrky, sčasti s pokryvom mladších spraší alebo splachov; 25 - fluviálne nívne fľovité hliny; 26a - fluviálne piesč. štrky a štrky; 26b - reziduálne štrky; 28 - zahlinené štrky; 29 - štrky; 30 - finálne nívne hliny; 31a - fluviálne štrky a piesč. štrky; 32 - štrky prekryté mladšími sprašami; 33 - fluviálne štrky; 34a - piesč. štrky; 34b - reziduálne štrky; 36 - fluviálne štrky reziduálne; 37 - fosílna rubefikovaná pôdna zvetralina (il. hliny); 38 - sladkovodné vápence (travertíny, vápnité sintre a penovce); 39a - spraše močiarnie; 39b - sprašovité hliny; 40a, b - hliny zvetralín; 41 - splachové hliny; 42a - deluviálno-proluviálne zahlin.štrky s úlomkami (dejekčné kužele); 42b - deluviálno-proluviálne súvrstvie hĺn a sutín z vulkanitov; 43 - deluviálne svahové hliny; 44 - sutiny; 45 - svahoviny litofaciálne nečlenené; 46 - zosuvy (v sedimentoch kvartéru)



Podskupinu travertínov oblasti Margita-Ilona (t. j. v priestore Kalinčiakovo – Malý Kiar) tvoria napospol kvartérne travertíny a vápenné sintre (penovce). Sú nepochybne rôznoveké, od údajne spodnopliocénnych (Kovanda, 1971) cez mladšie, pleistocénne interglaciály až po holocénne a recentné sintre viacerých, donedávna činných prameňov. Súčasné vývery minerálnych a slabo termálnych vôd sú podchytené vrtmi v širšom areáli kúpaliska.

Travertíny Margity-Ilony predstavujú (okrem priameho areálu kúpaliska) vcelku v reliéfe menej zreteľné kopy a telesá. Tvoria ich zväčša pevné, sivasté až belavosivasté travertíny a vápnité sintre, celistvé až slabo porézne, sčasti vrstvomité, zatiaľ bez zistených fosílií fauny alebo odtlačkov makroflóry. Na datovanie travertínov boli použité detailné analýzy ich relatívnej morfopozície a litológie. Naša mapa však znázorňuje vek týchto travertínov spolu (nečlenený kvartér).

### Travertíny santovskej skupiny

Výskyty sú koncentrované v Santovke, iba 6 malých kopcovitých telies travertínov leží v doline riečky Búr južne od obce Bory. Priamo v Santovke je ťažisko výskytov travertínov, aj v doline Búru (takmer súvislý výskyt hrubých polôh travertínov v doline v kúpeľnej časti obce) – s klasickou travertínovou kopou s prameňom (vývod) pri križovatke, ďalej odtiaľ s kompaktným plošinovým komplexom travertínov až po termálne kúpalisko a kúpele (s prameňmi liečivej termálnej vody, najmladšou kopou a sintrami travertínov), v náprotivnom bývalom kameňolome pri kúpeľoch aj so „skalnými“ travertínmi. S opísanými travertínmi doliny v obci takmer súvisí najväčšie teleso (platňa) travertínov v Santovke, situované na pravobrežných svahoch doliny Búru, s hlavným prameňom (využitým v plniacom závode minerálnej vody „Santovka“). Ostatné výskyty travertínov sú izolované telesá v Santovke, a to na jej severnom okraji (2+1 výskyt pri cestách do Levíc i Domadíc) a východnom okraji (3 telesá nad cestou v obci), resp. až v protihlhom pravobrežnom svahu doliny v časti Malinovec (2 telesá). Napokon sú zistené aj príznaky ďalších výskytov (alebo spojení) travertínov v Santovke, prekrytých sprašami a hlinami (najmä na severe obce).

Celá konfigurácia travertínov a prameňov v Santovke (resp. v Boroch) a priebeh toku Búru s prítokmi významne indikujú priebeh a sčasti aj dobu kvartérnej aktivity neotektonických zlomov oblasti Santovky.

Travertíny Santovky sú zväčša pevné, svetlejšie alebo belavosivé, vrstvomito-porézne. Staršie „skalné“ travertíny sú takmer celistvé pramenné sladkovodné vápence sivej farby, tvrdé a len drobnoporézne (bývalý kameňolom). Najmladšie (holocén–recent) sintre sú belavosivé až s hrdzavými šmuhami, mäkké až rozpadavé inkrustácie, zvrstvené, porézne. Morfológicky najtypickejšie sú relatívne mladé až najmladšie kopy travertínov, a to tak na križovatke v Santovke, ako aj na kúpalisku v obci (tam sú aj najkrajšie recentné penovce a inkrustácie).

## Travertíny dudinskej skupiny

Skupina zahŕňa najprv pliocénne travertíny pozdĺž cesty pri Hontianskych Moravciach (2 blízke odkryvy).

Všetky ostatné travertíny skupiny majú stanovenú kvartérnu stratigrafiu. Sú to najmä rozsiahle a vývojovo i formami rozvinuté travertíny dudinskej (s. l.) podskupiny. Predstavujú súvislý pás travertínov a ich povrchových telies v Dudinciach, t. j. medzi Merovcami (dnes už súčasť Dudiniec) a kúpeľmi Dudince vrátane, až do ľavobrežia Štiavnice v Hokovciach. Južnejšie pri obci Slatina sú izolované „slatinské travertíny“ (s vývermi minerálnej vody Slatina).

Dudinská podskupina travertínov (t. j. v obci Dudince) má súvislý priebeh (platňu) travertínov (v línii Merovce – kúpele Dudince – ľavobrežné Hokovce) preukázaný vrtným prieskumom. V dnešnom rozsahu Dudiniec (s Merovcami) ide o travertíny pozdĺž sz. a s. úpätia návršia Gestenec, ktoré od juhu uzatvára malú dudinskú kotlinku rieky Štiavnice. Okolo z. konca výbežku Gestenca sa súvislý travertínový pás Dudiniec otáča na juh (do smeru SV–JZ až SZ–JV) a končí sa. Iba v Dudinciach sa v páse travertínov zachovalo množstvo činných prameňov minerálnej a termálnej vody (prirodzených) až doteraz.

Travertíny v Dudinciach boli však v priebehu kvartéru opakovane postihnuté diferenciačnými neotektonickými pohybmi (najmä pozdĺž zlomov na sz. a s. okrajoch chrpta Gestenec). Väčšie plochy pôvodne súvislého výstupu travertínov opakovane poklesli a boli následne resedimentované, najmä mladými náplavmi Štiavnice (mladý pleistocén a holocén). Činnosťou výverov minerálnych vôd sa naďalej tvorili pramenné kopy a telesá travertínov, pokračujúc až do súčasnosti. Prejavom ich činnosti je väčšina terajších telies travertínov (kôp). Vznikol súčasný prírodný obraz povrchu terénu v kúpeľoch Dudince („nepoklesnuté“ časti starších travertínov, náplavy, kopy a pramene mladých travertínov).

Dokumentálny topografický opis a názvy jednotlivých travertínových telies a minerálnych (termálnych) prameňov v Dudinciach sem nezaraďujeme. Zmienka bude len o celkovom litologickom charaktere týchto travertínov.

Travertíny na okrajoch návršia Gestenec predstavujú asi zvyšok pri kvartérnej neotektonickej diferenciácii pôvodne súvislého pásu („platne“) travertínov Dudiniec, t. j. zvyšnú kryhu, čo poklesla relatívne menej ako kryhy severnejšie od Gestenca (teda v terajších kúpeľoch). Ide o travertíny najstaršie – spodnopleistocénne, sekundárne nízko položené (nález zuba *Archidiskodon meridionalis* – Schmidt, 1977). Gestenské travertíny (podľa odkryvu na SV návršia) sú svetlé, sivastobelavé, pri povrchu značne navetrané, inak pevné, mierne porézne, obvykle len minimálne vrstvovité. Početné ostatné a mladšie travertínové kopy majú travertíny pevné, svetlosivé či belavosivé, kompaktné až silno porézne, vrstvovité. Najmladšie holocénno-recentné sintrové náteky a penovce sú mäkké až rozpadavé, sfarbené do belava i hrdzavohneda.

### **39 močiarne spraše (39a) a sprašovité hliny (39b);**

### **40, 41 hliny zvetranín (40a, b), splachové hliny a i. (41)**

Močiarne spraše (ílovité) sú najviac rozšírené po okrajoch pravobrežných prítokových dolínok potokov na pravobrežnej sprašovej terasovej plošine Hrona v širokom okolí Želiezoviec (v priestore Želiezovce – Tekov, Lužany – Málaš – Nýrovce). Rozšírenie sprašovitých hĺn (koluviálnych vápnitých spraší) je v sprašových terénoch regiónu takmer všeobecné (časté výplne úvalín a suchých dolínok v sprašiach).

Hliny zvetranín (iniciálne hliny) sa už menej zachovávajú pred resedimentáciou splachovými procesmi. Vlastné elúvium (40a) možno v regióne rozlíšiť len výnimočne (v najvyššie položenej podhorskej plošine pri Čajkove). No eluviálno-deluviálne hliny (40b) sú už hojne zachované na plochých chrbtach Ipeľskej pahorkatiny. Hliny, piesčité hliny a iné sedimenty splachu (ronu) sú všeobecne rozšírené na svahoch (popri polygenetických svahových hlinách), a to takmer vo všetkých zníženiach a úpätiach svahov.

### **42 deluviálno-proluviálne (42a) zahlinené štrky s úlomkami (dejekčné kužele); (42b) súvrstvie hĺn a sutín z vulkanitov – pleistocén**

Sedimenty mladých dejekčných výplavových kužeľov z dolín potokov majú iba niekoľko výrazných výskytov v okrajových pohoriach regiónu. Ojedinelé, ale významné sú aj hrubé súvrstvia hĺn a sutín z vulkanitov Štiavnických vrchov (nečlenený pleistocén) v pukaneckej depresii (kryhách), kde dosahujú vo vrtoch hrúbku vyše 100 m, napr. kvartérne hliny a ílovité hliny až sutiny vo vrte LEK-5 (Pukanec) dosahujú hrúbku 121,5 m (Karolus et al., 1975). Je to prejav veľmi intenzívnej kvartérnej neotektoniky.

### **43, 44 deluviálne svahové hliny (43) a sutiny (44);**

### **45 svahoviny, litofaciálne nečlenené (45)**

Polygenetické svahové hliny sú najmä na Ipeľskej pahorkatine najrozšírenejším sedimentom kvartéru v regióne. Často presahujú aj na okrajové riečne terasy. Hlinito-kamenité sutiny sa vyskytujú najviac v rozsahu Štiavnických vrchov a na ich okraji. Iba na niektorých miestach mapovaného územia sme pre nerozlíšiteľnosť svahových hĺn a sutín navzájom vyznačili iba svahoviny spolu (litofaciálne nečlenené).

## 46 zosuvy (v sedimentoch kvartéru)

Mapa nie je špecializovaná, a preto sú na nej vyznačené len najvýznamnejšie zosuvné plochy a prúdy (značkou), pokiaľ výrazne participujú na dynamike sedimentácie kvartéru a jeho svahovín.

## Spodný (starý) pleistocén

### 36 reziduálne fluviálne štrky – ? *günz*

Všeobecne sedimenty spodného pleistocénu (resp. rovnoveké horizonty fosilných pôd či pôdnych sedimentov) sa ako povrchový výstup zachovali v regióne len stopovo; ich vek i pôvod zatiaľ nemohol byť jednoznačne preukázaný.

Na mape sme z nich zachytili reziduálne zvyšky drobných štrkov a štrčíkov na zrejme terasových úrovniach v relatívnej pozícii tzv. vysokých terás, konkrétne asi na najnižšej z nich, poukazujúcej na zvyšky iniciálneho, bezprostredne predmindelského povrchu dolín. Nasvedčujú tomu niektoré terajšie ploché povrchy chrbtov Ipeľskej pahorkatiny v jej strednej a severnej časti (svojou relatívnou výškou, tvarom, rozšírením, smerovaním a priebehom v reliéfe, pri niektorých aj reziduom štrkov riečneho typu).

Významnejšie reziduálne štrky na zvyškoch týchto terasových úrovní sú na východ od Levíc (Strážny vrch a kopec Surdok, úroveň v absolútnej výške 210 až 215 m a 205–208 m), a najmä na východ od obce Zbrojníky (dvor Pežerňa s plošinkou v absolútnej výške 210–215 m), resp. východne od obce Tupá, na rozvodnej vrcholovej plošine (Štiavnica – Krupinica) kopca Plieška v úrovni 210–215 m n. m.

Sediment (lokalita Zbrojníky/Pežerňa): prakticky povrchový výstup (v hrúbke 20–30 cm) piesčitých štrčíkov ( $\varnothing$  0,4 až okolo 1 cm) až drobných štrkov ( $\varnothing$  do 2 cm) z kremitých hornín (biely kremeň, svetlé kremence, menej sivočierne rohovcové silicity), uložených na neogénnych pieskovočoch podložia. Habitus je fluviálny, miestami sú navetrané alebo viac piesčité.

Výskyty pri Leviciach sú pozične jasne nad zakrytou levickou terasou (mindelskou). Spolu so Zbrojníkmi/Pežerňou a ďalšími eróznymi úrovňami v obdobnej výške a pri akceptovaní ich priestorovej konfigurácie nenaznačujú hronský pôvod, ale pravdepodobnejšie tokom z východnej strany Ipeľskej pahorkatiny. Akumulácie klasifikujeme do tzv. vysokých terás (stupňov VI b, VI a) a vek do stupňov *günzu* (t. j. do stupňov menap či helme).

## Spodný až starší stredný pleistocén

### 37 fosilne rubefikované pôdne zvetraniny (ílovité hliny) – staršie interglaciály pleistocénu

Ide o výskyty pochovaných horizontov červených hlín („červeníc“), t. j. rubefikovaných fosilných pôd (pôdnych sedimentov) a ílovitých hlín rubefikovaných pôdnych zvetranín vôbec. Na mapu sa dostali umelým „odkrytím“ (hoci dočasným) červeníc spod skrývky. V Kubáňove (2 odkryvy) je to pokryv sprašovej série s pôdami a v Lontove (1 odkryv) len spraš. I báza červeníc tu leží priamo na vrstvách neogénu (bez stôp po úrovniach riečného terasovania). Oba profily boli síce dočasné, ale napriek tomu boli (najmä Kubáňovo) aj detailne spracované.

Naproti tomu vrstvy veľkého profilu Farná – tehelňa (na mape vyznačený len odkryv, nie však „červené hliny“) sú síce dnes dost' odkryté, ale odkryv je už značne devastovaný (stupňovitou ťažbou a zasutinením). Vrstvový sled lokality Farná má (na rozdiel od obidvoch predchádzajúcich) však bázu kvartéru na okrajovo-eróznej úrovni predmindelskej riečnej terasy Hrona (?günz), čo umožňuje (okrem iného) datovať spodné vrstvy profilu Farná [Halouzka, 1982; Halouzka in Schirmer (ed.), 1995].

## Stredný pleistocén (staršia časť)

### 33 fluviaálne štrky a piesčité štrky (33, 34a),

### 34 reziduálne štrky (34b); štrky prekryté

### 32, 35 mladšími sprašami (32, 35) – starší *mindel*, mladší, nečlenený

#### *Výskyt a rozšírenie*

Fluviaálne pieskovo-štrkové náplavy mindelského veku predstavujú v hronskom sedimentačnom priestore tohto regiónu (popri mladoplietocenných náplavoch) plošne vôbec najrozsiahlejšie fluviaálne sedimenty. Sú zachované na pravobrežnej sprašovo-terasovej plošine Hrona, kde zaberajú väčšinu plochy. Vytvárajú súvislú a rozsiahlu regionálnu lužansko-brutskú terasu Hrona.

Štrkovú akumuláciu (-ie) tejto regionálnej terasy súvisle prekrýva tzv. nadložné súvrstvie spraší a hlín (pôdnych a splachových) a spodný horizont silno ílovitých nivných hlín, zväčša typicky sivastého sfarbenia. Rozšírenie terasy: začína sa v Loku a cez Horný Pial pokračuje ďalej na juh. Rozšírená na 6 km zaberá priestor od priečnej línie obcí Dolný Pial – Ondrejovce – Bajka cez oblasti obcí Tekovské Lužany a Málaš až po líniu Farná – Nýrovce (na južnom okraji mapovaného územia).

Okrem lužansko-brutskej terasy ostali v doline Hrona už len menšie a malé izolované výskyty rovnovej terasovej akumulácie. Na zvyšnom pravobreží sú to (v smere toku) tri výskyty v Kozárovciach a jeden v Lipníku (stará lipnícka brána Hrona). Tu sú terasové štrky bez nadložnej série (spraša a hĺn). V zhode s analogickou „veľkou terasou“ Hrona ide aj tu o akumulácie vyznačené ako mindel vcelku (bližšie nečlenený).

Dolnohronské výskyty na ľavobreží sú iba pri Leviciach (významná levická terasa a tzv. juholevická terasa). Prvá z nich má redukovanú štrkovú akumuláciu celú pokrytú sériou spraši, splachových a nivných hĺn (doložené vrtom Lv-17 v oblasti Nixbrod pri bývalej mestskej tehelni). Druhá (juholevická) predstavuje nevelmi hrubý kryt terasových štrkov na dvoch nadväzujúcich vrcholových plošinkách (v páse okolo ložiska travertínu Zlatý ónyx až po travertínový Šiklôš čiže Vápnik).

Štrky levickej terasy (zakryté) označujeme za mindelské vcelku, lebo sa nepodarilo zistiť (napriek ich relatívne zníženej výškovej pozícii), či sú naozaj mladšie ako štrky juholevickej terasy, ktoré majú oproti nim relatívne vyššiu pozíciu (možno ich verifikovať podľa uloženia ako starší mindel). Indikuje to aj diferenciálne neotektonické pohyby v kvartéri okolia.

Z doliny Ipľa k opisovaným terasovým akumuláciám treba zaradiť iba malý výskyt terasových štrkov (s krytom spraši) na ľavobreží Ipľa vo Vyškovciach nad Ipľom, priamo na cestnej štátnej hranici s Maďarskom. K nám zasahujú z maďarského územia v rozlohe iba asi 6 ha. V systéme terás Ipľa ide pravdepodobne o terasové štrky mladšieho mindelu.

Ďalšie výskyty v Poiplí (v rozsahu nášho regiónu) sú dva:

1. Na úseku prítokovej doliny Štiavnice v povodí Ipľa – reziduálne štrky vrcholovej plošinky Starej hory (nad obcou Terany). Pozíčne asi ide o stupeň mindelského staršieho glaciálu, asi aj s postgenetickým parciálnym tektonickým zdvihom kryhy; na mape sú vyznačené štrky ako nečlenený mindel.

2. V doline ipeľského prítoku Jelšovka v Lontove (Vlčí vrch) sú terasové štrky zakryté sprašou. Podľa ich pozície a sledu terás sú asi z mladšieho mindelu (z vtedajšej sútokovej oblasti Ipľa s Jelšovkou).

### *Morfometria*

Báza štrkovej akumulácie lužansko-brutskej terasy Hrona po toku (t. j. na juh) výrazne diverguje (to značí, že relatívna výška jej bázy nad Hronom a proti bázam mladších terás sa jasne zvyšuje). Je to dôsledok vývoja úrovne spádovej krivky toku v kvartéri, ktorý sa začal zakrátko po naplavení pieskoštrkov (resp. až finálnych nivných ílovitých hĺn) akumulácie či akumulácií lužansko-brutskej terasy. Tento vývoj určila vtedy začínajúca neotektonická subsidencia v severnom úseku Dolnohronia (teda v miestach vytekania Hrona z Karpát do nížiny).

Ide o diferencovane poklesávajúce kryhy štruktúry tzv. kozmálovskej depresie, ktorých pokles trval až po holocén. Práve v dôsledku spomenutej subsidencie celá oblasť poklesovej kozmálovskej štruktúry (severné Dolnohornie) nemá terasový (inverzný), ale iba normálny (superpozičný) typ vývoja riečnej činnosti a sedimentácie, a to od začiatku poklesov (a laterálne zvyšky pôvodných starších terás sa v doline nezachovali).

Výška bázy štrkov reprezentačnej lužansko-brutskej terasy v strednom úseku Dolnohornia v smere toku (na juh) je v prehľade takáto (v m absolútnej a relatívnej výšky):

Stredný úsek Dolnohornia:

a) Dolný Pial – Ondrejovce: na okraji abs. 150–151 (relat. + 3 až 4), inak abs. 148 (relat. + 1 až 3);

b) Tekovské Lužany: abs. 147–148 (relat. + 6 až 9 na juh);

c) Málaš: abs. 143–144 (relat. + 11);

d) Farná – Nýrovce: na okraji vo Farnej abs. 145 (relat. +18), inak abs. 140 až 141 (relat. + 14 až 16) vo Farnej, v Nýrovciach abs. 138,5 (relat. + 12 až 13); prehĺbené korytá pri Farnej (abs. 132, 131 a 136, čo je relat. + 9, + 7 a + 11).

Z prehľadu názorne vidieť, že suma celkovej divergencie plochy spádovej krivky bázy štrkov lužansko-brutskej terasy proti ploche terajšej spádnicke terasy Hrona má hodnotu (v rozsahu mapy regiónu) až 15 m. Z toho vidíme, o koľko bol začiatkom akumulovania štrkov terasy menší spád Hrona a dna jeho doliny oproti dnešku. Napokon hodnoty relatívnej výšky bázy terasových štrkov ovplyvnila na druhom mieste aj postgenetická neotektonická diferenciacia terasy (Farná, Nýrovce), no báza štrkov nesie aj stopy so zaštrkovaním syngenetických, tzv. prehĺbených koryt (Farná).

Celkový spád bázy štrkov terasy je spočiatku (až do priestoru južne od Tekovských Lužian vrátane) takmer nulový, potom až po okraje Farnej a Nýroviec spád jasne vzrastá, aby sa potom ešte ďalej (za j. okrajom regiónu) zasa postupne stále znižoval. Celkovo teda celý spád terasy je ešte malý (na rozdiel od ostatných mladších terás Hrona v regióne).

Z ostávajúcich terás (na Hrone) spomenieme relatívne morfometrické údaje na pravobreží z porovnateľnej najvyššej terasy v Lipníku: báza jej povrchových štrkov je asi + 28 až 31 m nad Hronom pri hrúbke štrkovej akumulácie 4–6 m. Terasa je pozične jasne nad úrovňou terajšieho rozvodného prahu v priestore bývalej lipníckej brány starej doliny Hrona (do ktorého v reliéfe smeruje).

Ľavobrežná levická terasa (v meste) má pochované štrky s hrúbkou 3 m a s výškou ich bázy + 10 m nad Hronom (vrt Lv-17).

### *Sedimenty*

Sedimenty podľa charakteristickej lužansko-brutskej terasy pre jej veľký rozsah miestne varírujú, pokiaľ ide o litologický charakter i hrúbku vrstvy. Vcelku

ide o piesčité štrky, prevažne stredno- a drobnozrnné ( $\varnothing$  2–5 cm a 1–2 cm), v menšom podiele aj hrubé ( $\varnothing$  5–10 cm). Často sú charakteristicky silno piesčité alebo s polohami pieskov (resp. pieskov so štrkami); iba zriedkavejšie sú aj zahlinené polohy. Zistil sa buď celý komplex terasových fluviálnych sedimentov (ako aj výplne prehĺbených koryt riek), dosahujúci hrúbku 10–12 m, alebo len redukovaný vývoj (hrúbka pieskoštrkov obvykle 5–6 m).

Piesčité štrky ako základný litotyp sú zrnitostne kolísavo, no zväčša slabo vytriedené, polymodálne i trimodálne (piesky bimodálne), drobn- až strednozrnné (piesky jemno- až strednozrnné), s kolísavými zrnitostnými parametrami.

Petrograficky sú v štrkovej frakcii najmä kremence, kremene a kremenné pieskovce, vulkanické horniny (ryolity, menej dacity, navetrané andezity a ich pyroklastiká), príznačný je menší obsah rozvetraných granitických hornín (miestami až ojedinelý), výskyt silicítov (resp. metakvarcítov) a rôznych kryštalických bridlíc, ojedinele sa našiel melafýr i vápenec.

Pri pieskoch je zloženie frakcie ťažkých minerálov monotónne: úplne prevažujú opakové minerály (70–80 či 90 %), významný je amfibol (prevažne hnedý, 3–9 %) a potom hypersten (1–5 %) a granát. V porovnaní s mladšími terasovými akumuláciami je tu charakteristické menšie pomerné zastúpenie hyperstenu a silné korodovanie jeho zŕn.

Predložené údaje sú podľa sedimentárno-petrografického vyhodnotenia Horniša, a to in Halouzka (red. Vaškovský); Priechodská et al., 1979; Halouzka, 1982. Horniš uvádza, že štrková akumulácia terasy od jej začiatku v doline (Lok, Horný Pial) až po priečnu líniu v oblasti Málaša (vrátane) má tu vo vrtoch doložené sedimenty ešte nie celkom s typickým zložením pre túto terasu (v porovnaní s ďalším priebehom terasy, kde je asociácia typická, napr. v Nýrovciach a Brutoch).

Doplňujúce novšie sedimentárno-petrografické údaje (pre opisovanú terasu, podľa vzoriek zo štrkovísk Nýrovce aj Bruty) sú v sedimentárno-petrografickej správe Fejdiovej (in Nagy et al., 1998).

## Záver

Opísané pieskoštrkové terasové akumulácie lužansko-brutskej terasy a jej rovnovekých analógov v regióne klasifikujeme ako tzv. vrchné terasy (stupne V a IV). Vekovo patria k mindelským (elsterským) stupňom pleistocénu.

### 34c fluviálne nívne ílovité hliny – nečlenený *mindel*, koncová fáza (len v reze)

Vyznačené sú len v kvartérnom reze, v malom výskyte v levickej terase (vrt Lv-17). V mapovanom regióne sú zakryté sprašovo-hlinitými vrstvami tzv.



nadložnej série terás, regionálne rozšírené v telese (v súvrství) *lužansko-brutskej terasy*. Okrem vrtov (mapovacích kvartérnych) sa v nej tieto nívne hliny študovali nielen litofaciálne (sediment), ale aj paleontologicky, iba v príslušnej vrstve profilu Nr-1 štrkoviska v Nýrovciach.

Aj tam sú nívne ílovité hliny bazálnym členom sprašovej a hlinitej série v nadloží terasových náplavov (pieskoštrkov). Vrstvou nivných hĺn sa fluviaálny komplex terasovej akumulácie končí.

Vo vrstve nivných hĺn na štrkovisku v Nýrovciach, ako aj v profile KR-2a (so šachticou) na odkryve Kuraľany-most (ten leží už na juh od okraja regiónu), našiel ešte v 70. rokoch Schmidt aj malakofaunu (Priechodská et al., 1979; Schmidt in Schmidt, Horniš a Halouzka, 1979). Išlo o nálezy druhov chladného obdobia s prímiesou druhov príznačných pre mierne teplé prostredie (indícia: sedimentácia vrstvy buď v teplejších osciláciách glaciálu, alebo na prechode glaciálu do teplejšieho obdobia). To plne zodpovedá nášmu geologicko-litofaciálnemu predpokladu – finálna nívna sedimentácia hĺn bezprostredne po akumulovaní štrkov terasy (Halouzka, 1982).

V roku 1996 sa systematicky odobrali vzorky profilu Nr-1 (Nýrovce – štrkovisko) na komplexné spracovanie hĺn a spraši nadložnej série profilu. Z ílovito-hlinitej nivnej vrstvy profilu (4,5–5,4 m) vo vzorke č. 9 (4,8–5,0 m) J. Kernátová zistila a opísala 20 druhov malakofauny. Prevažujúci počet z nich je priamo z vodných biotopov (5 druhov) a rôzne vlhkomilné druhy (8), spolu 13 druhov. Z nich vodné druhy sú *Valvata pulchella*, *Lymnaea truncatula*, *Anisus spirorbis*, *Gyraulus acronicus*, *Pisidium obtusale*. Z vlhkomilných spomenieme početné populácie druhov *Succinea oblonga* a *Clausilia dubia*, resp. *Cochlicopa lubrica*, *Trichia hispida* aj *Vitrea crystallina*. Ostatné nájdené druhy sú v menšine – druhy biotopov otvorených sprašových i nesprašových stanovišť (*Vallonia pulchella*, *V. costata*, *Pupilla muscorum*, *Vertigo pygmaea* a i.), ako aj stepných stanovišť (z nich aj druhy mierne teplejšieho obdobia glaciálu – *Helicopsis striata*, *Chondrula tridens*). Napokon sa vo vrstve našli aj úlomky zubov zatiaľ bližšie neurčených hlodavcov (*Rodentia*). Indície pre vtedajšie prostredie: fluviaálne vodné a vlhké biotopy (aj lesné) malakofauny prevládajú nad otvorenými sprašovými až stepnými; obdobie mierne teplé (interštádiálne alebo prechodné obdobie konca glaciálu).

V ďalších odberoch vzoriek zo študovanej vrstvy nivných sivých ílovitých hĺn štrkoviska v Nýrovciach našiel K. Fordinál aj mikrofaunu ostrakód: *Candona* spec. indet., *Virgatocypris* spec. indet. (obidva druhy sú stratigraficky zaradené do obdobia panón–recent, sladkovodné prostredie). Je to na Slovensku prvý nález ostrakód vo vrstvách všestranne preukázaného kvartéru vôbec (tak bio-, lito- a pedostratigraficky, ako aj morfostratigraficky).

Uvedené nálezy potvrdili naše pôvodné geologicko-litologické závery o geneticko-faciálnom pôvode (fluviaálne nívne hliny) opísaných sedimentov a ich

stratigrafickej pozícii v glaciálnom cykle (koncová fáza glaciálu). Vrstvový litologický a paleopedologický rozbor nadložnej hlinitej série spraší a hlín na terase (rubefikovaný pôdny horizont na nivnej vrstve vrátane vyhodnotenia malakofany vrstiev série) a napokon morfostratigrafická analýza terasových štrkov (postupnosť terás a ich relatívnej výšky báz štrkov) preukázali práve mindelský (elsterský) vek terasovej štrkovej i hlinitej nivnej akumulácie.

Pre štrkovú akumuláciu celej lužansko-brutskej terasy pritom platí dominancia staršieho mindelu (len na južných okrajoch mapovaného územia a ďalej na juh mimo tohto územia je vyvinutý i zachovaný komplexný vývoj miestami i viditeľne zdvojeného vývoja pieskoštrkov celého mindelu, ale tam zasa už s absenciou sivej nivnej vrstvy končiaceho sa mindelu).

Na mape je však všetko vyznačené ako nečlenený mindel.

Z lužansko-brutskej terasy a z lokality Nýrovce (spolu s ďalšími na terase) sa tak stala jedna z oporných stratigrafických lokalít terás a ich pokryvných sérií na Dolnohroní vôbec.

### **35a deluviálno-fluviálne splachy – mindel (len v reze)**

#### **Stredný pleistocén (mladšia časť)**

Fluviálne pieskoštrkové súvrstvia poklesových štruktúr kozmálovskej depresie (severný úsek Dolnohronia) – stredný a vrchný (mladý) pleistocén

Neotektonická subsidencia doliny severného úseku (priúpätného či podkarpatského) Dolnohronia vytvorila poklesové kozmálovske štruktúry, následne vyplnené komplexmi pieskoštrkov Hrona. Tie v najhlbšej kryhe (kozamálovskej depresii) dosahujú hrúbku kvartéru 38 m (podľa vrtovej) až 40 m (podľa geofyziky).

Vývoj poklesového kozamálovskeho územia a jeho datovanie (vo vzťahu ku genéze lužansko-brutskej terasy) už boli načrtnuté, a to v stati o tejto mindelskej terase (vo vysvetľujúcom úvode k jej morfometrii). Tu je ešte nutné zmieniť sa o litofaciálnom charaktere, a najmä o stratigrafii pieskoštrkov výplní depresii; nie sú značené ani na mape (pochované vrstvy) ani v reze (rez tadiaľ nie je situovaný), ale pritom sú významné.

Poklesové pohyby sa začali pravdepodobne zakrátko po skončení sedimentácie mindelských akumulácií lužansko-brutskej terasy, pretože naspodku pieskoštrkových výplní v depresiiach nie je ani v najhlbšom poklese preukázaná prítomnosť (zachovanie) jej mindelských piesčitých štrkov.

Z dokumentovania vrtovej a hlbokého výkopu stavby kozamálovskej priehradnej nádrže (s prihliadnutím na nové geofyzikálne rezy) vychádza zhruba nasledujúci sled súvrství v depresiiach (zovšeobecnený) a ich stratigrafia:

Pod nivnými hlinami holocénu je pleistocénny komplex troch pieskoštrkových súvrství s jednou zahľinenou polohou a s jednou hrubou ílovito-hľinitou medzivrstvou:

vrchné súvrstvie – piesčité štrky (prevažne stredno- až hrubozrné, s drobnými štrkami) – würm; hľaito, hľinito-štrková medzivrstva (poloha) – interglaciál;

stredné súvrstvie – piesčité štrky (prevažne stredno- a drobnozrné) – riss (mladší); hrubá ílovito-hľinitá medzivrstva, zväčša hnedozelenkastosivá – interglaciál;

spodné súvrstvie – štrky a piesky (? drobnejšie štrky) – ? riss (starší). Hrúbka súvrství a medzivrstiev je rozdielna. Celý pieskoštrkový komplex je silno zvodnený. Medzivrstvy nemajú celoplošné rozšírenie.

### **31 fluviaľne štrky a piesčité štrky (31a), sčasti prekryté mladšími sprašami**

### **30 (31b); finálne nivné hliny (30) – protoriss**

#### *Výskyt a rozšírenie*

V doline dolného Hrona (v regióne) tento terasový stupeň (T III) a jeho štrková akumulácia chýba; nie postgenetickým oderodovaním, ale už pôvodne (lebo sa tu ako forma vôbec nevytvoril). V protorise (bývalom „prerise“) totiž už prebiehal (začal sa?) pokles kozmáľovskej štruktúry. Vtedajšia dolina Hrona (ešte svojou starou dolinou a „bránou“ cez Kozárovce – Lipník) vyúsťovala do nížiny, a to priamo do vznikajúcej kozmáľovskej depresie. Špecifikum absencie protorisskej terasy v dolnohronskej doline je teda podmienené regionálnym tektonickým ovplyvnením vývoja doliny dolného Hrona (od vyústenia z Karpát do nížiny a ďalej na juh). Podľa analýz začiatok poklesov vychádza práve na protoriss, ale najintenzívnejšie po ňom.

Zmeny vývoja dolnohronskej roviny v protorisse spočívali v zmenách vývoja spádnice doliny. Rieka vtedy v úseku s novou depresiou („pod“ vtedajšou starou lipníckou bránou doliny do nížiny) začala (?) superpozične akumulovať jej výplň. Pod úsekou s depresiou tok musel vyrovnávať svoju spádovú krivku dna doliny vynútenou silnou hľbkovou (až bočnou) eróziou (teda bez akumulácie materiálu transportovaného vodou na dne doliny, t. j. prakticky s úplným odnosom štrkov). To platí určite aspoň v strednom úseku dolného Hrona, čiže na území nášho regiónu.

Dolina Hrona v mapovanom regióne má terasovú akumuláciu spomínaného veku (pre uvedené príčiny) vyvinutú a vo zvyškoch terasy zachovanú iba v horskej (karpatskej) doline (pred vyústením do nížiny). Sú to povrchové výskytterasových štrkov na pravobreží Hrona v kotlinku Kozároviec (1x), a najmä

v „zálive“ Lipníka (1x). V Lipníku sa na časti terasy na štrkoch výrazne zachovali aj finálne nivné hliny (s hliniskom príležitostne ťaženým pre miestne potreby). Terasové štrky pozične smerujú až na rozvodný prah tzv. lipnickej brány (vo fosilnej starej doline Hrona Kozárovce – Lipník).

Dolina Ipľa v Dolnoipeľskej kotline (t. j. od Šahanskej brány) má na slovenskom území zachovanú terasu tohto veku (protoriss) viackrát, no iba v s. úseku kotliny (Šahy – Ipeľský Sokolec), čo je práve v rozsahu územia na predkladanej mape. Z pravobrežných terasových výskytov sú to 3 miesta: 1. plošina chrbta Nový vrch nad obcou Vyškovce nad Ipľom (ipeľská terasa); 2. plochý svah ľavobrežného okraja dolinky potoka Búr na juh od Szadic (sútoková búrsko-ipeľská terasa); 3. výrazný najvyšší stupeň na plochom terasovanom chrbte medzi Ipľom a potokom Jelšovka, nad obcou Lontov (ipeľská terasa pri vtedajšom vtoku Jelšovky). Všetky tri výskytov terasových štrkov sú zakryté sprašami.

Ľavobrežie doliny dolného Ipľa (na slovenskom území v regióne) má výskyt terasy na dvoch ďalších miestach: 1. vyššia (?) poloha z plochých svahov nad železnicou v Preseľanoch (od okraja Šiah), obojstranne potok Kamenec (podľa J. Pristaša je to len časť risského veľkého náplavového kužeľa potoka, podľa autora tejto časti ako vyššia časť kužeľov potoka terasovaných Ipľom, lebo až piesky v odkryve pieskoviska pri železnici považujeme za mladšie a risské); 2. strmý stupeň (hrana) ipeľskej terasy okolo mosta tesne pri železničnej trati vo Vyškovciach nad Ipľom. Obidve miesta výskytov štrkov sú na terasovej ploche zakryté sprašami; prakticky iba na hrane terasy vo Vyškovciach (pri železnici) vystupujú riečne štrky a občas aj ich podložný neogén.

Aj v doline Sikenice (pravobrežie) pri osade Kmeťovce (pozdĺž cesty do Bátoviec) je rovnoveká svahová terasa (bez pokryvu hlin).

### *Morfometria*

Vcelku sporadický výskyt opisovanej terasovej akumulácie (s absenciou v nížinnej doline Hrona) v regióne neposkytol veľa možností získať morfometrické údaje. Na Hrone to bolo (z dvoch lokalít) iba na pravobreží v Tlmačoch/Lipníku. Terasa v strede Lipníka má bázu štrkov dokumentovanú relatívne +20 až 22 m nad tokom Hrona (pri hrúbke štrkov od 2 m do 5–6 m). Na Sikenici (Kmeťovce) je báza andezitových štrkov terasy relatívne asi +35 m nad tokom s hrúbkou 3 až 6 m. V doline Ipľa pravobrežný výskyt Vyškovce nad Ipľom/Nový vrch má bázu štrkov relatívne +22 až 26 m nad Ipľom; na ľavobreží pri moste vo Vyškovciach nad Ipľom okolo štátnej hranice vidno pozdĺž železnice styk štrkov a neogénneho podložja asi až 15 m nad terénom (čo je približne +20 až 22 m n. I.).

## Sedimenty

Hronskú terasovú akumuláciu (Lipník) predstavujú prevažne stredno- až hrubozrnné štrky ( $\emptyset$  obvykle 2–5–8 cm), riečne, opracované, z kremencov, bielych žilných kremeňov, kryštalických bridlíc (najmä parabridlice, zelenkasté, svory a i.) aj so zastúpením granitoidov a viacej vulkanitov (andezity). Na väčšine terasy je zachovaný kryt pôvodných finálnych nivných hĺn, zrejme opakovane postihnutých aj pôdotvornými procesmi (sú to svetlejšie hnedé hliny s medzipolohou tmavšie hnedých hĺn, hrudkovité, dospodu vrstvené), s dokumentovanou hrúbkou 2,70 m (v hlinisku).

Ipel'ské štrky terasy (na štátnej hranici vo Vyškovciach) sú podobnej zrnitosti a habitu, ale sčasti iného zloženia (absencia metamorfítov a zväčša aj granitoidov, prevažujú kremence a kremene s veľkým podielom andezitov).

Túto terasovú akumuláciu klasifikujeme ako 1. strednú terasu (III), stratigraficky ako pleistocénny stupeň protoriss (bývalý „preriss“), s nordickým ekvivalentom v „skorosálskom“ stupni fuhne.

- 26 fluviálne piesčité štrky a štrky (26a), reziduálne štrky (26b), piesčité štrky
- 27 s pokryvom mladších spraší (27a) alebo splachov (27b);
- 28 zahlinené štrky (28);
- 29 štrky (29) a splachy (29a) – *starší riss*, resp. *nečlenený riss* (29, 29a)

Sedimenty terasových akumulácií, patriace prakticky do rovnovekého stupňa pleistocénu, zastupuje v regióne druhá najrozšírenejšia riečna terasa (a to po stupni reprezentovanom veľkou lužansko-brutskou terasou). Uvedené splachy (29a) sú iba v reze (Levice).

## Výskyt a rozšírenie

Akumulácie opisovanej terasy (ako štrky i rezídium štrkov, štrky s pokryvom spraší alebo aj hlinitých splachov, ojedinele výrazne zahlinené štrky, ako aj finálne nivné hliny na štrkoch) sa v regióne zachovali v štyroch dolinách. Štrky potoka Búr severne od Santovky (29), ako aj splachy (29a) v nadložnej sérii hĺn na levickej terase (vrt Lv-17; iba v geologickom reze) sú asi tiež (?) rovnoveké – hoci na mape majú vyznačený vek „nečlenený“ riss.

Z uvedených štyroch sú akumulácie predovšetkým v doline Hrona, na pravobreží. Na pravobreží sú najprv (po toku) 2 malé povrchové výskyty terasových štrkov v Lipniku (v „záľivoch“ sú už na nižšej úrovni, obojstranne vo vzťahu k prahu terajšieho rozvodia v bývalej doline a starej „bráne“ Hrona).

Ďalej v nížine rozľahlý pravobrežný pás terasy (so štrkami všade úplne prekrytými hrubšou hlinitou sériou s povrchovými sprašami) prebieha kontinuálne od Veľkého Ďura až do západného okolia Hronoviec. Celková dĺžka je vyše 25 km, šírka prevažne najprv (lokalská „terasa“) viac ako 2 km a po zúžení potom (ako tzv. vyššia železovská terasa) okolo 3 km. Celá terasa má v regióne plochu vyše 50–60 km<sup>2</sup>.

Hronské ľavobrežie má zo študovanej terasy iba zvyšky. Sú to 2x štrky okraja pahorkatiny južne od Levíc (pod travertínovým ložiskom Zlatý ónyx, prikryté hlinami splachov, a pod ložiskom travertínov vrchu Šiklôš, kde sú štrky povrchové); výkopom novoodkrytý výskyt rezídua štrkov je izolovaný na „ostrove“ uprostred hronskej nivy v Jure nad Hronom

Druhá je dolina Sikenice v povodí Hrona. Všetky jej izolované výskyty povrchových štrkov terasy (spolu 5x), s výnimkou jedného v obci Žemberovce, sú len na pravobreží doliny rieky (na úseku kotlinky Bátovce – Žemberovce), najmä mestská terasa v Bátovciach, v ktorej časť má na štrkoch zachované aj finálne nivné hliny (resp. v inej časti aj prekryv splachmi).

Dolina Štiavnice (už v bazéne Ipl'a) má zvyšky aj tejto terasy zachované po čnúť kotlinkou Dudiniec na pravobreží (Terany – Dudince). Vyskytujú sa zväčša (Pristaš et al., 1980) ako štrky pokryté hlinami splachov (4x), vystupujúce sčasti aj priamo na povrch (2x). Opisovaný terasový stupeň je relatívne výrazný až v rozšírenej doline najdolnejšieho toku Štiavnice: terasa pravobrežia v Hokovciach (3 časti) i ľavobrežia v Tupej (3x) – obe majú štrky zakryté sprašami.

Početné výskyty terasy tohto veku v Dolnoipeľskej kotline má obojbrežne ipeľská dolina. Na pravobreží, okrem zlomku terasy priamo v meste Šahy (okraj mapovaného územia), je to terasa Vyškovce nad Ipl'om – Sazdice; terasový výskyt pri Lontove (prostredný stupeň na plochom chrbte medziriečia Ipl'a a Jelšovky s mapovacím vrtom Šh-1); známa terasa v Ipeľskom Sokolci (výstupy na hrane s bývalým „exkurzným“ odkryvom štrkov s nadložnou hlinitou sériou). Všetky štyri výskyty sú celoplošne pochované pod sprašami a hlinami (okrem štrkov a hlín) odkryvom odkrytej hrany v časti terasy pri Ipeľskom Sokolci). K nim treba územne pripojiť aj zahlinené terasové štrky vo fosilnej dolinke (asi ipeľského ramena) hneď povyše Kubáňova (28).

Ľavobrežie Ipl'a v mapovanom regióne má v Dolnoipeľskej kotline na slovenskom území (pozdĺž štátnych hraníc s Maďarskom) postupne tieto výskyty terasy (podľa Pristaša et al., 1980 v úprave Halouzku): 1. rozčlenená terasa Šahy (od hraničnej colnice) – Preseľany; 2. terasa v Preseľanoch – interpretoval Pristaš et al., 1980 (i s vyššie položenými štrkami na oboch brehoch potoka Kamenec v smere k hraniciam) – ako veľký náplavový kužel z Maďarska s okrajovým výstupom pieskoštrkov, a najmä s veľkým „exkurzným“ pieskoviskom; 3. „hraničná“ terasa (na slovenskom území úzka) pri východnom konci Vyškoviec nad Ipl'om, na hrane s výstupom štrkov; 4. terasa v ľavobrežnom chotári Kubáňova (priestor železničnej

trate okolo bývalej zastávky Kubáňovo). Všetky štyri terasové lokality sú (zhodne s pravobrevím Ipl'a) na celej ploche pokryté povrchovými sprašami; terasové pieskoštrky „vychádzajú“ na povrch terénu iba v Preseľanoch (okrem pieskoviska aj na okraji terasy) a na východe Vyškoviec nad Ipl'om (hrana „hraničnej“ terasy pri železničnej trati).

### *Morfometria, úložné pomery*

Po predchádzajúcich opisoch sú potrebné aj hlavné údaje o terase z hľadiska jej relatívnej, morfometrickej výškovej pozície (resp. o relatívnej pozícii v postupnosti terás).

V doline Hrona na pravobreví, najprv takmer ešte s polohou v „bráne“ rieky, sú to 2 terasové výskyty v Lipníku. Báza ich povrchových štrkov má relatívnu výšku +14 až 17 m n. Hr. (dolná a menšia „sídlná“ terasa Lipníka) alebo +15 až 16 m n. Hr. (teraska za „rozvodným“ sedlom bývalej dolinnej brány z Lipníka na Kozárovce).

Reprezentačná, súvislá a veľká je iba spojená terasová pieskoštrková dvoj-akumulácia hronského pravobrevia, lokska a vyššia železovská (v úsekoch tektonicky rozdielného vývoja).

Táto dvojúseková akumulácia prebieha od okrajov Veľkého Ďura, časť Rohožnica, východnou časťou katastrálneho územia Lok ďalej do priestoru medzi Tekovským Hrádkom, Bajkou a železničnou traťou v Tekovskom Hrádku (pri hospodárskom dvore PD). To je 1. úsek priebehu dvojakumulácie (tzv. lokska „terasa“), druhotne poklesnutý (ide o pokles od línie zlomov Veľký Ďur – Lok – Horný Pial ná JV, až po priečnu hrasť Tekovského Hrádku na pravobreví vrátane). Celý priečne poklesnutý 1. úsek inak súvislej terasovej dvojakumulácie Hrona modeláciou povrchu (a vývojom sedimentácie nadložných hlien až spraší) v reliéfe už v súčasnosti stratil terasovú formu. Výsledná zachovaná hrúbka štrkovej akumulácie lokskej „terasy“ je takáto: a) v nízkej lokskej kryhe 9–10 m (s terajšou relatívnou výškou bázy štrkov –9 až –10 m pod priemernou úrovňou toku Hrona); b) v relatívne vysokej hryhe (hrasti) Tekovského Hrádku na hronskom pravobreví má hrúbka pieskoštrkovej akumulácie hodnotu 5 m (s príslušnou bázou štrkov –3,5 až –4,0 m pod úrovňou Hrona).

V ďalšom priebehu (dvojúsekovej akumulácie pieskoštrkov) – po silnom zúžení šírky „terasy“ (priestor pri Turej) – v území južne od relatívnej hrasti Tekovského Hrádku sa postupne začína v smere toku pás terasy, zviditeľnený aj povrchovou formou reliéfu. Zakladá sa tak (t. j. už mimo poklesových štruktúr severného Dolnohronia) 2. úsek priebehu dvojakumulácie – tzv. vyššia železovská terasa, ktorá pri Hronovciach pokračuje za j. okraj nášho regiónu. Báza štrkovej akumulácie na počiatku úseku náhle (v spádovom smere doliny) vzrastá o 5 m (z –4 m na +1 m n. Hr.), ale ďalej v terase rastie už plynule (t. j. od +1 m

n. Hr. pri osade Veselá až do +6 m n. Hr. v blízkosti Hronoviec). Hrúbka tejto hronskej terasovej akumulácie je v celom úseku 5–7 m. Úroveň bázy štrkov vyššej železovskej terasy tak už od svojho začiatku dosiahla v smere toku sústavný (hoci lokálne kolísavý) spádový sklon. Spád terasovej akumulácie je mierne menší, ako má spádnica terajšieho Hrona, ale jasne väčší ako spádová krivka doliny Hrona v čase lužiansko-brutskej terasy.

Z morfologetrických údajov o tomto terasovom stupni ostatných riek regiónu je iba nepriamy údaj – z terasy Gondovského potoka na hronskom ľavobreží nad Podlužanmi (báza štrkov +12 m nad potokom).

Z hronskeho povodia sú analogické terasové zvyšky na Sikenici, najmä na pravobreží úseku Bátovce – Žemberovce (v centre Bátoviec báza štrkov terasy nie je relatívne vyššie ako +13 až 15 m, no hneď pod Bátovcami 3x kolíše relatívne až okolo +30 m). Ide zjavne o neotektonickú postgenetickú priečnu diferenciáciu terás.

V ipeľskom povodí terasa pravobrežia Štiavnice v Hokovciach má zistenú bázu terasových štrkov relatívne asi 6 m nad tokom. Priamo na pravobreží Ipľa má terasa v Lontove (na poklesnutom chrbte rozvodia Ipľa a Jelšovky, vrt Šh-1) bázu štrkov v úrovni toku Ipľa (relatívne ±0 m) a pri Ipeľskom Sokolci (oblasť odkryvu pri hradskej) asi +10 m nad Ipľom

### *Sedimenty*

Sedimenty (pieskoštrkové, ale aj ílovito-hlinité) tohto terasového stupňa charakterizujeme iba v doline Hrona. Ide o lokalitu Lipník, ale dominantne o loksckú terasovú akumuláciu spolu s vyššou železovskou terasou (vcelku Veľký Ďur – Tekovský Hrádok – Hronovce), teda o hronske pravobrežie.

Povrchové terasové štrky v Lipníku sú prevažne stredno- až hrubozrnné (Ø 2–5–10 cm), stredne až dobre opracované. Zastúpenie hornín: kremence (kremenné pieskovce), menej metakvarcity a žilný kremeň, čierne silicity, tmavé andezity, sporadicky rozličné kremité metamorfity (parabridlice) a pod., granitoidy.

Dvojúseková lokscká akumulácia a vyššej železovskej terasy: Pieskoštrky lokskej akumulácie majú diferencované poklesnutú bázu, no ich povrch predstavuje jednotnú úroveň akumuláčného povrchu pieskoštrkov. Navyše, priamo na nich leží vrstva finálnych nivných hĺn jednotného charakteru v hrúbke 4 m (analyzujeme osobitne). Rozbor báz štrkov lokskej i tzv. vyššej železovskej akumulácie v pozdĺžnom profile ukazuje ich nadväznosť, čo dokazuje minimálne predwürmský vek poklesnutých loksckých akumulácií (pretože nadložná hlinito-sprašová séria vyššej železovskej terasy a k nej paralelnej najnižšej terasy má všestranne preukázanú stratigrafiu). Aj charakter finálnych nivných hĺn (nad pieskoštrkami lokskej akumulácie) je celkom odlišný od nivných hĺn, ktoré sme



inde označili ako würmské. Rozšírenie finálnych nivných hĺn „zjednocujúcich“ lokskej terasovej akumulácie nám pomohlo pomocou sondážnej dokumentácie určiť aj rozsah rozšírenia pochovaných pieskoštrkov lokskej terasovej akumulácie vôbec. Podobne uložená terasová akumulácia je na Slovensku ojedinelá.

Charakter pieskoštrkových sedimentov celej dvojúsekovej akumulácie (lokskej akumulácie i akumulácie vyššej železovskej terasy) je napriek jej dĺžke a rozlohe veľmi podobný až zhodný. Ide o piesčité štrky, zväčša stredno- až hrubozrnné ( $\varnothing$  2–5–10 cm), miestami s polohami pieskov, s obvykle zahlineným povrchom akumulácie (resp. s vnútroakumulačnými polohami hĺn). V lokskej akumulácii (najmä v nízkej lokskej kryhe) sú charakteristické hrubé polohy pieskov (aj tie sú však výsledkom jedného glaciálneho cyklu sedimentácie). Vyššia železovská terasa je v regióne úplne prekrytá sprašami a rozličnými pôdnymi a splachovými hlinami (nadložná séria terasy).

Piesčité štrky (základný litotyp) sú podľa analýz drobn- až strednozrnné alebo stredno- až drobnozrnné. Sú poly-, tri- i bimodálne, zväčša priemerne až slabo vytriedené.

Štrková frakcia je petrograficky (väčším podielom ako v lužiansko-brutskej terase) zložená prevažne z kremencov, kremenných pieskocov a kremeňov, hojné sú vulkanity (andezity i ryolity), sporadický je výskyt silicítov a rôznych kryštalických bridlíc, vzácné až ojedinele sú zastúpené granitické horniny.

Piesčitá frakcia má asociáciu ťažkých minerálov zložením podobnú asociácii v lužiansko-brutskej terase, no pomerné zastúpenie je iné. Prevalu ešte majú opakové minerály (40–50 %, oveľa menej ako v mindeli), ale už iba o niečo menej sa vyskytuje hypersten (30–40 %, oveľa viac ako v mindeli), ktorý je tu charakteristický len slabo až stredne skorodovaný. Podstatne menej je zastúpený augit a amfibol, sporadicky zakalené minerály a granát (niekedy aj apatit).

Predložené laboratórne analýzy sú podľa vyhodnotení: Minaříková, 1968; Horniš in Schmidt, Horniš a Halouzka, 1979; Horniš in Halouzka in Vaškovský et al., 1979; prevzaté podľa Halouzku, 1982. Údaje sa získali z obidvoch stredných terasových akumulácií Dolnohronia (s takmer zhodnými výsledkami analýz).

V opisovanej vyššej železovskej terase bola doložená aj dvojfázovosť (dvojitosť) pieskoštrkovej akumulácie, najmä východne od Tekovských Lužian (vrt ŽI-17). Medzivrstvou je hlinitý horizont.

## Záver

Opísanú pieskoštrkovú terasovú akumuláciu Hrona a jej rovnoveké analógy v regióne v klasifikácii terás zaradíme ako tzv. 2. čiže hlavnú strednú terasu (stupeň IIb). Vekovo ide o pleistocénny stupeň starší riss (ekv. drent, sál s. s.).

## 25 fluviaálne nívne ílovité hliny – *starší riss* (koncová fáza)

Ide o priamy kryt (hrúbky 3,5–4,0 m) poklesnutej pieskoštrkovej lokskej terasovej akumulácie Hrona ako celku (pozri tam). Finálne nívne hliny akumulácie sú ešte pokryté sprašami. Sedimenty sú ílovité až silno ílovité hliny, hnedozelenkastosivého, a najmä zelenosivého až sivého sfarbenia (pozri tiež stať o fluviaálnych súvrstviach kozmálovskej depresie).

Pieskoštrky vyššej železovskej terasy Hrona sa v regióne najčastejšie končia usadením 50–80 cm nívnych hlín rôznych sivohnedých odtieňov (povodňové sedimenty).

Na mape je vyznačený len 1 výskyt (Bátovce) v doline Sikenice.

## 23 fluviaálne piesčité štrky (23), sčasti s pokryvom

### 24 mladších spraší (24a) alebo splachov (24b)

### 22 finálne nívne hliny (22a) alebo piesky (22b) – *mladší riss*

#### *Výskyt a rozšírenie*

Piesčité štrky terasovej akumulácie tohto veku sa v regióne zachovali buď ako povrchové štrky, alebo štrky s pokryvom spraší (ojedinele aj hlinitých splachov); napokon občas sa končia v podobe finálnych nívnych hlín, ojedinele aj pieskov.

Dolina Hrona má povrchové štrky terasy ešte v bránovej oblasti pravobrežia Hrona, v Kozárovciach a Lipníku. Výrazne najväčší rozsah majú však dve ďalšie terasové akumulácie, tzv. kalnianska akumulácia (osada Šándorhalma – Kalná nad Hronom) a akumulácia tzv. sídelnej železovskej terasy (Turá – Šarovce – Želiezovce – Hronovce). Prvá akumulácia (kalnianska) je výrazne druhotne poklesnutá (územie nízkej kryhy šándorhalmskej a nízkej kryhy juhokalnianskej čiastkovej depresie). V druhej akumulácii (úsek sídelnej železovskej terasy, hlavnej z rovnovekých terás Hrona vôbec) sa už prejavuje terasová forma v reliéfe povrchu (terasa relatívne nepoklesnutá). Akumulácie obidvoch terás (úsekov) sú súvisle prekryté – v 1. úseku (kalnianskom) sprašami, splachovými hlinami a splachmi zo spraší, v 2. čiže hlavnom úseku je pokryv výlučne sprašový. Prihronská poderodovaná hrana sídelnej železovskej terasy poskytuje miestami výborné odkryvy sprašových sérií (steny aj s dostupnými výstupmi terasových štrkov – najmä profil MT-1 Malá Turá, resp. Vozokany nad Hronom v Hronovciach).

Na ľavobreží Hrona je iba malý zvyšok terasových štrkov na povrchu pri úpätí Ipeľskej pahorkatiny v Leviciach (teraska pri travertínovom ložisku Zlatý ónyx).

Hronské ľavé prítoky na pahorkatine majú tiež výskyty terasy (povrchových štrkov): v dolinách Gondovského potoka (Nová Dedina-juh) a Sikenice (Žemberovce – dolný koniec, sídelná terasa).

V ípeľskom pravom povodí sa zachovali výskyty analogickej terasy na prítokoch (pravobrežie Trstianskeho potoka pred vtokom do potoka Veporec v Opatových Moravciach má jeden výskyt, a to sčasti s pokryvom sprašovitých hĺn a sčasti s výstupom štrkov); najväčší prítok je Štiavnica. Štiavnická dolina má priečne viackrát erózne rozčlenenú pravobrežnú terasu na úseku Terany – Dudince. Má štrky tiež s pokryvom sprašovitých hĺn a sčasti vo výstupoch, iba ojedinelý výskyt západne od Dudiniec má sčasti slabý kryt splachových hĺn. Ďalej v rozšírenej doline Štiavnice (od Dudiniec na juh) sú zvyšky terasových štrkov prekryté len sprašami, tak na pravom brehu (Hokovce, Horné Semerovce – sídelný stupeň oboch obcí), ako aj na ľavom brehu (Tupá – Hokovce, sútoková terasa Štiavnice a Ipeľa, na j. hrane s jedným výstupom štrkov ípeľského pôvodu).

Vlastný Ipeľ má v regióne (na území slovenskej časti Dolnoípeľskej kotliny) z najnižšej terasy tieto výskyty: obojbrežné dvojitý výskyty v Šahách (šahanská nižšia sídelná terasa) a Vyškovciach nad Ipeľom (vyškovská sídelná terasa obce), výskyt v s. časti Ipeľského Sokolca (tiež sídelný stupeň). Terasové štrky v Šahách pokrývajú finálne nivné piesky, vo Vyškovciach piesčité (najmladšie) spraše a v Ipeľskom Sokolci spraše. Štrky vystupujú na povrch len na hrane v Šahách.

### *Morfometria, úložné pomery*

Na Hrone v bránovej polohe pravobrežia majú uvedené výskyty terasy bázu štrkov v Lipníku na úrovni asi +4 m n. Hr., podobne i v Kozárovciach (relatívne +3 až 4 m).

Prerušený pás (v Tekovskom Hrádku) terasy hronského pravobrežia (kálnianska akumulácia a sídelná železovská terasa) je reprezentatívny. Terasa sa však začína ešte v poklesovej oblasti na severe Dolnohronia. Ide tam o druhotne poklesnutú a prekrytú kálniansku terasovú akumuláciu (teraz leží v nízkych kryhách šándorhalmskej až juhokálnianskej). V súčasnosti má bázu pôvodných terasových štrkov poklesnutú, a to (po toku a v oboch uvedených kryhách): v úrovni relatívne od –14 m (vrt Lv-12 Kálnica -Z) do asi –9 m (vrt Lv-8 Kálná nad Hronom-Z) pod úrovňou toku dnešného Hrona. Úložné pomery vrstiev: fluviálne nivné ílovité hĺny, uložené na pieskoštrky zo západu príľahlej lokskej terasy (pozri tam a vysvetlivku č. 25), zrejme z nej presahujú a pokračujú (v hrúbke 4 m i viac) aj na povrch štrkov kálnianskej terasovej akumulácie. Nivné hĺny sú tu (s výnimkou oblasti výšinky s vrtom Lv-12) všade opäť prekryté (pokryvy splachov zo spraší, resp. spraše). Diferenciačný vzťah lokskej

a kalnianskej „terasy“ je pritom prvotne erózný a až druhotne tektonický. Celková hrúbka pieskoštrkov kalnianskej terasovej akumulácie (podľa polohy v rozdielnych poklesových kryhách) kolíše od 4,5 m do 13 m.

Odlíšná situácia je pri sídelnej železovskej terase, ktorá pritom materiálovo i konfiguračne je len analogickým opätovným výskytom terasovej kalnianskej akumulácie (ale už bez determinujúcich sekundárnych poklesov). Báza štrkov sídelnej železovskej terasy je postupne (od začiatku terasy v smere toku, t. j. od Turej po Hronovce) v úrovni 142–143 m n. m. až po 122,5 m n. m., čo je relatívne od –5 do –2 m pod úrovňou toku Hrona. Z toho vyplýva, že báza terasy má spád iba nepatrne menší ako spádová krivka terajšieho Hrona. Hrúbka pieskoštrkov terasy v rámci regiónu ostáva v celej dĺžke stabilná (5–7 m); čo je totožné s hrúbkou štrkov staršej a paralelnej terasy Hrona (tzv. vyššej železovskej terasy). Štrková sedimentácia terasy sa tu končí usadením 50–80 cm nívnych hĺn rôznych sivohnedých odtieňov (povodňové sedimenty).

Sedimenty pieskoštrkových akumulácií ostatných výskytov tejto terasy v regióne majú tieto morfometrické a úložné údaje: Na hronskom ľavobreží sú to iba terasy jeho ľavých prítokov na Ipeľskej pahorkatine – Gondovský potok pri Novej Dedine (báza štrkov +2 až 5 m relatívne nad tokom), ľavobrežná Sikenica v obci Žemberovce (relatívne +5 m). V povodí Ipeľa je terasa v doline Štiavnice (najmä Hokovce a Horné Semerovce) relatívne +3 m.

Z ipeľských terás je údaj z Ipeľského Sokolca (sever obce): relatívne +1 m.

### *Sedimenty*

Pieskoštrkové sedimenty opísanej terasovej akumulácie regiónu charakterizujeme v doline Hrona, kde sú najrozšírenejšie. Na pravobreží pod Slovenskou bránou Hrona v Lipníku (úzka terasa dolného okraja intravilánu) sú to piesčité štrky s prevahou frakcií s  $\varnothing$  2–5 a 5–10 cm (druhá z nich je zastúpená menej). Z hornín je veľa vulkanitov (andezity, menej bazalty, ako aj ich pemza), ale aj kremencov (s kremennými pieskocami, kremeňmi i silicitmi), menej časté sú metamorfity (kremité, parabridlice).

Sedimenty akumulácie sú reprezentatívne zastúpené najmä v terase hronského pravobrežia (kalnianska akumulácia a osobitne sídelná železovská terasa). Je to dvojvýskytová akumulácia s mierne odlišným charakterom pieskoštrkových sedimentov.

V severnom (poklesovom) úseku Dolnohronia sedimenty akumulácie predstavuje kalnianska terasová akumulácia (poklesnutá). Ide o piesčité štrky, prevažne drobné- až strednozrné ( $\varnothing$  1–2–5 cm), často s výrazným podielom hrubej frakcie štrkov ( $\varnothing$  5–10 cm) a príznačnými polohami pieskov, s občasnými zahmlinami.

Na strednom úseku Dolnohronia sedimenty akumulácie tohto veku reprezentuje sídelná železovská terasa. Sú to piesčité štrky, zväčša stredno- až hrubozrnné ( $\varnothing$  2–5–10 cm), často s výrazným podielom frakcie drobných ( $\varnothing$  1 až 2 cm) štrkov a sporadicky aj s tenkými polohami pieskov.

Oba výskyty charakterizovanej akumulácie majú vcelku zhodné (resp. podobné) vyhodnotenia laboratórných analýz (zrntostných, analýz pre litologické a sedimentárno-petrografické vyhodnotenia), a to nielen navzájom, ale aj rozborov uvedených v tejto práci pri vysvetlivke staršej hronskej akumulácie (r. st.) – pozri tam. Odkazujeme aj na rozborov vzoriek z charakterizovanej akumulácie sídelnej železovskej terasy v špeciálnej sedimentárno-petrografickej správe (Fejdiová in Nagy et al., 1998).

Práve v sídelnej železovskej terasovej akumulácii a v jej rovnovekých terasových analógoch sa v zastúpení vulkanických hornín (v stratigrafickej časovej postupnosti terás Hrona) prvý raz objavujú bazalty a ich pemza. Nachádzajú sa v najvrchnejších polohách pieskoštrkov akumulácie.

### *Diskusia*

Železovská sídelná terasa Hrona má v regióne (i ďalej na J) súvislý kryt sprašovej série (spraše a ich deriváty, fosílné pôdy a pôdne sedimenty, splachy, finálne nivné hliny nad pieskoštrkami). V sprašovej sérii na terase (v regióne i južnejšie) boli komplexne spracované profily (litogeneticky, malakofaunisticky atď.), ktoré jasne preukázali prítomnosť vrstiev celého vrchného (mladého) pleistocénu (vrátane interglaciálu – pedostratigraficky PK III). Preto podložné piesčité štrky až nivné hliny terasy musia byť staršie, predwürmské.

V doline Ipl'a je vo vysvetlivke opísaná aj najnižšia terasa. V porovnaní s Hronom je v analogickej relatívnej výške nad tokom i v rovnakej pozícii v postupnosti terás v profile. Ide o obojbrežné terasy v Šahách (nižšia sídelná terasa) a Vyškovciach nad Ipl'om (sídelná terasa). Pre miestnu absenciu interglaciálnej vrstvy v nadložnej sérii na pieskoštrkoch ich Pristaš et al. (1980) pôvodne zmapoval ako „spodnowürmskú“ akumuláciu (W1).

### *Záver*

Opísané pieskoštrkové až hlinité terasové sedimenty sú litofaciálne, geologickou pozíciou a morfopozíciou klasifikované ako fluviálne a patria k najnižšej, t. j. 3. strednej terase (IIa). Preto ich akumulácia všade predstavuje stupeň (glaciál) mladší riss (vartan), čiže koncový stupeň stredného pleistocénu.

Opísané akumulácie (sedimenty) oboch risských stupňov (glaciálov) sa týkajú ich výskytu v terasovom vývoji, ktorý je v regióne dominantný. Iba v severnom Dolnohroní (kozmalovské poklesové štruktúry) je jadro depresie vyplnené rovnovekými sedimentmi v superpozičnom vývoji (naložené na seba).

### **Vrchný (mladý) pleistocén**

**15** finálne nívne hliny (15a), fluviálne piesčité štrky (15b), sčasti s pokryvom

**16** mladších splachov (16a) alebo spraší (16b)

**17** súvrstvie fluviálnych hlín a štrkov (17) – *wüirm*

### *Genéza úložných pomerov (akumulácie)*

Relatívne najnižšie pieskoštrkové vrstvy kvartéru v reliéfe povrchu vyplňajú rôzne široké dná riek a potokov. V tomto regióne sú to najmä široké dná dolín Hrona a Sikenice, väčších potokov v Ipeľskej pahorkatine (na okraji regiónu aj v priľahlom páse vrchov), ako aj dolín Štiavnice a Ipľa.

Tieto štrkové vrstvy v celom ich rozsahu však na mape neznázorňujeme priamo. Sú takmer úplne a súvisle prekryté ingresívne naloženými nívnymi hlinami nasledujúceho obdobia (postglaciálneho holocénu až recentu); tie sú na mape vyznačené (vysvetlivky 1–4).

Po okrajoch dolinných nív aj v tomto regióne ostali časté ešte neoderodované okrajové vyššie pásy alebo izolované „ostrovčeky“ terénu. Sú to tzv. ostancové terasy, alebo formou aj obtočníky po meandrovaní toku. V nich sa uchovali pred odnosom sedimenty pôvodných najvyšších polôh povrchu dnovej pieskoštrkovej výplne dolín. Pieskoštrky ostancových terás (zachované z ich celoplošnej akumulácie zhruba v pôvodnej hrúbke) alebo analogických izolovaných obtočníkov sú tie, ktoré znázorňujeme na mape (15b). Rovnako označujeme aj štrky akumulácie v negatívnych formách (t. j. odkryté, v prirodzených výmoľoch i v umeľých výkopoch, bagroviskách a pod., často s výstupom voľnej hladiny podzemnej vody).

Výskytu dnových štrkov vo forme ostancových terás bývajú druhotne pokryté hlinitými sedimentmi. Tu je to najčastejšie pokryv spraší až sprašovitých hlín (16b), menej hlinitých splachov (16a). Značka zakrytej hranice (pre fluviálne sedimenty) umožňuje zistiť na mape skutočný dosah dnových štrkov aj v prípade, keď je na mape uvedená len značka pokryvných hlín na štrkoch (20a, 20b alebo 9b; 21 alebo 10). Viacnásobne je zaznačený aj výskyt zakončenia fluviálneho

akumulácie dnových štrkov v podobe finálnych nivných hlín (povodňových hlín) ešte v priebehu glaciálu (15a).

Dnové súvrstvie striedajúcich sa štrkov a hlín (17) má zmiešanú proluviálno-fluviálnu genézu (Veľké Kozmálovce, resp. Kukučínov).

Poznámka: diferencované neskoroglaciálne náplavy hlín i pieskov (13, 14) nie sú už uložené kontinuítne, ale s čiastočnou eróziou (ingresívne); preto majú osobitnú vysvetlivku.

Výskyt a rozšírenie (zvyškovej terasy) uvádza nasledujúci prehľad (P – pravobrežie, L – ľavobrežie):

Štrkový stupeň (15b):

*Hron*: P: Kozárovce, Jur nad Hronom, Šarovce; L: Podlužany, ludianska terasa (Mýtne Ludany), Jur nad Hronom, Svodov (L).

*Sikenica*: P: Bátovce. *Štiavnica*: P: Dudince.

Štrkový stupeň – pokryv spraší (16b):

*Hron*: P: sídelná terasa Kalná nad Hronom – Tekovský Hrádok; L: žemliarska terasa (Horná a Dolná Seč – Vyšné nad Hronom – Žemliare – Jur nad Hronom), Zbrojníky.

*Štiavnica*: P: Horné Semerovce. *Ipeľ*: P: ? Ipeľský Sokolec (sídelná terasa).

Štrkový stupeň – pokryv splachov (16a):

*Hron*: L: Hontianska Vrbica.

Štrkový stupeň – s nivnými hlinami: (15a):

*Hron*: P: turianska terasa (Turá), Svodov, Želiezovce-mesto;

L: Levice-mesto, Domaša (L).

*Štiavnica*: L: Hokovce/Dudince.

Hlinito-štrkový stupeň (17):

*Hron*: L: Veľké Kozmálovce, Kukučínov.

### *Morfometria a hrúbka*

Severný úsek Dolnohronia (poklesové štruktúry); zahrnutá je mimonivná nízka terasa i niva, ale bez superpozičnej riečnej sedimentácie v depresiách. Má stupeň dnových štrkov morfológicky ako sídelná terasa Kalná nad Hronom – Tekovský Hrádok. Ich terasový vývoj (uloženie) sa začína a prebieha na pravobrežnej a prihronskej časti doliny takto: Po objavení sa štrkovej akumulácie terasy (s. okraje Kalnej nad Hronom) prebieha Kalnou nad Hronom a končí sa v Tekovskom Hrádku.

Údaje o sídelnej terase: V obci Kalná nad Hronom štrky dosahujú čistú hrúbku (bez nadložia hlín) až 24 (26) m. Ich báza na neogéne je relatívne –23 až –25 m pod úrovňou súčasného Hrona (pozri geologický rez). Neotektonicky sú to kvartérne štruktúry: j. okraj nízkej kryhy kozmálovskej depresie až nízka kryha juhokalnianskej čiastkovej depresie. V ďalšom priebehu južne od Kalnej nad

Hronom dnové štrky terasového stupňa majú bázu relatívne asi okolo –20 m, v Tekovskom Hrádku asi –17 až –14 m pod úrovňou toku Hrona (posledný údaj už štruktúrne prísluší do deliacej a priečnej kryhovej hrasti Tekovského Hrádku).

Ľavobrežie severného Dolnohronia má ako celok relatívne menej poklesnuté (diferencované) neotektonické kryhy, čo sa výrazne odráža v morfometrii a hrúbke. Pod okrajom Štiavnických vrchov je rozľahlá vyššia podhorská kryha (pre hronskú sedimentáciu oblasť Tlmače – Starý Tekov – Hronské Kl'áčany) s bázou dnovej štrkovej akumulácie relatívne –8 až –12 m pod úrovňou Hrona. V nízkej severolevickej kryhe je to úroveň –14 až –17 m pod úrovňou súčasného Hrona. V ľavobrežnej priečnej levickej hrasti (vysokéj kryhe) je báza dnových štrkov relatívne –2 až –4 m (v starých prehĺbených koridoroch riečnych korýt Hrona –7 až –12 m) pod úrovňou hronského toku. Priemerná hrúbka dnových štrkov pri Leviciach (levická kryha) je okolo 7 m.

Stredný úsek Dolnohronia. Pravobrežnú terasu dnových štrkov reprezentuje turianska terasa (Turá) a ďalšie malé zvyšky (Jur nad Hronom, Šarovce, Svodov, Želiezovce-mesto, resp. Domaša). V terase aj v priľahlej širokej hronskej nive (najmä ľavobrežnej) je báza štrkov na rovnakej úrovni, relatívne –5 až –8 m pod úrovňou priemernej hladiny (hydrokót) Hrona. Celková hrúbka dnových pieskoštrkov potom vychádza pre terasu 5–7 (10) m a pre nivu redukovaná na menej (asi 5–8 m).

### *Sedimenty*

Pieskoštrkové dnové vrstvy na príklade Hrona demonštrujú najvýraznejšie nielen morfometrickú, ale aj litologicko-petrografickú charakteristiku rovnovekých analógov fluvialných náplavov celého regiónu.

Celkove sú to piesčité, zväčša stredno- až hrubozrné štrky ( $\varnothing$  2–5–10 cm) s polohami pieskov, a to v rozdielnych podieloch podľa miestnych sedimentačných pomerov. Štrky sú čerstvé, stredne až dobre opracované, výrazne zvrstvené.

Zrnitostné a sedimentárno-petrografické vyhodnotenie laboratórnych rozborov pôvodne urobili: Minaříková, 1968; Horniš in Schmidt, Horniš a Halouzka, 1979; in Vaškovský et al., 1979; Halouzka, 1982. Podľa nich sedimenty dnových štrkov reprezentujú štrky, prevažne strednozrné, t. j. s  $\varnothing$  2–5 cm (s malým obsahom stredno- až hrubozrného piesku), bimodálne, zväčša priemerne alebo aj dosť dobre vytriedené. Petrografické zloženie štrkov je takéto: prevládajú kremence, kremenné pieskovce a kremene, o niečo menej je andezitov a ich tufitov (príznačný je pokles zastúpenia ryolitov), sporadické sú silicity, metakvarcity i bazalty, zriedkavejšie až ojedinelé sú rôzne kryštalické bridlice, granitické horniny (miestami i rozpadavé mäkké pieskovce). Asociácia ťažkých minerálov piesčitej zložky má charakteristickú prevahu hyperstenu (čerstvé



neskorodované zrná), o niečo menej zastúpené opakované minerály spravidla nedosahujú podiel hyperstenu. Z ostatných minerálov je významnejšie prítomný len augit a amfibol (resp. granát), ďalšie sú iba ojedinelé. Výsledky nového štúdia sedimentov akumulácie podáva Fejdiová (in Nagy et al., 1998).

### Záver

Pieskoštrkové vrstvy a ich finálne nivné hliny na dne dolín riek v tomto regióne sú zvyškom posledného periglaciálneho zaštrkovania dolín. Klasifikujeme ich ako tzv. dnovú akumuláciu (I), sčasti vo forme tzv. nízkej terasy, vekovo posledný stupeň (glaciál) pleistocénu, t. j. vürm (vislan, vistulan).

### **18 proluviálne hlinité štrky s úlomkami (18a), resp. súvrstvie hlín a štrkov s úlomkami (18b) – würm**

Sú to najčastejšie náplavové kužele. Klasický výskyt je na úpätí Štiavnických vrchov (Tlmače, Rybník, Hronské Kosihy). Kužele sú viacgeneračné, uložené superpozične; vysvetlivka sa týka poslednej pleistocénnej generácie (povrchových prolúvií). Ide o náplavy Čajkovského potoka (Hronské Kosihy), Rybnického potoka a potoka Tepličky v Rybníku (18a), ako aj Hrona (Tlmače), ktorý akumuloval súvrstvie hlín a štrkov s klastikami hornín (18b).

### **19 eolické vápnité spraše (19a) a finálne piesčité spraše (19b);**

### **20 eolicko-deluviálne vápnité až odvápnené sprašovitú hliny (20a) alebo splachy zo spraší (20b);**

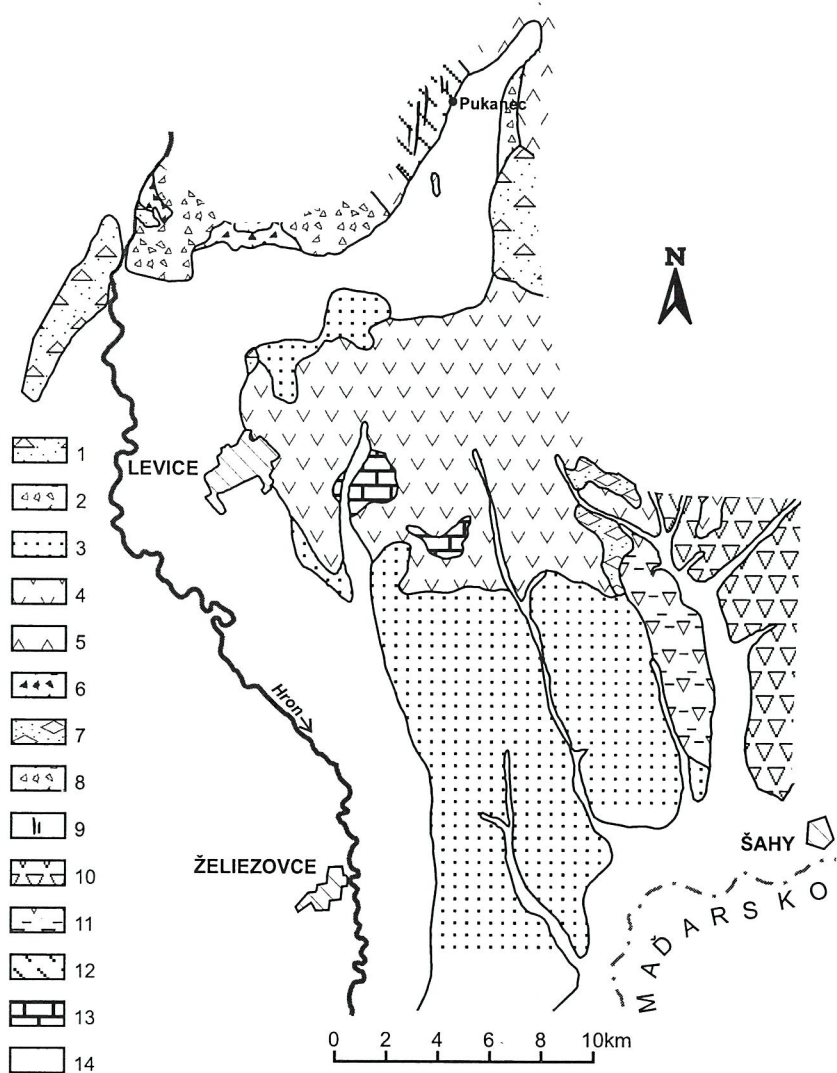
### **21 deluviálno-fluviálne splachové hliny (21) – würm**

Spraše (resp. ± piesčité spraše) tvoria najmä na Hrone, resp. Ipli a Štiavnici (menej na Ipeľskej pahorkatine) až veľmi rozsiahle (pravobrežie Hrona) sprašové pokryvy, najmä na pleistocénnych terasách riek.

Sprašové série okrem typických spraší obsahujú aj sprašové deriváty, zväčša deluviálne, ale aj iluviálne, spraše uložené do vlhkého až vodného prostredia. Podľa toho varíruje predovšetkým zrnitosť sedimentov (podielu frakcií).

V sprašových sériách sú polohy fosílnych pôd (pôdnych sedimentov), dôležité pre pedostratigrafické kritériá. Základ v regióne tvoria (výlučne povrchové) mladopleistocénne spraše.

Kvôli štúdiu sprašových sérií sa skúmali početné inštruktívne profily (rozbory spraší a pôd – litologicky, pedologicky, obsah malakofauny). V sérii mladého pleistocénu boli tak v syntéze doložené úplné klimatostratigrafické oscilácie stratigrafickej škály.



Obr. 23 Schéma rozmiestnenia litostratigrafických jednotiek, zobrazených na geologickej mape (zostavil A. Nagy, 1997)

1 – prièsilský komplex, 2 – drastická formácia, 3 – deltová sedimentácia, 4 – badánska formácia, 5 – siatniansky efuzívny komplex, 6 – bielokamenské súvrstvie, 7 – ladzianske súvrstvie, 8 – komplex Humenica, 9 – tatiarsky intruzívny komplex, 10 – plášťovské vrstvy, 11 – sebecheľská formácia, 12 – etapa vývoja štiavnického stratovulkánu, 13 – predterciérne podložie, 14 – kvartér

Ku sprašovitým sedimentom sa tu pripájajú aj pozične datovateľné splachové sedimenty (21).

Najnovšie malakofaunistické štúdiá sprašových lokalít regiónu urobila Kernátsová (in Nagy et al., 1998).

**13 fluviaálne nívne hliny (13a) alebo piesky (13b);**

**14 eolické (naviate) piesky (14) – neskorý *würm***

Ingresívne vložené nívne hliny koncovopleistocénnej pozície a charakteru (13a) vytvárajú väčšiu plochu v oblasti Nového Tekova (vrátane časti Marušová) na Hrone, kde je aj teleso naviatych pieskov (14) rovnakej pozície (pri Marušovej). Finálne piesčité náplavy v nadnívnej pozícii (13b) majú obtočníky v nive Ipľa (úsek Šahy – Preseľany – Vyškovce nad Ipľom – Kubáňovo).

### **Pleistocén /holocén**

**8 proluviaálne hliny (8a) alebo zahlinené štrky (8b) – *würm/holocén***

Ide o malé kužele prolúvií (prevažne hlinitých, menej hlinito-štrkovitých) doliniek potokov v pahorkatine, usadené v podmienkach rozhrania glaciálneho a postglaciálneho obdobia.

**9 eolicko-deluviaálne vápnité až odvápnené *sprašovité hliny* (9a) alebo splachy zo spraší (9b);**

**10 deluviaálno-fluviaálne splachové hliny (10); eluviaálno-deluviaálne hliny zvetranín (11) – *würm/holocén***

Sprašovité hliny (vápnité resedimenty spraší, pozične datovateľné). Výskytom reagujú na nerovnosti minireliéfu spraší (na terasách), podobne splachy zo spraší a hlín. Plošiny pahorkatiny (S, SV) často len na krátku vzdialenosť pokrývajú resedimentované hlinité zvetraniny.

**12 deluviaálne hlinito-kamenité sutiny – *würm/holocén***  
Detto ako nečlenený kvartér, ibaže pozične datovateľné.

### **Holocén**

**1 fluviaálne nívne sedimenty: vcelku (1) (hlinité, hlinito-štrkovité) –**

**2 holocén; nívne hliny staršieho (2a) a mladšieho (2b) holocénu;**

**3 mladoholocénne nívne piesky (3a) a piesčité štrky (3b);**

**4 nívne piesky (4) – holocén**

Členenie holocénnej nivy je vyvinuté v podmienkach Hrona (v s. a strednom úseku Dolnohronia). Najlepšie je vyvinuté v širšom okolí Želiezoviec a Levíc (pri Hrone). Ide o vytvorenie 2 nivných stupňov holocénu (v hlinitej fácii) a najmladšej kamencovej zóny (štrkovej) prikorytovej zóny Hrona. Vo vyššej nive (starší holocén) je pedologicky doložená fosilna pôda atlantiku (datované C14).

## **5 prolúviálne sedimenty nív: hlinité (5a) až štrkovito-hlinité (5b) – holocén**

Sú to ojedinelé výplavy nivných (holocénnych) náplavových kuželíkov potokov Poiplia (resp. Pohronia) v regióne.

## **6 fluviálne humusovité hliny nív (6);**

### **7 organické rašelinovo-slatinné hliny a kaly**

Humusovité hliny v nive sú zachované v doline Ipľa (Ipeľský Sokolec). Rašelinovo-slatinné hliny a kaly sú v slatiniskách nív Ipľa (na úseku Vyškovce nad Ipľom – Kubáňovo), Hrona (staré rameno pri Jure nad Hronom) a jeho prítokov (pri Tekovských Lužanoch), ale aj na Ipeľskej pahorkatine (nad Hokovcami, pravobrežné svahy doliny Štiavnice, v depresii neistého pôvodu).

## CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

Prevažná časť územia zobrazeného na regionálnej geologickej mape nemá dobre viditeľné tektonické prvky podieľajúce sa na geologickej stavbe. V sedimentárnych horninách neogénu sa pohltili a navyše prekryli uloženiami kvartéru.

Neogénna výplň leží diskordantne a transgresívne na predneogénnom podloží. Jej sedimenty sú subhorizontálne uložené, s výnimkou uloženín redeponovaných vulkanoklastík pri okrajoch neovulkanitov, pri ktorých úklon vrstiev môže dosahovať cca 20°.

Na tektonickej stavbe územia sa podieľajú zlomové systémy troch smerov (obr. 24).

Smer SZ–JV pokladáme za najstarší, pravdepodobne karpatsko-spodnobádenského veku. Zlomami tohto smeru je oddelená elevačná štruktúra **turovsko-levickej hrasti**, predstavujúcej najvýznamnejší tektonický fenomén mapovaného územia. Prebieha sz.-jv. smerom od Levíc cez Santovku po Turovce, ležiace už mimo mapovaného územia. Tvoria ju dve časti, oddelené **domadickou poklesnutou kryhou**, nadväzujúcou na juhu na **semerovskú prepادلinu** (Melioris a Vass, 1982). Do východnej časti regiónu zasahuje južný okraj čiastkovej **turovskej hrasti**, oddelenej z juhozápadu **nadošanským zlomom** (Melioris a Vass, l. c.), prebiehajúcim od Slatiny, južne od Dudiniec až po Hontianske Trst'any. Západnú časť hrasti, tvorenú asymetrickou čiastkovou **santovsko-levicou hrast'ou**, z juhu oddeľuje **santovský zlom** (Melioris a Vass, l. c.), ktorý možno sledovať od Santovky až do oblasti západne od Mýtnych Ludian. Južne od santovského zlomu sa nachádza čiastková **ludianska prepادلina**, schodovite klesajúca jz. smerom do vlastnej **železovskej priehlbiny**. O severnom ohraničení hrasti predpokladáme, že ho tvorí zlom prechádzajúci od Borov do oblasti severovýchodne od Levíc.

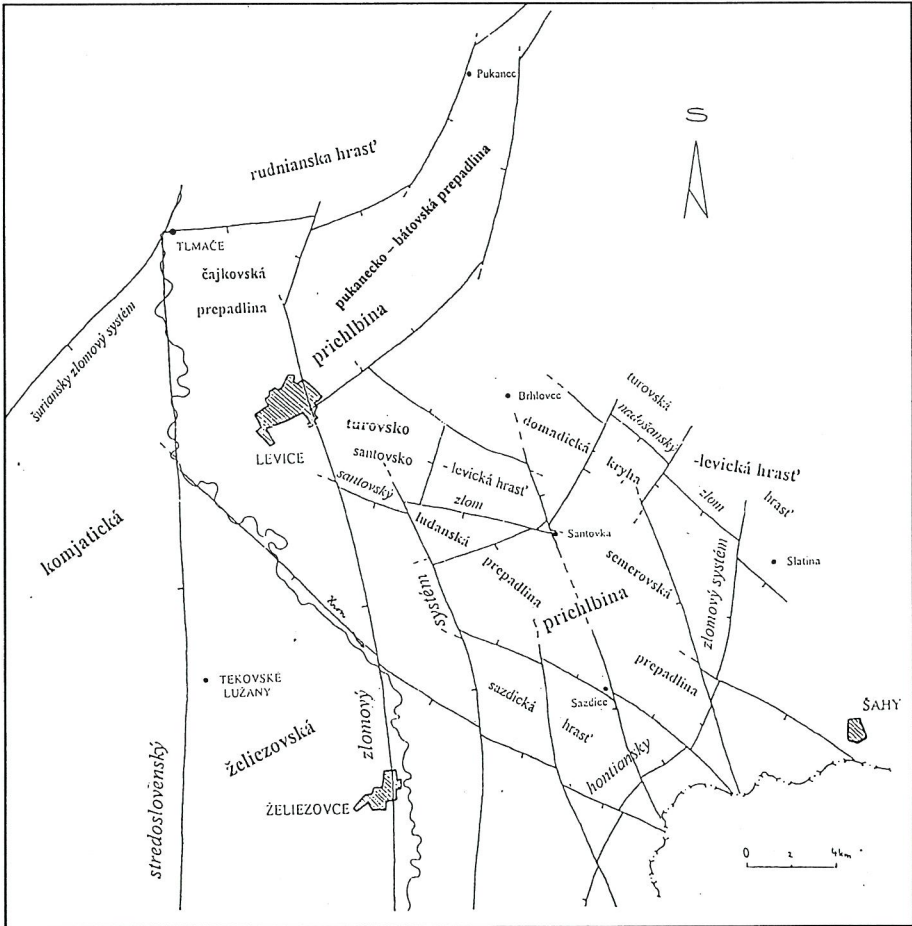
Poklesové zlomy rovnakého smeru v južnej časti regiónu oddeľujúce **sazdickú hrast'** sa pravdepodobne obnovili počas vrchného miocénu a čiastočne aj v pliocéne.

Druhým výrazným systémom zlomov sú zlomy smeru SV–JZ. V južnej časti regiónu ich predstavuje **hontiansky zlomový systém** (Kováč, 1995), prechádzajúci od Ipeľského Sokolca po Slatinu.

Hrast' neovulkanických hornín Kozmálovských vrškov z juhovýchodu oddeľuje zlom patriaci k **šurianskemu zlomovému systému** toho istého smeru. Čiastkové depresné štruktúry **komjatickej priehlbiny** v severnej, resp. severovýchodnej časti regiónu, formované v priebehu vulkanickej aktivity, pred-

stavujú priestory s postvulkanickou sedimentáciou v období vrchného sarmatu až panónu. Čajkovská prepadlina je situovaná južne od rudnianskej hrasti. Pukanecko-bátovskú prepadlinu, situovanú severovýchodnejšie, oddeľujú zlomy z JV a SZ.

Zlomy smeru SZ–JV nie sú také zreteľné ako zlomy smeru SV–JZ. Táto skutočnosť môže byť zapríčinená buď tým, že tieto zlomy sú svojim založením a funkciou staršie, alebo tvoria iba doplnkový zlomový systém k hlavným extenzným zlomom sv.-jz. smeru a ich extenzná rejuvenizácia je veľmi mladá (pliocén).



Obr. 24 Štruktúrno-tektonická schéma regiónu Podunajská nížina, východná časť (zostavil A. Nagy, 1998)

Najmladším zlomovým systémom sú zlomy smeru S–J. Patria k západnému okraju *stredoslovenského zlomového systému* (Kováč a Hók, 1993), ktorý tvorí sústava zlomov, prebiehajúcich generálne s.-j. smerom a jeho šírka je približne 20–25 km. Najmladšiu aktivitu zlomov stredoslovenského zlomového systému dokladajú najmä travertíny pliocénneho veku v oblasti Levíc, ale aj produkty pleistocénneho vulkanizmu pri Novej Bani, už mimo oblasti zobrazenej na regionálnej geologickej mape.

## Neotektonické štruktúry

Územie znázornené na tejto regionálnej geologickej mape bolo vo vrchno-pliocénno-kvartérnom čiže neotektonickom období vývoja tektonicky aktívne. Tomu zodpovedá aj zložitá neotektonická stavba a štruktúry územia. Na tomto území je možné vyčleniť tri základné neotektonické morfoštruktúry (bloky):

1. dolnohronský (nízky),
2. Ipeľskej pahorkatiny (vysoký),
3. Dolnoipeľskej kotliny (nízky).

Posledné 2 bloky tvoria územie „ipeľského predpolia“. Všetky bloky majú severo-južný priebeh. Na mapovanom území sú bloky územne zachytené iba v ich severnejších úsekoch.

Najvýznamnejší a najčlenitejší je dolnohronský blok. Pozostáva z dvoch, tiež severo-južne orientovaných subblokov: hronský (nižší) a veľký subblok terasovej plošiny hronského pravobrežia (vyšší). Každý z oboch subblokov je pritom priečne neotektonicky rozčlenený, a to vždy na 3 základné štruktúry.

Hronský subblok:

a) Hlboká severná kozmálovská depresná štruktúra (najnižšie poklesnutá). Depresná kozmálovská štruktúra (ojobrežná) má od severu na juh tieto 4 kryhy: Na najviac poklesnutom pravobreží je *nízka kryha kozmálovskej depresie* (maximum poklesu vôbec) a ďalej *nízka šándorhalmská kryha* (prechodná); na ľavobreží Hrona sú kryhy v relatívne vyššej pozícii – sú to *vyššia podhorská kryha* (prechodná) a *nízka severolevická kryha*.

b) Priečna levická elevačná štruktúra (napojená na elevačnú štruktúru Tekovského Hrádku na pravobreží Hrona). Elevačnú levickú štruktúru (južnejšiu) tvorí jediná kryha (ľavobrežná): *levická hrast'* (vysoká kryha).

c) Veľká južná hronská depresná štruktúra (v reliéfe ako dolinná niva Hrona).

Druhý je subblok plošiny hronského pravobrežia a má tieto tri základné štruktúry:

a) Hlboká severná lokská depresná štruktúra (s. 1.) má doložené 2 kryhy, *nízku lokskú kryhu* a *nízku kryhu juhokalnianskej čiastkovej depresie*.

b) Priečna a vyššia elevačná štruktúra Tekovského Hrádku (napojená na levickú elevačnú štruktúru na ľavobreží Hrona) je zastúpená jedinou kryhou: *hrasť* (vysoká kryha) *Tekovského Hrádku*.

c) Južná, vcelku relatívne nižšia elevačná štruktúra (tzv. veľká) s názvom lužiansko-brutská elevačná štruktúra, predstavujúca sústavu čiastkových kryh, je na mapovanom území rozčlenená na 6 *čiastkových kryh* (názvy nešpecifikujeme).

Načrtnutá štruktúrno-neotektonická regionalizácia Dolnohronia na mapovanom území predstavuje štruktúry rôznych kategórií, vymedzené zlomovými líniami aktívnymi v kvartéri. Stratigrafické zaradenie ich aktivity máme sedimentačne a morfológicky doložené najmä pre obdobie mladšieho pomindelského úseku stredného pleistocénu, menej aj pre počiatky mladého pleistocénu (t. j. posledného interglaciálneho stupňa).

Poznatky o neotektonickej stavbe severného (poklesového) Dolnohronia boli overené okrem detailnej analýzy našich (starších) i archívnych vrtov územia aj novým geofyzikálnym prieskumom (Tkáč et al. in Nagy et al., 1998), ktorý spresnil hrúbku kvartéru, jeho litologický charakter a rozčlenenie.



## ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Systematické gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 25 000 sa v skúmanom území vykonávalo od roku 1960 v rámci mapovania Slovenska. Merania sa realizovali s hustotou 4–6 bodov/km<sup>2</sup>. Výsledkom sú mapy ÚBA pre redukčnú hustotu 2,67 kg · dm<sup>-1</sup>. V oblasti Levice – Šahy sa v roku 1962–1963 uskutočnili plošné tiažové merania (Ďuratný, Plančár a Zbořil, 1963). Úlohou geofyzikálneho merania bolo sledovať reliéf terciérneho podložía, určiť výrazné dislokačné línie, opísať rozšírenie neovulkanických útvarov a vymedziť polohu pevných efuzív v pyroklastickom komplexe. Zostrojilo sa niekoľko schematických geologicko-geofyzikálnych rezov podľa gravimetrie. Výsledky reinterpretácie tiažových meraní sú zahrnuté v správe Geofyzikálny prieskum v oblasti Levickej žriedelnej línie – reinterpretácia tiažových meraní (Szalaiová, 1978).

Prakticky celé územie je vyhodnotené leteckými geofyzikálnymi meraniami s výškou letu 80 m nad reliéfom terénu (Gnojek a Janák, 1986). Merania obsahovali:

- priame merania veľkosti totálneho vektora intenzity magnetického poľa T v jednotkách nT (nanoTesla),

- merania prirodzenej gama aktivity zemského povrchu diferencované do 4 spektrálnych okien žiarenia gama, a to K, U, Th a Tc (totál).

Výstupom sú mapy izolínií delta T, K, U, Th a Tc v mierke 1 : 50 000.

V oblasti stredoslovenských neovulkanitov vykonal Šalanský v roku 1970 aeromagnetické merania v dvoch výškových úrovniach – 500 m nad reliéfom terénu a 2 000 m nad morom. Výsledky meraní boli spracované vo forme máp izolínií delta T v mierkach 1 : 50 000 a 1 : 100 000.

V juhozápadnej časti územia sa v rokoch 1959–1961 realizovali pozemné merania geomagnetického poľa s hustotou 1 bod/km<sup>2</sup>. Merania sa vertikálna zložka totálnej intenzity geomagnetického poľa delta Z a merania boli spracované vo forme mapy izolínií delta Z. Mali regionálny charakter, pričom v anomálnych miestach boli zhustené (Man, 1962).

Geoelektrické merania, ich interpretácia a reinterpretácia sa v skúmanom území zamerali hlavne na zmapovanie predterciérneho podložía, priebeh tektonických línií, na určovanie hrúbky a litológie geoelektrických horizontov na účely hydrogeológie. V severnej časti bolo ich cieľom spresniť styk hornín stredoslovenských neovulkanitov s okolitými horninami a riešiť štruktúrno-tektonické pomery so zameraním na výskum metalogenetických zón. Úlohy sa riešili použitím geofyzikálnych metód v modifikácii VES, SOP a VDV, pričom hlavné postavenie mala metóda VES.

V študovanej oblasti boli stanovené aj fyzikálne vlastnosti hornín na piatich hlbokých vrtoch, a to GK-6 (Rybník), GK-10 (Ladzany), GK-12 (Devičany), PKŠ-1 (Gondovo) a na juhu územia ŠV-8 (Dolné Semerovce). Z fyzikálnych vlastností boli stanovené hustotné parametre, magnetické vlastnosti a na vzorkách z vrtu PKŠ-1 aj úhrnná gama aktivita a koncentrácia K, U a Th.

Výsledky geofyzikálneho prieskumu v regióne Podunajská nížina – východná časť sú zahrnuté v záverečných správach: Tkáč et al.: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – Región Podunajská nížina – východná časť in Nagy et al. (1998); Panáček et al. (1987): Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Podunajská nížina-severovýchod. Súčasťou týchto prác sú aj geofyzikálno-geologické mapy a rezy pozdĺž vybraných profilov.

### **Gravimetria**

Základným podkladom kvalitatívnej a kvantitatívnej interpretácie bola mapa ÚBA vypočítaná pre redukčnú hustotu  $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  a odvodené mapy (mapa reziduálnych anomálií a mapa horizontálnych gradientov). Tieto základné a odvodené mapy v mierke 1 : 50 000 poskytujú celkový obraz o priestorovom rozložení hustotných nehomogenít v skúmanej oblasti.

Zaujímavé územie z hľadiska prejavu v tiažovom poli rozčlenili Szalaoivá a Vranová (in Tkáč et al., 1996) na dve relatívne odlišné oblasti. Hranicou medzi nimi je výrazný tiažový gradient tiahnući sa cez Bátovce – Levice – Žemliare a Tekovské Lužany. Pre východnú časť sú charakteristické výrazné kladné anomálne zóny, ktoré dosahujú najvyššiu intenzitu hlavne v oblasti levickej žriedlovej línie (do 35 mGal). V západnej časti hodnoty tiaže klesajú až na  $-7$  mGal. Na základe kvantitatívnej interpretácie sa predpokladá, že zdrojom tiažových anomálií je v prevažnej miere reliéf predterciérneho podložia.

Podľa intenzity tiaže a charakteru poľa je možné na mape ÚBA sledovať niekoľko výrazných štruktúr. Ide o relatívne záporné a kladné anomálie regionálneho alebo menšieho plošného rozsahu. Patrí sem pukanecko-bátovská prepadlina. V tejto časti Podunajskej nížiny terciérne podložie klesá do hĺbky viac ako 1 000 m. Pokles intenzity tiaže je s najväčšou pravdepodobnosťou spôsobený morfológickou depresiou podložia. Na západnom a juhovýchodnom ohraničení sa nachádza výrazný tiažový gradient, ktorý môže indikovať tektonické ohraničenie z oboch strán. V depresii medzi Starým Tekovom a Levicami ide o anomálie menšieho plošného rozsahu, podobne ako severne od Čajkova. V oboch prípadoch môže ísť o pokračovanie čajkovskej prepadliny. Depresia v oblasti Semeroviec sa prejavuje relatívne zápornou anomáliou. Zo všetkých strán ju obklopujú relatívne kladné anomálie, ktoré sú súčasťou rozsiahleho elevačného bloku. Levická žriedlová línia je detekovaná niekoľkými výraznými kladnými anomáliami (Kalinčiakovo 24 mGal, Santovka 30 mGal, Slatina

35 mGal a Horné Turovce 35 mGal). Zodpovedajú eleváciám terciérneho podložia, ktoré v týchto miestach vystupuje najbližšie k povrchu, resp. na niektorých miestach vystupuje na povrch. Tiažové elevácie sú tektonicky ohraničené. Elevácia Šahy dosahuje maximálnu intenzitu 34 mGal a je súčasťou známej výraznej tiažovej elevácie Čankov – Šahy. Elevácia v priestore kóty Ostrý vrch je menej výrazná a je od bátovsko-pukaneckej tiažovej depresie oddelená výrazným tiažovým gradientom smeru JZ–SV. Elevácia medzi Rohožnicou a Dolnou Sečou je definovaná relatívne kladnými anomáliami.

Okrem kvalitatívnej interpretácie sa vykonala aj kvantitatívna a modelovanie pozdĺž vybraných profilov. Výstupom sú geofyzikálno-geologické rezy.

### *Magnetometria*

Pri interpretácii zdrojov magnetických anomálií sa vychádzalo z máp izolínií delta T pre výšku letu 80 m nad reliéfom terénu (Gnojek a Janák, 1986) a z máp delta T pre výšku letu 500 m nad reliéfom terénu a 2 000 m nad morom (Šalanský, 1970).

Rozhodujúcim zdrojom anomálií magnetického poľa sú nepremenené produkty terciérneho vulkanizmu. Intenzita magnetických anomálií úzko súvisí s intenzitou premien vulkanického materiálu. Za prakticky nemagnetické považujeme horniny mladšieho paleozoika a mezozoika, ktoré sa nachádzajú v podloží terciéru, ako aj paleogénne sedimenty. Produkty terciérneho vulkanizmu sú charakterizované normálnou a reverznou polarizáciou. Najintenzívnejšie magnetické anomálie sú viazané na výraznejšie morfológické elevácie, ktoré vytvárajú tzv. topografické anomálie. Zobrazenie existencie magneticky aktívnych hornín na aeromagnetických mapách závisí od plošných a vertikálnych rozmerov, ako aj od smeru a hustoty leteckých profilov a výšky merania.

Na základe kvalitatívneho posúdenia charakteru magnetického poľa možno vyčleniť oblasť s úplnou absenciou magnetických hornín v sedimentárno-vulkanickom komplexe a v jeho podloží (vrátane paleogénu). Jej severné ohraničenie leží na spojnici obcí Lok – Bajka – Tekovský Hrádok – Dolná Seč – Levice – Podlužany – Zajačia Dolina – Veľké Krškany – Brhlovce – Hontianske Trst'any – Ladzany. Výnimkou je územie ohraničené obcami Sebechleby – Hontianske Nemce – Plášťovce – Dudince – Hontianske Moravce – Sudince – Búčovce, kde anomálie delta T s maximálnou amplitúdou do 30 nT zobrazujú polohy vulkanoklastík malej hrúbky.

Severnú časť od spomínaného rozhrania tvoria magnetické anomálie, ktoré sa vyznačujú rýchlym striedaním kladných a záporných anomálií od  $-1\ 000$  do  $+800$  nT.

Na magnetických mapách je možné sledovať aj výrazné rozhrania lineárneho typu, ktoré oddeľujú vulkanické komplexy kladnej a zápornej polarity. Tieto

magnetické rozhrania nezohľadňujú len rozdiely v orientácii a plošnom rozmiestnení lávových prúdov a efuzívnych komplexov, ale zároveň signalizujú aj zmeny v hrúbke vulkanických hornín jednotlivých morfológických štruktúr (elevácií a depresí) a vymedzujú hranicu medzi magnetickými a nemagnetickými horninami (vulkanický komplex – podložie terciéru).

Na získanie obrazu o pozícii jednotlivých magneticky rozdielných prostredí vo vertikálnom smere zostavil Filo (Tkáč et al, 1996) magneticko-geologické rezy. Profily boli orientované do oblasti čajkovej a pukanecko-bátovskej prepadliny, kde zdroje anomálií nevystupujú na povrch.

### *Geoelektrické merania*

Geoelektrické merania sa zamerali na zmapovanie predterciérneho podložja, objasnenie štruktúrno-tektonických pomerov, určenie hrúbky, litológie geoelektrických horizontov a ich rozčlenenie.

Merania, ktoré vykonali Tkáčová a Komora (1975) a Rozkošný a Májovský (1966), sa uskutočnili v oblasti Levice – Šahy na účely hydrogeológie. Aplikovali geoelektrickú metódu VES s rozťahnutím elektród v intervale 2 000–4 000 m.

Merania zamerané na vertikálne rozčlenenie geoelektrických horizontov na kvartérne sedimenty, terciér a podložie terciéru sa uskutočnili v pomerne hustej sieti v širšom okolí Kalinčiakova, Santovky a Dudiniec. Išlo o plytšie merania s AB do 1 000 m. Výsledkom kvantitatívnej interpretácie VES boli geologicko-geofyzikálne rezy a mapy hrúbky kvartérnych a terciérnych sedimentov. Na základe parametrických meraní na vrtoch a zistených údajov o elektrickom odpore sa podarilo vyčleniť jednotlivé geoelektrické horizonty (litologické prostredia) s nasledujúcimi intervalmi hodnôt interpretovaného geoelektrického odporu:

- kvartérne sedimenty od 10 do 700  $\Omega\text{m}$ ;
- terciérne sedimenty boli rozdelené na štyri litologické typy podľa obsahu pelitickej alebo psamitickej zložky v prostredí:

- 30–70  $\Omega\text{m}$  – prevládajúci piesčitý litologický vývoj,

- 15–300  $\Omega\text{m}$  – piesčito-ílovitý litologický vývoj,

- 10–15  $\Omega\text{m}$  – ílovito-piesčitý litologický vývoj,

- menej ako 10  $\Omega\text{m}$  – ílovitý vývoj.

Prostredie vulkanických hornín sa uvádza ako vulkanity vcelku s interpretovanými hodnotami elektrického odporu 10–190  $\Omega\text{m}$ . Izočiara s hodnotami 50  $\Omega\text{m}$  detekuje styk hornín stredoslovenských neovulkanitov s okolitými horninami.

Elektrický odpor terciérneho podložja závisí od stupňa mechanického porušenia, zvodnenia a mineralizácie vôd. Interpretovaná rezistivita týchto hornín

sa preto pohybuje od 20 do 400  $\Omega\text{m}$ . Obrys terciérneho podložia podľa Tkáča (in Tkáč et al., 1996) detekuje približne izočiaru s hodnotami 30  $\Omega\text{m}$ . Centrá jeho elevácií v levickej žriedlovej línii (turovsko-santovskej hrasti) charakterizujú vyššie hodnoty nameranej rezistivity ako 30  $\Omega\text{m}$ .

V severnej časti územia vykonali Ďuratný a Panáček (1978) geofyzikálny prieskum metalogenentických zón v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Merania uskutočnili metódou VES s AB 1 000–4 000 m. Cieľom bolo vytypovanie oblastí nádejných na zrudnenie, zmapovanie priebehu podložia a vymedzenie rozsahu propylitizácie komplexu.

Najmenej preskúmané územie je oblasť jz. od rieky Hron, kde sa VES prakticky nevykonali.

### Fyzikálne vlastnosti hornín

Údaje o fyzikálnych vlastnostiach hornín na spomínaných piatich vrtoch graficky a tabelárne spracoval Husák v správe Tkáč et al. (in Nagy et al., 1998). Pre základné stratigrafické a litostratigrafické jednotky zastihnuté vrtmi sa vypočítali priemerné hodnoty a smerodajné odchýlky objemovej hustoty  $D_0$ , mineralogickej hustoty  $D_m$ , prirodzenej hustoty  $D_p$ , pórovitosti  $P$  a magnetické vlastnosti – veľkosť objemovej magnetickej susceptibility  $K_A$ , veľkosť prirodzenej remanentnej magnetizácie  $NRMP$ . Rádioaktivita – úhrnná gama aktivita a koncentrácia  $K$ ,  $U$  a  $Th$  – bola stanovená iba na vzorkách z vrtu PKŠ-1.

Zo štúdia fyzikálnych vlastností hornín vyplynulo, že ide o fyzikálne veľmi heterogénne prostredie. Najvyššia hustota prislúcha komplexu vrchnej stratovulkanickej stavby vo vrte PKŠ-1. Magneticky najvýraznejšie sa prejavujú komplexy vrchnej stratovulkanickej stavby a baďanskej formácie, kde magnetická susceptibilita  $K_A$  dosahuje hodnoty do  $20\,000 \cdot 10^{-6}$  j. SI.

Horniny predterciérneho podložia sú prakticky nemagnetické.

## GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Predterciérne podložie podľa Vozára et al. (in Tkáčová a Kováčik et al., 1996) na mapovanom území tvoria tri hlavné celky, a to **južné veporikum, hronikum a silicikum**. Ich vzájomný vzťah je tektonický – vyššie príkrovy ležia na veporiku. Vrásnivé procesy, následkom ktorých sa vytvorila príkrovová stavba v tejto oblasti, prebehli počas vrchnej kriedy v mediteránnej fáze vrásnenia. Charakteristickou črtou stavby predterciérneho podložia je sústava transformných zlomov sv.-jz. smeru (Tkáč et al., 1996 in Nagy et al., 1998).

Prevažná časť tohto územia bola od vzniku príkrovej stavby Západných Karpát súšou nielen v období paleogénu, ale aj v spodnom miocéne. Len vo východnej časti regiónu, v oblasti Šiah, prebiehal komunikačný koridor s.-j. smeru, ktorým od juhu počas eocénu vniklo do vnútorných Karpát more a spôsobilo vzájomné ovplyvňovanie vývojov centrálnokarpatského a budínskeho paleogénu. Svedčí o tom redeponovaná fauna a obliakový materiál v egeri Ipeľskej kotliny (Vass et al., 1979).

Územie juhovýchodnej časti regiónu bolo zrejme tektonickými pohybmi pyrenejskej fázy vyzdvihnuté a v čase od oligocénu až po obdobie karpátu podrobené rozsiahlej denudácii. Úplne stratilo paleogénny pokryv a erózia prenikla až po perm veporického obalu (Melioris a Vass, 1982).

Usadeniny neogénnej sedimentárnej výplne komjatickej a železovskej priehlbiny ležia transgresívne a diskordantne na predterciérnom podloží. Sedimenty spodného miocénu v oblasti východne od Preselian nad Ipeľom sú len okrajovým výskytom morského sedimentačného priestoru karpatského veku s centrom v oblasti Modrého Kameňa, mimo územia znázorneného na geologickej mape. V karpate nastala štruktúrna prestavba západokarpatského regiónu, spôsobená jeho tektonickým únikom z oblasti východoalpskej kolízie (Nemčok et al., 1989). Kompresiu existujúcu do tohto obdobia, vyvolanú kolíziou alpského orogénu s platformou, vystriedal extenzný paleonapätový režim. V zmysle Kováča a Barátha (1995) sa začalo synriftové štádium vývoja podunajskej panvy ako vnútroobľúkovej panvy pokračujúce až do panónu (Meulenkamp et al., 1996).

Počas spodného bádenu od juhozápadu vniklo do južnej časti regiónu more. Sedimenty v železovskej priehlbine predstavujú **bajtavské súvrstvie** a sú rozšírené v južnej časti regiónu, v oblasti vrtov HGŽ-3 a ŠV-2 až 8. V pukancskej prepadline k spodnému bádenu patria hrubé klastiká, predstavujúce pravdepodobne ekvivalent turovských vrstiev a nad nimi ležiace písčito-ílovité horniny bajtavského súvrstvia. Zároveň zvýšenou produkciou vulkanického materiálu sa začal tvoriť rozsiahly štíavnický stratovulkán, definovaný Konečným (1970). Má

priemer cca 50 km a centrum v oblasti Banskej Štiavnice. Bol vybudovaný v priebehu explozívno-efúzívnej aktivity počas bádenu a sarmatu produktmi proximálnej a distálnej zóny v jeho južnom a juhovýchodnom sektore (Konečný a Lexa, 1984), kde sa stratovulkán vyvíjal aj v morskom prostredí. V období spodného bádenu na mapovanom území ho predstavovala spodná vulkanická stavba štiavnického stratovulkánu. Súčasne na jeho periférnej časti na styku s morským prostredím sa formovala **sebechlebská formácia**.

Rozšíreniu morského prostredia na severovýchod v období karpátu a spodného bádenu bránila turovsko-levická hrasť, tvoriaca elevačnú štruktúru. Podľa porovnania so systémom tvorenia blatnianskej priehlbiny (umiestnenej medzi Malými Karpatmi a Považským Inovcom), rovnako orientovanej ako železovská a komjatická priehlbina (Kováč a Baráth, 1995; Šujan et al., v tlači), turovsko-levická hrasť sa vytvorila v kompresnom režime orientovanom v s.-j. až sz.-jv. smere počas karpátu až spodného bádenu. Turovská čiastková hrasť počas bádenu subsidovala pomalšie ako semerovská prepadlina a bránila tak sedimentácii **plášťovských vrstiev** väčšieho rozsahu, charakteru progradujúcej delty s redepozíciou hruboklastického materiálu do hlbších častí bazénu. Santovsko-levická čiastková hrasť zostala vynorená počas celého obdobia bádenu. Zvyšná časť územia bola v spodnom bádene súšou.

Strednobádenská transgresia mora už mala oveľa väčšie rozšírenie. V juhovýchodnej a južnej časti regiónu ležia sedimenty strednobádenského veku na uloženiach spodného bádenu, podobne ako v najseverovýchodnejšom výbežku komjatickej priehlbiny, v pukanecko-bátovskej prepadline. Otvorenie väčšieho sedimentačného priestoru spôsobila orientácia kompresnej zložky paleonapätia počas stredného až vrchného bádenu v s.-j. smere, s extenznou zložkou kolmou na ňu (Šujan et al., v tlači). Na niektorých zlomoch došlo okrem poklesov k uvoľneniu napätia uplatnením horizontálnej zložky pohybu, na čo upozornil už Vass (1966).

Sedimenty strednobádenského veku vyvinuté v železovskej a komjatickej priehlbine predstavujú **špačinské súvrstvie**. Na územie východnej časti regiónu okrajovo zasahujú svojou vekovo najmladšou časťou sedimenty plášťovských vrstiev.

Vývoj plošne rozsiahleho a diferencovaného štiavnického andezitového stratovulkánu pokračoval v priebehu stredného a vrchného bádenu. Efúzie lát pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov do vodného prostredia prebiehajúce na jz. svahoch stratovulkánu boli sprevádzané brekciáciou hyaloklastitového typu a vznikom sklovitej základnej hmoty. V dôsledku extenzných procesov už v úvodných etapách vulkanickej aktivity (resp. pred jej začiatkom) vznikli čiastkové grabeny. Rápidnu subsidenciu blokov kompenzovala sedimentácia v podobe epiklastických súvrství (pieskovce, konglomeráty), dosahujúcich značnú hrúbku (vrt PKŠ-1). V nasledujúcej etape (2. etapa), ktorá vo vývoji

stratovulkánu znamená obdobie denudácie, na z. svahu vznikli hlboké erozívne zárezy – paleodoliny (z. od Novej Bane, mimo územia regiónu). V bezprostredne nasledujúcom období (3. etapa) v súvislosti s formovaním kaldery a aktivitou explozívneho vulkanizmu amfibolicko-biotitických andezitov predstavovali cesty transportu a depozície vulkanoklastického materiálu (eventuálne lávových hmôt) na stratovulkanickom svahu (Konečný et al., 1997).

Počas vrchného bádenu rozmiestnenie oblastí zaliatych morom bolo zvýšenou produkciou vulkanických hmôt zatlačené na juh. Orientácia paleonapätových zložiek sa nezmenila. V hlbokovodnom prostredí železovskej a komjatickej priehlbiny sedimentovali usadeniny **pozbianskeho súvrstvia**. Toto obdobie bolo etapou vulkanického pokoja, keď sa vulkanická aktivita obmedzila na neexplozívne prejavy. Takýmito prejavmi na území zobrazenom na geologickej mape sú intrúzie dajok dioritových až granodioritových porfýrov **tatiarskeho komplexu** do hornín spodnej stratovulkanickej stavby.

Zo začiatku sarmatu je z oblasti alpsko-karpatského styku doložený pokles morskej hladiny spätý s eróziou bádenských sedimentov (Hudáčková a Kováč, 1993; Baráth, 1993). Obnažené usadeniny bádenského veku podliehali denudácii a následne splachom do mora, ktoré sa rozšírilo v tejto oblasti začiatkom sarmatu. Svedčí o tom množstvo výborne zachovaného redeponovaného fosílného materiálu najmä vrchnobádenského veku v spodnosarmatských sedimentoch. Brakický charakter morskeho prostredia počas sarmatu zapríčinila dezintegrácia morských spojení s mediteránnou oblasťou centrálnej Paratétys. More bolo plytké a deltová sedimentácia prebiehala nielen na mapovanom území, ale aj v okrajových severných častiach celej Podunajskej nížiny.

Sedimenty sarmatského veku sa okrem „levických ostrovov“ vyskytujú na celom území regiónu. V komjatickej a železovskej priehlbine ich predstavuje **vrábel'ské súvrstvie**.

Úvodnú etapu sarmatského andezitového vulkanizmu na južných až juhozápadných svahoch stratovulkánu reprezentuje explozívna aktivita pyroxenicko-andezitového vulkanizmu, bezprostredne nasledovaného efúziami lát pyroxenických andezitov **komplexu Humenica**. Lávové prúdy v dôsledku kontaktu s vodným prostredím podliehali brekciácii hyaloklastitového typu so vznikom sklovitej základnej hmoty. Explozívne a efúzívne horniny tvoria na južných svahoch výplň paleodoliny (resp. delty) pokračujúcej v smere na JZ.

Na sz. svahoch stratovulkánu došlo na dne paleodolín k depozícií pemzových tufov **bielokamenského súvrstvia** a následne k výlevu lávových prúdov **sitnianskeho komplexu**.

Na južných svahoch štiavnického stratovulkánu sa uskutočnili plošne rozsiahle efúzie lát pyroxenických a leukokratných pyroxenických andezitov **bad'anskej formácie** do vodného prostredia. Kontakt lát s vodným prostredím podmienil v širokej miere brekciáciu hyaloklastitového typu. V pobrežnej zóne



prebiehala deštrukcia lávových prúdov, ako aj primárnych akumulácií hyaloklastitových brekcií so vznikom epiklastických facií. Dosah litorálnej zóny s aktívnym pohybom vôd indukuje vývoj hrubých až blokových konglomerátov (Konečný et al., 1997).

Plytkovodné prostredie sa vyvíjalo najmä v oblasti čiastočne vynoreného predterciérneho podložía, a najmä jv. od čiastkovej santovsko-levickej hrasti. To malo vplyv aj na látkové zloženie sedimentov. V tejto oblasti sa na okraji vynorených častí stredoslovenských neovulkanitov usadzovali hrubodetritické, piesčité a pelitické horniny s hojným redeponovaným vulkanickým materiálom, s vložkami tufitov, tufitických pieskovcov a vzáčne i s polohami diatomitov a organodetritických vápencov, patriacich k **deltovej sedimentácii**. Celkovo bola litologická náplň usadenín tejto periférnej oblasti štiavnického stratovulkánu ovplyvnená produktmi staršej, ale aj súvekej vulkanickej činnosti. Vtedy sa splytčovali až vynárali niektoré pobrežné časti v dôsledku nahromadenia vulkanoklastických hmôt, spôsobeného intenzívnym prínosom vtedajšou riečnou sieťou i občasnými prívalovými tokmi.

Nasledujúca explozívna aktivita amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom **drastvickej formácie** vyprodukovala veľký objem pyroklastického materiálu, transportovaného na z. a jz. svahoch stratovulkánu v podobe pemzovo-populových prúdov. Po ich depozícii v dôsledku zvyškového tepla nastalo zváranie pyroklastického materiálu a vznikli ignimbrity. Ignimbrity tvoria na západnom svahu stratovulkánu výplň paleodoliny smerujúcej z oblasti Drastvica do priestoru Obýc v celkovej dĺžke 22 km. Relikty ignimbritov a pemzových tufov na jz. svahoch stratovulkánu tvoria výplň paleodolín orientovaných na JZ (oblasť s. od Rybníka a Čajkova). V priestore s dosahom vodného prostredia (oblasť v. od Jabložoviec a nižšie svahy paleodolín s. od Čajkova) je intenzita zvárania evidentne nižšia, prípadne nastala rozsiahlejšia redepozícia pemzovo-populového materiálu.

Po explozívnych erupciách nasledovali efúzie látv amfibolicko-pyroxenických andezitov **priesilského komplexu**, ktoré vytvorili rozsiahlejšie a súvislejšie pokryvy. Na jz. svahoch tvorili výplne paleodolín orientovaných v smere na JZ do priestoru Kozmálovských kopcov. Mladšie efuzívne členy sú charakteristické prítomnosťou veľkých výrastlíc plagioklasu a variabilným obsahom biotitu. Kontakt s vodným prostredím vyvolal hydroklastitovú brekciáciu. V podloží lávových prúdov výplň paleodoliny tvoria redeponované pemzové tufy a redeponované hyaloklastity (Konečný et al., 1997).

Rozmiestnenie maximálnej hrúbky hornín, ako aj kontrola deltovej sedimentácie slatinským zlomom na JV regiónu bolo spôsobené zmenou orientácie kompresie zo s.-j. smeru, pretrvávajúcej počas stredného až vrchného bádenu, do sv.-jz. smeru v období sarmatu. V extenznom režime orientovanom kolmo na smer kompresie tým nastalo ďalšie subsidovanie v pukanecko-bátovskej pre-

padline pozdĺž poklesových zlomov. Podobne sa poklesová zložka prejavila aj na slatinskom zlome.

V postvulkanickom období koncom sarmatu pokračovala subsidencia v čajkovskej prepadline (vrt GK-6) a v obmedzenej miere aj v pukanecko-bátovskej prepadline (vrt PKŠ-1).

Sedimentácia panónskeho veku predstavovaná **ivánskym súvrstvím** pokračovala v komjatickej a železovskej priehlbine v brakických podmienkach. Iba v pukanecko-bátovskej prepadline sú usadeniny panónu v dôsledku izolovania tejto časti komjatickej priehlbiny vyvinuté len v sladkovodnom vývoji s tvorbou uhoľných ílov s polohami uhlia. V období spodného panónu bol smer extenzie orientovaný s.-j. a spôsobil pokles, resp. vytvorenie zlomov orientovaných v.-z. smerom. Počas vrchného panónu rotovala kompresná zložka z v.-z. smeru do s.-j. smeru (Šujan et al., v tlači). Podľa prítomnosti panónskych sedimentov jv. od šurianskeho zlomového systému bol tento systém aktívny aj počas panónu. Pravdepodobne na toto obdobie jeho aktivity sa viaže vznik bazaltoidných andezitov v Kozmálovských vrškoch. Poklesovú zložku pohybu si zachovali aj zlomy oddeľujúce pukanecko-bátovskú prepadlinu.

Počas obdobia pontu–pliocénu, predstavujúceho postriftové štádium termálnej subsidencie podunajskej panvy (Kováč a Baráth; 1995), bola západná časť územia pokrytá plytkým jazerom.

Na okrajovom zlome, oddeľujúcom neovulkanity Kozmálovských vrškov z JV, patriacom do šurianskeho zlomového systému, od konca pliocénu a začiatkom kvartéru pretrvávala poklesová zložka pohybu. Je to doložené akumuláciou pliocénnych a kvartérnych sedimentov (Tkáč et al., 1996). Oblasť severne od uvedeného zlomu bola v tomto období charakterizovaná zdvihom, čím bola podmienená erózia a rozrušovanie starších sedimentov (Priehodská a Harčár, 1988). Usadeniny pontsko-pliocénneho veku sa nachádzajú len v západnej časti regiónu, za zlomom s.-j. smeru, ktorý svojou aktivitou kontroloval ich rozšírenie smerom na východ a sporadicky v izolovanej pukanecko-bátovskej prepadline.

Severne od Kozároviec sa vyskytujú hrubodetritcké produkty pliocénnej delty Hrona, ktorý v tomto období vtekal do komjatickej priehlbiny západne od Slovenskej brány a cez Nemčiňany a Čifáre sa stáčil na juh.

Medzi Levicami a Mýtňami Ludanmi sú travertínové kopy, dokladujúce oživenie tektonickej činnosti počas pliocénu.

## GEOLOGICKÝ A NEOTEKTONICKÝ VÝVOJ POČAS VRCHNÉHO PLIOCÉNU AŽ KVARTÉRU

Obdobie vrchného pliocénu a kvartéru je obdobím posledného geologicko-tektonického vývojového cyklu, charakterizovaného neotektonickou aktivitou a ústupom až vymiznutím jazier s nástupom výlučne kontinentálneho fluvialno-terestrického vývoja. Na mapovanom území to predstavuje obdobie začínajúce sa po skončení sedimentácie volkovského súvrstvia, približne po období spodného pliocénu.

Vývoj vo vrchnom pliocéne predstavuje predovšetkým vytváranie prvej celouzemnej riečnej siete. Vtedajšiu výšku úrovne dna riečnych dolín dnes indikujú zvyšky vysokých a pôvodne rozsiahlych poriečnych rovni s ich občasne zachovanými korelatívnymi štrkami, patriacich zrejme k toku Prahrona. Ide o širšiu oblasť vyústenia Hrona do nížiny v oblasti Kozárovskej brány a starej znížieniny na s. a sz. strane Kozmálovských kopcov v okolí obcí Nemčiňany a Čifáre. Tieto výskyty rovni a štrkov patriacich k hronskému štrkovému súvrstviu sú však už mimo územia znázorneného na geologickej mape, na západnom okraji Hronskej pahorkatiny. Ďalšie zachované horniny pliocénneho obdobia predstavujú travertíny minerálnych prameňov pri Leviciach, resp. travertíny pri Dudinciach. Pôvodná vrchnopliocénna riečna sieť územia sa odvtedy postupne vyvíja a mení sa priebeh tokov. Dnešná široká hronská tabuľa bola zhruba vymodelovaná riečnou eróziou už vo vrchnom pliocéne.

Nástupom obdobia kvartéru a jeho klimatických cyklických oscilácií sa vytvorili nové sedimentačné podmienky. Výrazne ich ovplyvňovali opakujúce sa kvartérne etapy neotektonickej aktivity.

Spodný pleistocén zanechal v regióne len nepatrné konkrétne svedectvá. Na tomto území sa zistilo, že spodnopleistocénna hydrografia bola vtedy dosť odlišná od terajšej. Hron ešte pred koncom spodného pleistocénu sedimentoval už v dnešnej doline. Ipeľ pravdepodobne pretekal zo Šahanskej brány približne terajšou dolinou, no priame sedimenty sa nezachovali. Napokon tvorba rubeifikovaných pôd, pôdných sedimentov a ostatných „červeníc“ bola príznačná pre interglaciály spodného pleistocénu. Priamy doklad o tomto období tvorby pôd môžu predstavovať v doline Hrona vrstvy odkryté v tehelni vo Farnej.

V strednom pleistocéne (mindel s. I., staršia časť) sa podmienky geologického vývoja opäť zmenili. Ešte pred nástupom mindelských glaciálov sa začalo oživovanie najsilnejších pleistocénnych neotektonických pohybov, ktoré sa odvtedy periodicky etapovite opakujú. V plenipleistocéne sa začalo obdobie striedania pravých intenzívnych glaciálov (nielen tzv. chladných období) s interglaciálmi. V tomto období sa akumulovali najrozsiahlejšie plochy pieskoštrkových náplavov. V oblasti Hrona sa z nich zachovala lužiansko-brutská terasa. Koncom mindelských glaciálov sa skončili náplavy na Hrone usadením hrubej

a veľmi rozsiahlej vrstvy finálnych nivných ílovitých hlín sivastého sfarbenia, ešte s chladnomilnou malakofaunou. V nasledujúcom interglaciáli sa na nich vytvárala stratigraficky posledná vrstva rubefikovaných pôd (napr. Nýrovce).

V strednom pleistocéne (riss s. l., mladšia časť) neotektonické pohyby začali vytvárať v jeho počiatočnom glaciáli (stupeň protoriss) pomerne silno a rýchlo poklesávajúce územie v doline severného úseku hronskej nivy. Hron po protorisse svoje vyústenie z neovulkanitov „preložil“ zo starej brány Kozárovce – Lipník do dnešnej Kozárovej brány. V risských glaciáloch okrem tvorby dvoch riečnych terasových akumulácií štrkov sa akumulovali aj mohutné spraše, ako aj soliflukčné a im príbuzné sedimenty. Aj v intrarisse boli silné tektonické prejavy.

V interglaciáloch (najmä mladších) stredného pleistocénu vôbec sa tvorili významné travertínové telesá minerálnych a termálnych prameňov (Dudince, Santovka, Levice – Kalinčiakovo). Tvorba väčšiny dnes zachovaných travertínov však prebiehala najmä vo vrchnom pleistocéne (posledný interglaciál), resp. v holocéne.

Vrchný pleistocén vcelku (würm s. l.) priniesol opäť plošne mimoriadne rozsiahle akumulovanie terajšej dnovej štrkovej akumulácie a usadenie spraší na obrovských plochách terajšieho povrchového rozšírenia (najmä na riečnych terasách). Spolu s asociáciou nájdenej malakofauny to poukazuje na veľmi studené, ale aj extrémne suché obdobie posledného glaciálu. Počiatkom vrchného pleistocénu sa opäť oživil tektonické pohyby.

Postglaciál (holocén) charakterizujú intenzívne náplavy nivných hlín tvoriace dva nívne stupne s vrstvami staršieho a mladšieho holocénu a plošne nepatrných výskytov humózných sedimentov a slatín. Samostatná holocénna neotektonická etapa nedosiahla veľkú intenzitu, rovnako ani recentnú seizmickú aktivitu, najmä v štruktúrach severných oblastí hronskej nivy.

## HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Z hľadiska hydrogeologických pomerov a spôsobu cirkulácie podzemných vôd je možné v severovýchodnej časti Podunajskej nížiny vyčleniť štyri základné hydrogeologické celky:

1. hydrogeologický celok mezozoika a starších útvarov,
2. hydrogeologický celok neovulkanitov,
3. hydrogeologický celok sedimentárneho neogénu,
4. hydrogeologický celok kvartéru.

Toto členenie je analogické s hydrogeologickou rajonizáciou Slovenska (Šuba et al., 1984), v rámci ktorej boli na mapovanom území vyčlenené tieto rajóny:

- QN 059 Kvartér hronských terás v Podunajskej nížine;
- Q 060 Kvartér nivy Hrona v Podunajskej nížine;
- N 061 Neogén strednej a južnej časti Ipeľskej pahorkatiny;
- N 062 Neogén Bátovskej pahorkatiny a Čajkovskej zníženiny;
- V 088 Neovulkanity severných svahov Štiavnických vrchov a Javoria;
- QN 091 Kvartér Ipľa;
- V 093 Neovulkanity južných svahov Štiavnických vrchov a Javoria;
- VN 094 Neovulkanity Krupinskej planiny, Ostrôžok a Pôtorskej pahorkatiny.

Pri charakteristike jednotlivých hydrogeologických celkov boli použité výsledky prác Škvarku, Meliorisa, Hlavatého, Bujalku, Vassa, Konečného, Vozára, Nagya, Halouzku, Pristaša, uvedených v zozname použitej literatúry.

Hydraulické vlastnosti jednotlivých členov hydrogeologických celkov a ich štatistické spracovanie sme vypracovali na základe archívnej dokumentácie hydrogeologických prieskumných vrtov GS SR – Geofondu a databázového programu HYDROSIS-HOHYVHO.

### Hydrogeologický celok mezozoika a starších útvarov

Predterciérne podložie má na mapovanom území zložitú príkrovovú stavbu. Je segmentované na elevačné a depresné štruktúry. Dlhodobou eróziou sa obnažili jeho horniny tvorené kryštalickými bridlicami a permskými sedimentmi so slabou hydrogeologickou produktivitou. Na povrch vystupujú v okolí Slatiny.

Vo väčšej miere sú odkryté karbonatické horniny mezozoika, ktoré sú z vodohospodárskeho hľadiska najpriaznivejšie zvodnené, a ak sú tektonicky atakované, často vytvárajú výstupné vetvy pre termálne vody. V prevažnej časti

územia sú prekryté molasovými sedimentmi neogénu a vulkanickými horninami. Zmenšuje to možnosť infiltrácie do tohto komplexu a znižuje intenzitu cirkulácie vôd. K infiltrácii dochádza cez bazálne klastické sedimenty a prestupom vôd zo susedných území.

Veľký význam zohrávajú hlboko založené tektonické zóny, ktoré ohraničujú elevácie vyzdvihnutých hrastí. Takou je elevačná štruktúra turovsko-levická hrasť, vymedzená zlomovým systémom sz.-jv. smeru (Vass in Melioris a Vass, 1982). Na nej vystupuje na povrch alebo leží v nevelkej hĺbke (v Dudinciach v hĺbke 70–80 m) predterciérne podložie. Hrasť je priečne rozdelená na dva segmenty: turovský a santovsko-levický. Je tektonicky porušená zlomom s.-j. smeru, patriaceho do stredoslovenského zlomového pásma. Na križovaní pozdĺžnych a priečných zlomov vyvierajú pramene minerálnych vôd, ktoré sú rozšírené hlavne na lokalitách Kalinčiakovo, Bory, Malé Krškany, Santovka, Malinovec, Dudince, Slatina a v ich okolí.

Hydrogeologickými prieskumnými vrtmi na lokalitách Kalinčiakovo a Bory sa overili strednotriasové wettersteinské vápence (silicikum). V oblasti Kalinčiakova (kúpele Margita-Ilona) boli overené karbonátové horniny hydrogeologickými vrtmi HBV-1 až HBV-3 v hĺbke 4,5–13,4 m pod terénom. Hĺbka vrtov je 80,08 m, 65,00 m, 55,50 m. Spoločnou čerpacou skúškou sa z nich sumárne overila výdatnosť  $38,21 \text{ l} \cdot \text{l}^{-1}$  (Porubský a Hlavatý, 1968). Vrt M-3 (Melioris et al., 1986) v blízkosti Kalinčiakova, hlboký 861 m, ktorý v celom profile zachytil karbonátové horniny, nezistil výdatnejší prítok vody. Vrtom M-2 Mačkáš pri Dudinciach sa v karbonátových horninách s hrúbkou 190 m zistila slabá intenzita prítokov (Melioris et al., 1986). Pripustnosť skalného masívu je teda značne premenlivá v závislosti od tektonického porušenia hornín.

Údaje o hydrogeologických pomeroch predterciérneho podložja južnej časti Štiavnických vrchov sú veľmi sporadické. Jeho litologický charakter sa overil hlbokými štruktúrnymi vrtmi mimo mapovaného územia – vrtom GK-12 (Devičany), situovaným do rudnianskej hrastí, a vrtom GK-10 (Ladzany).

Vrty overili spodnotriasové, permské a karbónske sedimenty tvorené pieskovecami, bridlicami a ílovcami. Neucelené hydrogeologické informácie nasvedčujú tomu, že vododajnosť tohto súvrstvia je malá, s jednotkovou špecifickou výdatnosťou pod  $0,1\text{--}0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ .

Charakteristika hydraulických vlastností mezozoického vápencového komplexu sa vykonala na základe zhodnotenia 7 hydrogeologických prieskumných vrtov s overením vápencového kolektora v intervale 4,5–118,5 m pod terénom s priemernou hrúbkou 43 m. Štatistické zhodnotenie dokumentuje priemerný index prietočnosti  $Y = 5,389$  so smerodajnou odchýlkou  $s = 1,44$ . Tomu zodpovedá  $T_Y$  (odhad koeficienta prietočnosti pri  $d = 0$ )  $2,45 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . V zmysle klasifikácie Krásneho (1986) ide o III. triedu prietočnosti (stredný stupeň) a extrémne nehomogénne prostredie.

Najväčšiu výdatnosť dosiahli vrty HBV-1,2/A v Malom Kiarí (25,0 l · s<sup>-1</sup> pri znížení 1,0–4,6 m). Ide pravdepodobne o situovanie vrto v tektonickej línii v údolí Sikenice. Vrtmi situovanými po pravej strane potoka Sikenica (MK-2 Malý Kiar, HS-1 Kalinčiakovo) pri hrúbke vápencového komplexu 6,5–22,0 m sa overila výdatnosť iba 0,02–0,2 l · s<sup>-1</sup> pri znížení 5,26–27,46 m. Z uvedeného vyplýva aj vysoký stupeň nehomogenity tohto hydrogeologického celku.

Z hydrogeochemického hľadiska podzemné vody viazané na horniny paleozoika a mezozoika nemajú zväčša v študovanom území autochtónny pôvod, ale ich sekundárna akumulácia je odrazom zložitého geologického a paleohydrogeologického vývoja územia. V tomto horninovom prostredí sú akumulované a vystupujú z neho iba minerálne a termálne vody, ktoré sú spracované v samostatnej kapitole.

### Hydrogeologický celok neovulkanitov

Severnú časť mapovaného územia zaberá vulkanická a vulkanoklastická výplň štiavnicej kaldery (južný okraj Štiavnických vrchov), ktorú charakterizujú andezity amfibolicko-pyroxenického typu a ich pyroklastiká veku bádén-sarmat. Ide o priesilský komplex, drastvíckú formáciu, sitniansky komplex, bielokamenské súvrstvie, komplex Humenica a produkty vulkanickej aktivity 1. etapy štiavnického stratovulkánu.

Vo východnej časti územia, približne v území zo S na J medzi Bátovcami a Santovkou a zo Z na V medzi Levicami a Tekovskými Trst'ňami, je rozšírená bad'anská formácia veku spodný až stredný sarmat. Tvoria ju pyroxenické andezity, redeponované pemzové tufy, hyaloklastitové brekie, epiklastické konglomeráty, pieskovce, pemzové tufy, prachy a íly.

Slabo spevnené produkty vulkanizmu uložené v blízkosti vulkanického centra boli rozplavované; možno pri nich sledovať určitú zonalitu litologického zloženia. So zväčšujúcou sa vzdialenosťou od vulkanického centra sa ukladali jemnejšie frakcie. Uloženie vulkanoklastického komplexu sedimentovali v morskom prostredí.

Zdroje podzemných vôd sú geneticky viazané na zónu zvýšenej puklinovitosti, na porózne vulkanické sedimenty, ako aj na významné tektonické zóny.

Vrchná časť vulkanického komplexu je vplyvom klimatických činiteľov intenzívne rozpukaná. To podmieňuje cirkuláciu a akumuláciu podzemných vôd v skalnom masíve s častým výskytom puklinovo-vrstvových prameňov.

Hlboké štruktúrne vrty realizované v Štiavnických vrchoch dokumentujú intenzívne tektonické porušenie územia. Vrty GK-12 Devičany, GK-6 Rybník a PKŠ-1 Gondovo potvrdzujú, že čajkovská a pukanecko-bátovská prepadlina je oproti rudnianskej hrasti tektonicky poklesnutá o niekoľko sto metrov. Táto tektonická pozícia vytvára vhodnú štruktúru na akumuláciu podzemných vôd.

Tab. 1 Štatistické spracovanie hydraulických vlastností hydrogeologických celkov východnej časti Podunajskej nížiny

Vek – homínový celok	Litológia kolektora	Počet vrtov (n)	Index prietočnosti Y						Odhad koeficientu		Trieda	
			min.–max.	aritm. priem. $Y_a$	medián $M_d$	rozptyl	smer. odchýlka $s$	$Y_a \pm s$	$T_y$	$T_y \pm s$	prietočnosti	variability
kvartár Hrona, pleistocén–holocén, fluviaľné sedimenty	piesky, štrky, piesčité štrky	162	4,796–7,329	6,448	6,483	0,160	0,4	6,048–6,848	2,81.10 <sup>-3</sup>	4,446.10 <sup>-4</sup> –7,047.10 <sup>-3</sup>	II	2
kvartár Hrona – ľavostranného prítoku Sikénica, pleistocén–holocén, fluviaľné sedimenty	piesky, štrky, piesčité štrky	3	6,000–6,377	6,166	6,120	0,037	0,193	5,973–6,359	1,47.10 <sup>-3</sup>	9,397.10 <sup>-4</sup> –2,286.10 <sup>-3</sup>	II	1
kvartár Hrona, pleistocén–holocén, proluviaľné sedimenty severných ľavostranných prítokov	zahlinené štrky	16	5,091–7,000	6,372	6,425	0,187	0,433	5,939–6,805	2,36.10 <sup>-3</sup>	8,690.10 <sup>-4</sup> –6,383.10 <sup>-3</sup>	II	2
kvartár Hrona, pleistocén–würm, sedimenty nízkej terasy	štrky, piesčité štrky	14	5,599–7,184	6,267	6,295	0,160	0,4	5,867–6,667	1,85.10 <sup>-3</sup>	7,362.10 <sup>-4</sup> –4,645.10 <sup>-3</sup>	II	2
kvartár Hrona, pleistocén–ris, sedimenty strednej terasy	štrky, piesčité štrky	50	5,336–7,243	6,471	6,581	0,186	0,431	6,040–6,902	2,96.10 <sup>-3</sup>	1,096.10 <sup>-3</sup> –7,980.10 <sup>-3</sup>	II	2
kvartár Hrona, pleistocén–mindel, sedimenty vrchnej terasy	štrky, piesčité štrky	16	5,426–6,736	5,908	5,891	0,133	0,365	5,543–6,273	8,09.10 <sup>-4</sup>	3,491.10 <sup>-4</sup> –1,875.10 <sup>-3</sup>	III	2



Pokračovanie tab. 1

kvartér Ipl'a, pleistocén-holocén, štrky, fluviálne sedimenty	piesky, piesčité štrky	18	5,505–6,594	6,184	6,269	0,104	0,322	5,862–6,506	1,53.10 <sup>-3</sup>	7,278.10 <sup>-4</sup> –3,206.10 <sup>-3</sup>	II	2
kvartér Ipl'a – jeho prítoku Štiavnica, pleistocén-holocén, fluviálne sedimenty	piesky, štrky, piesčité štrky	11	5,352–7,094	6,476	6,539	0,222	0,471	6,005–6,947	2,99.10 <sup>-3</sup>	1,012.10 <sup>-3</sup> –8,851.10 <sup>-3</sup>	II	2
kvartér Ipl'a – pleistocén, sedimenty terás	štrky, piesčité štrky	12	5,609–6,357	6,108	6,196	0,059	0,243	5,865–6,351	1,28.10 <sup>-3</sup>	7,328.10 <sup>-4</sup> –2,244.10 <sup>-3</sup>	II	1
pliocén – völkovské súvrstvie	piesky, štrky	17	4,665–5,921	5,204	5,222	0,176	0,420	4,784–5,624	1,60.10 <sup>-4</sup>	6,081.10 <sup>-5</sup> –4,207.10 <sup>-4</sup>	III	2
miocén-panón – ivánske súvrstvie	piesky, štrky	39	3,347–6,447	5,225	5,273	0,478	0,691	4,564–5,946	1,80.10 <sup>-4</sup>	3,664.10 <sup>-5</sup> –8,831.10 <sup>-4</sup>	III	3
spodný až stredný sarmat – deltová sedimentácia	piesky, pieskovec, štrky, zlepenec (vulk. mater.), tufy, tufty	42	3,939–7,301	5,646	5,715	0,498	0,707	4,939–6,353	4,43.10 <sup>-4</sup>	8,690.10 <sup>-5</sup> –2,254.10 <sup>-3</sup>	III	3
spodný až stredný sarmat – bad'anská formácia	andezity	7	3,777–7,018	5,629	5,326	1,286	1,134	4,495–6,763	4,26.10 <sup>-4</sup>	3,126.10 <sup>-5</sup> –5,794.10 <sup>-3</sup>	III	4
spodný až stredný sarmat – bad'anská formácia	andezity, pyroklastika	10	3,558–5,991	5,126	5,220	0,539	0,734	4,392–5,860	1,34.10 <sup>-4</sup>	2,466.10 <sup>-5</sup> –7,244.10 <sup>-4</sup>	III	3
spodný až stredný sarmat – bad'anská formácia	pyroklastika	41	4,172–6,950	5,566	5,658	0,387	0,622	4,944–6,188	3,68.10 <sup>-4</sup>	8,790.10 <sup>-5</sup> –1,542.10 <sup>-3</sup>	III	3

spodný až stredný sarmat – j. okraj Štiavnických vrchov, prieseľský komplex, dravtic- ká formácia, sit- niansky komplex, bielokamenské súvrstvie, komplex Humencia	6	4,965– 7,097	5,814	5,731	0,692	0,832	4,982– 6,646	$6,52 \cdot 10^{-4}$	$9,594 \cdot 10^{-5}$ – $4,426 \cdot 10^{-3}$	III.	3
spodný až stredný sarmat, j. okraj Štiavnických vrchov	9	4,330– 8,071	5,768	5,666	1,427	1,194	4,574– 6,962	$5,86 \cdot 10^{-4}$	$3,750 \cdot 10^{-5}$ – $9,162 \cdot 10^{-3}$	III.	4
spodný až stredný sarmat, j. okraj Štiavnických vrchov	7	3,222– 6,609	5,565	5,877	1,350	1,162	4,403– 6,727	$3,67 \cdot 10^{-4}$	$2,529 \cdot 10^{-5}$ – $5,333 \cdot 10^{-3}$	III.	4
spodný až vrchný báden – spodný sarmat, ľadzianske súvrstvie, plášťov- ské vrstvy, sebe- chlebská formácia	47	4,125– 7,067	5,791	5,876	0,410	0,640	5,151– 6,431	$6,18 \cdot 10^{-4}$	$1,416 \cdot 10^{-4}$ – $2,698 \cdot 10^{-3}$	III.	3
stredný trias – silicikum	7	3,580– 7,398	5,389	5,421	2,075	1,440	3,949– 6,829	$2,45 \cdot 10^{-4}$	$8,892 \cdot 10^{-6}$ – $6,745 \cdot 10^{-3}$	III.	4

Časť podzemných vôd zo skalného masívu vystupuje na styku s kotlinou zo zlomovej línie v podobe prameňov a časť sa pretláča do priepustných sedimentov kotliny.

Najpriepustnejší úsek tektonickej zóny zachytil vrt HŠ-6 Čajkov hlboký 110,0 m (Škvarka, 1971). Z neho sa po odvítaní namerlal prietok vody  $26,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  v úrovni terénu. 21-dňovou čerpacou skúškou sa zdokumentovala maximálna výdatnosť  $50,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení hladiny vody vo vrte o 6,3 m. Do roku 1980 jeho výdatnosť poklesla na  $6,0\text{--}8,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . V roku 1980 sa v jeho tesnej blízkosti realizoval náhradný vrt HČ-2 do hĺbky 95,0 m (Bátory, 1981). Trojmesačnou čerpacou skúškou sa overili nasledujúce hodnoty výdatnosti a zníženia:  $70,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri 0,6 m;  $90,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri 1,58 m;  $104,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri 2,65 m a  $113,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri 3,66 až 3,81 m. Táto priepustná zóna sa overila aj hydrogeologickým vrtom HŠ-4 Rybník s hĺbkou 106,0 m s výdatnosťou  $75,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 6,0 m (Škvarka, 1971). Navrtaním vody vo vrte HŠ-6 poklesla výdatnosť vo vrte HŠ-4.

V oblasti Pukanec – Majere sa uskutočnili vrty HŠ-2 a HŠ-3 s artézskym prietokom  $10,0$  a  $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (Škvarka, 1971). Na základe doterajších poznatkov je v skalnom masíve vytvorená nádrž podzemných vôd v zložitom puklinovo-pórovom prostredí. Monoklinálna stavba podmieňuje usmernenie toku podzemných vôd z. a jz. smerom. Na styku s čajkovsko-pukaneckou depresiou cirkulujú po tektonicky drvenej zóne. Časť podzemných vôd sa pretláča do priepustných sedimentov kotliny, časť prestupuje v oblasti Rybníka do fluviaálnych sedimentov rieky Hron. Vo vulkanickom komplexe vystupuje niekoľko výverov podzemných vôd – buď prirodzených, alebo ako výtoky zo starých banských štôlní. Ide o prameň Teplá voda s výdatnosťou  $2,63\text{--}6,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a Štôľňu Egri s výdatnosťou  $2,32\text{--}9,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Čajkovsko-pukanecká depresia sa v. smerom styka s ladzianskou hrast'ou. Tento styk je ohraničený menej výraznou zlomovou líniou, ktorá prebieha údolím potoka Sikenica. Jej intenzívnu priepustnosť overil vrt HŽ-3 Žemberovce (Takáčová, 1968). Vrt zachytil dobre zvodnené rozpukané andezity. Čerpacou skúškou sa vo vrte overila výdatnosť  $20,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 2,13 m.

V rámci štatistického spracovania hydraulických vlastností hydrogeologického celku neovulkanitov sme v študovanom území vyčlenili 7 odlišných horninových celkov:

- andezity bad'anskej formácie,
- andezity a pyroklastiká bad'anskej formácie,
- pyroklastiká bad'anskej formácie,
- andezity južného okraja Štiavnických vrchov,
- andezity a pyroklastiká južného okraja Štiavnických vrchov,
- pyroklastiká južného okraja Štiavnických vrchov,
- pyroklastiká ladzianskeho súvrstvia, plášťovských vrstiev a sebechebskej formácie.

Všetky horninové celky charakterizuje stredný stupeň prietočnosti so značnou až extrémnou nehomogenitou. Najvyšší priemerný koeficient prietočnosti  $T_Y$  dosiahli andezity j. okraja Štiavnických vrchov, pyroklastiká sebecklebskej formácie a príslušných vrstiev, celok andezitov a pyroklastík j. okraja Štiavnických vrchov a čisté andezity bad'anskej formácie ( $6,52 \cdot 10^{-4}$ ;  $5,86 \cdot 10^{-4}$ ;  $4,26 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Je teda zrejmé, že v prípade zvýšenej puklinovitosti andezitových masívov, resp. tufitických pieskovcov a tufitov, ako aj pri situovaní vrtoch na tektonickú líniu je možné overiť relatívne väčšie množstvo podzemných vôd v týchto celkoch.

Najvyššiu výdatnosť dosiahol vrt HČ-2 Čajkov ( $113,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) s polohou rozpukaných andezitov v hĺbke 64,0–95,0 m pod terénom, vrt HŠ-4 Rybník ( $75,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) s andezitmi v hĺbke 4,0–106,0 m, vrt HČ-6 Čajkov ( $50,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), vrt HT-1 Hontianske Trst'any v tufitoch a tufitických pieskovcoch sebecklebskej formácie ( $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ), vrt HJ-1 Jablonoŕovce v andezitoch a pyroklastikách ( $24,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a vrt HŽ-3 Žemberovce ( $20,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) v andezitoch bad'anskej formácie. Príslušné zníženia vo vrtoch kolísali v intervale 2,13–24,64 m, špecifická výdatnosť týchto pozitívnych vrtoch bola  $1,43\text{--}117,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  (priemerná hodnota je  $26,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ); vo všetkých vrtoch v uvedených štyroch horninových celkoch bola špecifická výdatnosť  $0,01$  až  $117,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  (priemerná hodnota je  $3,42 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Všetky dosiahnuté výsledky štatistického spracovania sú uvedené v tabuľke 1 (4).

Chemizmus podzemných vôd neovulkanitov je podmienený hydrolytickým rozkladom silikátov, procesom oxidácie rozptýlených sulfidov a rozpúšťaním karbonátov. Chemické zloženie kolíše od výrazného Ca–HCO<sub>3</sub> typu cez prechodný Ca–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> až k typu Ca–SO<sub>4</sub>. Absolútna prevaha výrazného Ca–HCO<sub>3</sub> typu s častou prítomnosťou Na–HCO<sub>3</sub> vo vodách plytkého obehu dokumentuje celkove veľmi nízky fón rozptýlenej sulfidickej mineralizácie vo vulkanickosedimentárnom komplexe študovaného územia.

V prípade vôd rôznych druhov pyroxenických andezitov, ktoré sú typickými silikátogénnymi vodami, mineralizácia iba zriedka prekračuje  $150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Vo vodách pyroklastík (s výnimkou tufov), na formovaní ktorých sa výrazne podieľa aj rozpúšťanie karbonátov, celková mineralizácia iba ojedinele klesá pod  $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Mineralizácia vôd prameňov má v priemere hodnotu  $210 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Pre podzemné vody plytkého obehu je charakteristický nestály režim. Zmeny oxidačno-redukčných, resp. termodynamických podmienok s hĺbkou podmieňujú charakteristický posun chemizmu podzemných vôd vulkanickosedimentárneho komplexu od Ca–HCO<sub>3</sub> k Na–HCO<sub>3</sub> typu (Gazda, 1969). Lokálne sa vo vodách vyskytuje zvýšený obsah Fe a Mn.

## Hydrogeologický celok sedimentárneho neogénu

Sedimentárny neogén v študovanom území zastupujú v najzápadnejšej časti pliocénne piesky, štrky a íly volkovského súvrstvia, ďalej na východ sú to panónske piesky, štrky, íly, prachy a uhoľné sloje ivánskeho súvrstvia. Sarmat v zastúpení pieskov, štrkov, ílov, zlepcov, pieskovcov a tufitických pieskovcov vystupuje v regióne na povrch len na sz. okraji v okolí Kozároviec. Väčšiu prstovitú plochu v juhocentrálnej časti mapovaného územia zaberajú sarmatské usadeniny deltovej sedimentácie bad'anskej formácie vo vývoji pieskov, pieskovcov, prachov, drobnozrnných štrkov, konglomerátov zložených z vulkanického materiálu, zlepcov, tufitických ílov, tufov, tufitov a sporadicky telies machovkových vápencov.

Báden charakterizujú vulkanickosedimentárne plášťovské vrstvy (polymiktné konglomeráty, epiklastické pieskovce, tufitické íly, prachy a tufitické pieskovce) a sebecchlebská formácia (tufitické pieskovce, piesčité tufity) v juhovýchodnej časti územia.

Sedimentárna výplň kotlín má prevažne pelitický charakter. Pelity sa striedajú s psefiticko-psamitickými polohami rôznej hrúbky. Okrem vertikálnej faciálnej rôznorodosti v sedimentárnej výplni často pozorovať i horizontálnu zmenu litologického charakteru hornín. Významnejšie horizonty podzemných vôd sú viazané na bazálne časti výplne, prípadne okrajové časti panví tvorené polohami štrkov a zlepcov. Pripustné horizonty sa často prstencovito vyklíňujú a sú v nich akumulované artézske vody.

Bátovskú pahorkatinu tvoria sedimenty sarmatu a sedimenty stredného a vrchného bádenu, ktoré sa striedajú s vulkanickými horninami. Hydrogeologický charakter sedimentárnej výplne overili hydrogeologické vrty do hĺbky 200 m. Vrtnými prácami sa zistilo, že sedimentárnu výplň tvoria prevažne pelitické sedimenty s ojedinelými piesčitými polohami.

V území budovanom sedimentmi neogénu boli vyčíslené využiteľné zásoby podzemnej vody  $12,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  (Fecek, 1981).

Podstatne priaznivejšie hydrogeologické pomery sa zistili v oblasti Santovskej pahorkatiny, kde sú častejšie rozšírené hrubozrnnnejšie sedimenty tvorené pieskami rôzneho-granulometrického zloženia a preplavené vulkanické horniny. Prítomnosť hrubozrnnnejších sedimentov je geneticky viazaná na blízkosť elevačnej štruktúry podložia – santovsko-turovskej hrasti. Sedimenty sarmatu a bádenu ležia diskordantne na starších predterciérnych horninách. Podľa Vassa (1971) má územie blokovú stavbu. Jednotlivé bloky majú rozdielnu vnútornú stavbu a litologickú výplň s odlišnou hĺbkovou úrovňou. To značne komplikuje hydrogeologické pomery územia a umožňuje prestup podzemných vôd z jedného horizontu do druhého.

V centrálnej a južnej časti Ipeľskej pahorkatiny boli vyčíslené zásoby podzemných vôd v kategórii C<sub>2</sub> v množstve 175,0 l · s<sup>-1</sup>.

Územie Brhlovského podhoria budujú prevažne vulkanoklastické a vulkanické horniny s dominantnou pórovou priepustnosťou. Na morfológických vyvýšeninách je hladina hlboko poklesnutá. Neogénne polohy sú prekryté mocnými deluviálnymi hlinami, miestami presahujúcimi 5,0 m, často s málo výdatnými horizontmi podzemnej vody, ktoré v suchých obdobiach vysychajú.

S cieľom štatistického spracovania sme v rámci tohto hydrogeologického celku vyčlenili nasledujúce horninové celky:

- volkovské súvrstvie,
- ivánske súvrstvie,
- vrábeľské súvrstvie,
- deltová sedimentácia.

Pretože vo vrábeľskom súvrství boli situované len dva vrty, v tabuľke 1 sú uvedené výsledky iba z troch sedimentárnych, resp. vulkanickosedimentárnych celkov. Na základe priemerných hodnôt koeficientu prietočnosti T<sub>Y</sub> charakterizuje celý hydrogeologický celok sedimentárneho neogénu stredná trieda prietočnosti s miernou až značnou nehomogenitou.

V horninovom celku deltovej sedimentácie, ktorý má najvyššiu hodnotu T<sub>Y</sub> (4,43 · 10<sup>-4</sup> m<sup>2</sup> · s<sup>-1</sup>), kolíše špecifická výdatnosť vrto v intervale 0,01 až 20,0 l · s<sup>-1</sup> · m<sup>-1</sup> (priemerná hodnota je 1,42 l · s<sup>-1</sup> · m<sup>-1</sup>). Najvyššia výdatnosť bola overená vrtom HGZ-1 Zbrojníky, realizovanom v súvrství pieskov a štrkov do hĺbky 172,0 m (29,85 l · s<sup>-1</sup> pri znížení 28,86 m) a v pieskoch a pieskovcoch v profile vrtu HGŽ-1 Želiezovce (hĺbka vrtu 350,0 m; výdatnosť 13,5 l · s<sup>-1</sup> pri znížení 7,0 m).

Mladšie piesčité a štrkopiesčité celky panónu (ivánske súvrstvie) a pliocénu (volkovské súvrstvie) sú charakteristické najnižšími priemernými hodnotami koeficientu prietočnosti T<sub>Y</sub> (1,80 · 10<sup>-4</sup>; 1,60 · 10<sup>-4</sup> m<sup>2</sup> · s<sup>-1</sup>). Je to spôsobené pravdepodobne zvýšenou prítomnosťou pelitických frakcií.

Špecifická výdatnosť vrto situovaných v ivánskom súvrství kolíše v intervale 0,01–2,80 l · s<sup>-1</sup> · m<sup>-1</sup> (priemerná hodnota je 0,47 l · s<sup>-1</sup> · m<sup>-1</sup>). Najvyššia výdatnosť bola overená vo vrte HVS-3 Dolná Seč (hĺbka vrtu 150,0 m; výdatnosť 25,0 l · s<sup>-1</sup>; zníženie 16,72 m; kolektor – pieskovce).

Vo vrtoch umiestnených vo volkovskom súvrství sa špecifická výdatnosť vrto pohybuje v intervale 0,05–0,83 l · s<sup>-1</sup> · m<sup>-1</sup> (priemerná hodnota je 0,24 l · s<sup>-1</sup> · m<sup>-1</sup>). Najpriaznivejšie výsledky sa zistili vo vrte HGTL-4 Tekovské Lužany, ktorý zachytil v profile do hĺbky 158,0 m hrubozrnné piesčité polohy. Výsledky čerpacích prác potvrdili hodnotu 10,0 l · s<sup>-1</sup> pri znížení 13,0 m.

Z hľadiska hydrogeochemických pomerov v sedimentoch neogénu Podunajskej nížiny do hĺbky 100–150 m prevládajú karbonátogénne vody. Pomalé prúdenie vody v pórovom prostredí a zvýšená koncentrácia CO<sub>2</sub> sa odzrkadľuje

vo zvýšených hodnotách mineralizácie vôd (0,4 až 0,9 g · l<sup>-1</sup>). Vody sú zväčša Ca-HCO<sub>3</sub> typu, pričom s hĺbkou vzrastá podiel zložky Mg-HCO<sub>3</sub>. Hodnoty pomeru Mg/Ca sa pohybujú od 0,2 do 1,0. Smerom do hĺbky sa typ vôd mení od Ca-(Mg)-HCO<sub>3</sub> cez Na-HCO<sub>3</sub> po Na-Cl typ za súčasného vzrastu mineralizácie. Približne od hĺbky 300 m sa vyskytujú termálne vody.

V podzemných vodách pliocénu je možné lokálne pozorovať rozptýlené CO<sub>2</sub>, čo sa prejavuje aj vo zvýšenej mineralizácii za súčasného vzrastu Na-HCO<sub>3</sub> zložky (napr. v oblasti Želiezoviec).

Podzemné vody sarmatu Ipeľskej pahorkatiny sú prevažne Ca-(Mg)-HCO<sub>3</sub> typu s mineralizáciou 0,6–1,2 g · l<sup>-1</sup>. Vo vodách s plytkým obehom je prítomná Ca-SO<sub>4</sub> zložka (produkt oxidácie akcesorického pyritu). Vo vodách hlbšieho obehu sa prejavuje Na-HCO<sub>3</sub> zložka. Najnižšiu mineralizáciu majú podzemné vody v s. časti Ipeľskej pahorkatiny a v jej sv. ohraničení, kde sa zvodnenie viaže na pyroklastiká neovulkanitov (Pukanec, Pečenice, Kmeťovce, Bátovce). Prestupy vôd z neovulkanitov indikuje pomerne výrazné zastúpenie Na-HCO<sub>3</sub> zložky.

Maximálnu mineralizáciu (až do 1,6 g · l<sup>-1</sup>) majú podzemné vody hlbšieho obehu v oblastiach s morskou sedimentáciou (kolektory vrchného bádenu).

## Hydrogeologický celok kvartéru

Kvartérne sedimenty predstavujú v študovanom území významný horizont, v ktorom sú akumulované podzemné vody. Najviac priepustné sú fluviálne sedimenty lemujúce toky riek Hrona a Ipľa a ich prítokov.

Dôležitú úlohu z hydrogeologického hľadiska má zvetraninový plášť, svahové sedimenty a náplavové kužele, ktorých hrúbka miestami presahuje 4 až 5 m. Majú dôležitú úlohu pri akumulácii zrážkových vôd, ovplyvňujú intenzitu ich infiltrácie do hlbších horizontov. V prípade kontaktu s nepriepustnými horninami v podloží v nich býva vytvorený súvislý horizont podzemných vôd, ktoré často zachytávajú domové studne. Ich výdatnosť je nepatrná, má však dôležitú úlohu z hľadiska zásobovania malých spotrebísk vodou. Pramene sú tu zriedkavé. Častejšie z nich vystupujú plošné zamokrenia v terénnych depresiaciach.

Fluviálne sedimenty uložené v údolných nivách a starších terasových stupňoch tvoria štrkové a piesčité sedimenty, ktoré sú prekryté náplavovými hlinami. Podzemné vody v poriečnej nive sú v priamej hydrodynamickej spojitosti s povrchovými vodami, lebo rieka býva zvyčajne zaerodovaná do priepustných štrkopiesčitých sedimentov a nastáva brehová infiltrácia, najmä pri čerpaní väčšieho množstva vody z fluviálnych sedimentov. Vyššie terasové stupne majú menšie plošné rozšírenie, často sú redukované eróziou. Dopĺňajú ich prevažne zrážky, resp. prítok vody z vyššie položených území. Bývajú zahľinené a sú tu len obmedzené predpoklady na akumuláciu väčšieho množstva podzemných vôd.

Údolie Hrona sa pod Tlmačmi v okolí Levíc rozširuje až do šírky 10 km. V tejto tektonicky poklesnutej časti územia sa vytvorili priaznivé podmienky na akumuláciu štrkopieskov, ktorých hrúbka miestami presahuje 20 m. Hydrogeologicky najproduktívnejšie sedimenty sa nachádzajú v oblasti Kozároviec, Nového Tekova, Hronských Kl'áčian a Kalnej. Výdatnosť vrto v sa pohybuje od 3 do 30 l . s<sup>-1</sup>.

Pod Kalnou sa hrúbka štrkopieskov znižuje na 4–6 m, výdatnosť vrto v je tiež nižšia. Medzi Turou – Starým Hrádkom – Mýtnymi Ludanmi až po Domašu šírka údolnej nivy dosahuje 3–4 km, ojedinele i viac. Hrúbka fluvialných sedimentov je 5–10 m. Zvodnený horizont tvoria štrkopiesky hrubé 4–8 m. Výdatnosť vrto v sa pohybuje okolo 10 l . s<sup>-1</sup>.

Staršie terasové stupne majú malé plošné rozšírenie a sú vzájomne izolované. Majú význam ako zdroj podzemných vôd pre malé lokálne spotrebiská.

Generálny smer prúdenia podzemných vôd je zhodný so smerom údolí – približne SZ–JV.

Hrúbka náplavov Ipeľa dosahuje v území Šiah 6–8 m. Zvodnený štrkopiesčitý horizont má hrúbku 2,5–5,0 m, výdatnosť vrto v sa pohybuje okolo 1–2 l . s<sup>-1</sup> pri znížení 1–2 m.

V oblasti Vyškoviec sa hrúbka sedimentov zvyšuje na 9–10 m, výdatnosť vrto v je 5–8 l . s<sup>-1</sup>, v okolí Ipeľského Sokolca je výdatnosť okolo 4–5 l . s<sup>-1</sup>.

Aluviálnu nivu lemujú staršie terasové stupne rieky Ipeľ. Prevažná časť podzemných vôd skryto prestupuje do fluvialných sedimentov. Pri starších terasách pozorovať intenzívnejšie zahlinenie zvodnených štrkopieskov, čo spôsobuje zníženie ich priepustnosti.

Z prítokov rieky Ipeľ má z hydrogeologického hľadiska na mapovanom území najväčší význam Štiavnica a jej náplavy. Podľa Bujalku (1962) v bystrinnom úseku majú fluvialne sedimenty hrúbku 2,5–3,0 m. Údolná niva dosahuje cca 100–300 m. Kolektory tvoria zahlinené štrkopiesky a sutiny, ktoré dopĺňa podzemná voda zo svahových sutín a skalného masívu. Výdatnosť vrto v ojedinele presahuje 0,2 l . s<sup>-1</sup>. V prechodnom úseku toku sa údolná niva rozširuje na 500 m, hrúbka fluvialných sedimentov sa zvyšuje priemerne na 5,0 m. V nížinnom úseku má niva 1–1,5 km, hrúbka náplavov je 7–11 m.

Náplavy rieky Štiavnice sú v okolí Tupej a Dudiniec vysoko priepustné. Výdatnosť vrto v sa pohybuje okolo 3–5 l . s<sup>-1</sup>, ojedinele i viac.

Štatistické spracovanie hydraulických parametrov hydrogeologického celku kvartéru sme vykonali sumárne na 307 vrtoch, z toho 261 vrto v je situovaných v sedimentoch Hrona a 46 v sedimentoch Ipeľa.

V kvartéri Hrona bolo vyčlenených 6 nasledujúcich horninových celkov:

- fluvialne sedimenty Hrona,
- fluvialne sedimenty prítokov Hrona (ľavostranného prítoku Sikenica),



– proluviálne sedimenty severných ľavostranných prítokov Hrona (náplavové kužele),

- sedimenty nízkej terasy Hrona,
- sedimenty strednej terasy Hrona,
- sedimenty vrchnej terasy Hrona.

S výnimkou najstarších sedimentov mindelskej vrchnej terasy sú v zmysle odvodeného koeficientu prietočnosti  $T_Y$  všetky vyčlenené horninové celky kvartéru Hrona charakteristické vysokou prietočnosťou ( $T_Y = 1,47 \cdot 10^{-3}$  až  $2,96 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). V priemere najpriepustnejšie sú sedimenty strednej terasy ( $T_Y = 2,96 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ), fluviálne sedimenty Hrona ( $2,81 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a náplavové kužele ( $2,36 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Pre sedimenty vrchnej terasy bola vypočítaná priemerná hodnota  $T_Y = 8,09 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (stredná prietočnosť). Vyčlenené celky majú dobre vytriedené kolektory s miernou nehomogenitou (2. trieda variability), 3 vrty v náplavoch Sikenice overili homogénne prostredie s 1. triedou variability (smerodajná odchýlka  $s = 0,193$ ).

Najvyššiu výdatnosť overili vrty s hĺbkou 8,5–9,5 m, situované vo fluviálnych náplavoch Hrona (vrt HR-3 Hronské Kosihy:  $33,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 3,06 m; vrt HV-1 Želiezovce:  $28,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 2,4 m; vrt H-582 Mýtne Ludany:  $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 2,1 m). Špecifická výdatnosť vrtov kolíše v intervale 0,06 až  $21,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ .

Vysokú výdatnosť dosiahli aj niektoré vrty s hĺbkou 8,5–15,0 m, orientované na stredný terasový stupeň Hrona (vrt Š-1 Šarovce:  $20,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 2,52 m; vrt RH-2 Želiezovce:  $16,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 3,5 m; vrt Hronovce HH-3:  $14,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri znížení 2,17 m). Špecifická výdatnosť vrtov sa pohybuje v intervale 0,22– $17,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ .

Výdatnosť vrtov, ktorú overili kolektory náplavových kužeľov v území ohraničenom líniami Tilmače – Čajkov, Veľké Kozmálovce – Hronské Kosihy, kolíše v intervale 1,1– $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  pri zníženíach 0,3–7,3 m. Hodnoty špecifickej výdatnosti vrtov sa pohybujú od 0,12 do  $10,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  (priemerná hodnota je  $3,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ).

V území budovanom kvartérnymi usadeninami Ipľa boli z hydrogeologického hľadiska vyčlenené tieto 3 horninové celky:

- fluviálne sedimenty Ipľa,
- fluviálne sedimenty prítokov Ipľa (Štiavnice, Veperca, Búru a Jelšovky),
- sedimenty terasových stupňov Ipľa.

Na základe priemerných hodnôt koeficientu prietočnosti  $T_Y$  celý hydrogeologický celok kvartéru v povodí Ipľa charakterizuje vysoká prietočnosť ( $T_Y = 1,28$ – $2,99 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) s miernou nehomogenitou ( $s = 0,243$ – $0,471$ ).

Vo vyčlenenom horninovom celku fluviálnych sedimentov Ipľa je priemerná hodnota  $T_Y = 1,53 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom špecifická výdatnosť vrtov kolíše v intervale 0,32– $3,93 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  (priemerná hodnota je  $1,88 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Hydrogeo-

logické vrty v riečnych náplavoch Ipľa dosahovali výdatnosť 0,8–10,0 l . s<sup>-1</sup> pri zníženíach 0,91–5,48 m. Najvýdatnejšie boli vrty HKŠ-2 Tupá (10,0 l . s<sup>-1</sup> pri 3,5 m) a VŠ-2 Vyškovce (8,35 l . s<sup>-1</sup> pri 3,0 m).

Najpriepustnejší je horninový celok fluviálnych náplavov Štiavnice ( $T_Y = 2,99 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Výdatnosť vrtov kolísala v intervale 1,5–20,83 l . s<sup>-1</sup> pri zníženíach 0,19–6,67 m. Špecifická výdatnosť dosiahla hodnoty 0,22–8,0 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup> (priemerná hodnota je 4,41 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup>). Najvyššia výdatnosť bola overená na vrtoch S-1 a HG-2 s hĺbkou 12,5, resp. 12,0 m v Slatine (20,83 a 16,0 l . s<sup>-1</sup> pri znížení 4,12 a 1,69 m).

Horninový celok terasových stupňov Ipľa charakterizuje  $T_Y = 1,28 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , pričom špecifická výdatnosť vrtov kolíše v intervale 0,41–2,27 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup> (priemerná hodnota je 1,45 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup>). Najvyššiu výdatnosť vrtov overili čerpacie skúšky na lokalite Tupá, vrt IS-4 (6,36 l . s<sup>-1</sup> pri znížení 5,1 m) a v Ipeľskom Sokolci, vrt HIS-2 (5,5 l . s<sup>-1</sup> pri znížení 3,0 m).

Pretože v náplavoch Veperca, Búru a Jelšovky boli situované menej ako 3 hydrogeologické vrty, nie je možné ich štatisticky spracovať. Priemerné hodnoty  $T_Y$  v jednotlivých celkoch boli  $1,02 \cdot 10^{-3}$ ;  $8,93 \cdot 10^{-4}$  a  $6,03 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ . Z hľadiska chemických a fyzikálnych vlastností podzemných vôd kvartérnych sedimentov možno v celom študovanom území pozorovať značnú priestorovú variabilitu.

Podzemné vody fluviálnych sedimentov Hrona majú po Kalnú nad Hronom pomerne nízku mineralizáciu (0,3–0,6 g . l<sup>-1</sup>). Ide prevažne o menej výrazný Ca–HCO<sub>3</sub> typ s relatívne nízkou hodnotou pomeru Mg/Ca (pod 0,55). V okolí Levíc dosahuje mineralizácia pod vplyvom znečistenia 0,6–0,9 resp. 1,2 g . l<sup>-1</sup>. Pod Levicami je mineralizácia vôd 0,6–0,8 g . l<sup>-1</sup>, pomer Mg/Ca sa vplyvom podzemných vôd hronskej terasy pohybuje okolo hodnoty 2,0. Podzemné vody sú často sekundárne kontaminované, čo sa prejavuje najmä zvýšeným obsahom NO<sub>3</sub>, Fe a Mn.

Vody náplavov Ipľa vykazujú v dolnom úseku toku veľký rozptyl mineralizácie (0,2–2,2 g . l<sup>-1</sup>) a pestrosť chemického zloženia. Je to ovplyvnené rozptylom viacej mineralizovaných vôd z podložia, priamou infiltráciou nízko mineralizovaných zrážkových vôd, sekundárnym znečistením rôzneho pôvodu a charakteru a podobne.

## MINERÁLNE VODY

V santovsko-turovskej hrasti sa vyskytujú dva druhy minerálnych vôd. Sú to *akratotermny* (s teplotou vôd cca 26 °C a mineralizáciou 0,96–1,0 g . l<sup>-1</sup>) a *uhlčité vody* (s obsahom CO<sub>2</sub> cca 1 300–2 160 mg . l<sup>-1</sup>). Vody sú rozšírené v území medzi Kalinčiakovom a Hornými Turovcami.

*Akratotermy* sú viazané na karbonáty silicika, ktoré v oblasti Malých Krškán a Kalinčiakova budujú wettersteinské vápence. Ide o minerálne vody typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ . Akratotermy v Kalinčiakove tvoria v rámci celej zriedlovej línie samostatnú jednotku s vlastnou oblasťou tvorby termálnych vôd, ktorá nie je v spojitosti s oblasťou Santovka – Horné Turovce. Vyvierajú na kalinčiakovskom zlome, pričom tranzitno-akumulačná oblasť je viazaná na sikenickú depresiu. Dopĺňanie sa pravdepodobne uskutočňuje po kalinčiakovskom zlome, ktorý môže drénovať aj vody vulkanoklastik napr. od Malých Krškán, kde môžu mať priamy kontakt s vápencami mezozoika (Melioris et al., 1986). Vody v Kalinčiakove s teplotou 26 °C sa využívajú v rekreačných bazénoch na kúpanie.

*Uhličité minerálne vody* sú viazané na permské, triasové a bádenské sedimenty. Patria k vodám so zmiešanou karbonátogénnou, sulfátogénnou a marínogénnou mineralizáciou. Po chemickej stránke sú rozdelené na tri typy: dudinský, slatinský a santovský typ (Melioris, l. c., 1986).

Dudinský typ reprezentujú vody z vrtov S-3 v Dudinciach, B-3 v Santovke a M-2 v Mačkáši. Vody sú viazané na bádenské klastiká a spodotriasové kremenec, organogénne vápence a na mezozoické vápence. Pre tieto vody je charakteristická zvýšená teplota (26,2–33,1 °C), prítomnosť  $\text{CO}_2$  (1,23–1,45 g · l<sup>-1</sup>) a  $\text{H}_2\text{S}$  (4,7–11,2 mg · l<sup>-1</sup>). Chemické zloženie je stabilné, čo dokumentuje mineralizácia (5,6–6,0 g · l<sup>-1</sup>),  $\text{S}_1(\text{Cl})$  (20,1–21,8) a  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$  (2,1–3,3). Infiltračnú oblasť tvoria j. svahy Štiavnických vrchov a Krupinská vrchovina (Ivan, 1952; Melioris, 1986), tranzitno-akumulačnú oblasť predstavuje bzovicka depresia.

Slatinský typ reprezentujú minerálne vody v Slatine, vody z vrtov M-1 a M-5 v osade Mačkáš, z vrtu S-6 v Dudinciach a vody z viacerých zdrojov v Horných Turovciach. Typovo sú tieto vody najviac podobné vodám z vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach (Franko a Gazda, 1967). Teplota vôd je nízka (7,3 až 22,0 °C), obsah  $\text{CO}_2$  je vyšší (0,84–2,16 g · l<sup>-1</sup>),  $\text{H}_2\text{S}$  sa vyskytuje len ojedinele. Mineralizácia vôd je nestabilná (1,3–7,0 g · l<sup>-1</sup>). Chemické zloženie určuje pomer miešania vyššie mineralizovaných vôd dudinského typu s vodami kvartérnych náplavov s nižšou mineralizáciou. Odráža sa to v salinite  $\text{S}_1(\text{Cl})$ , ktorá sa pohybuje v rozpätí 2,4–29,3 a v koeficiente  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$ , ktorý kolíše v rozsahu 1,9–38,5. Vody do okolia Slatiny môžu prestupovať tak zo severu cez turovskú hrast', ako aj z juhu zo semerovskej prepadliny, v ktorej je situovaný vrt ŠV-8 (Melioris et al., 1986).

Santovský typ reprezentujú vody z vrtov B-4 až B-9, B-11, B-14 a HG-4. Teplota vôd sa pohybuje v rozmedzí 12,1–16,0 °C, obsah  $\text{CO}_2$  v rozsahu 1,4 až 2,43 g · l<sup>-1</sup>, výskyt  $\text{H}_2\text{S}$  je zriedkavý. Mineralizácia kolíše v intervale 2,4–6,5 g · l<sup>-1</sup>. Chemické zloženie určuje pomer miešania hlbších vôd s podpovrchovými vodami.

V Santovke a Slatine sa vody využívajú na plnenie do fľaš ako stolové pitné minerálne vody. V Dudinciach sa voda využíva v kúpeľoch na liečenie. V Dudinciach a v Santovke-Malinovci sa voda využíva v rekreačných bazénoch.

V Dudinciach sa odporúča z vrtu S-3 odoberať 12,0 l . s<sup>-1</sup>, v Santovke pre plniareň z vrtu B-6 a HG-4 0,5 l . s<sup>-1</sup> (Bondarenková, 1984), pre kúpalisko v Santovke-Malinovci z vrtu B-3 v sezóne 8,0 l . s<sup>-1</sup>, mimo sezóny je preliv upravený na 2,0–3,0 l . s<sup>-1</sup> (Orvan a Tkáčik, 1966), pre plniareň v Slatine z vrtu BB-1 cca 1 l . s<sup>-1</sup> (Melioris et al., 1986).

Pre Santovku, Dudince a Slatinu boli vymedzené samostatné ochranné pásma 1. a 2. stupňa a pre všetky lokality spoločné ochranné pásmo 3. stupňa (Melioris et al., 1986).

Hydrochemickú charakteristiku minerálnych vôd uvádzame v prehľadnej tabuľke 2.

Tab. 2 Prehľad základných hydrochemických charakteristík minerálnych vôd

Teplota vody °C	CO <sub>2</sub> g . l <sup>-1</sup>	H <sub>2</sub> S mg . l <sup>-1</sup>	Mineralizácia g . l <sup>-1</sup>	S <sub>1</sub> /Cl %	rHCO <sub>3</sub> /rCl	Typ vody
26,2–33,1	1,23–1,45	4,7–11,2	5,0–6,0	20,1–21,8	2,9– 3,3	dudinský
7,3–22,0	0,84–2,16	ojedinele	1,3–7,0	2,4–29,3	1,9–38,5	slatinský
12,1–16,0	1,40–2,43	zriedkavo	2,4–6,5	15,3–29,0	1,7– 6,3	santovský

## PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Územie znázornené na tejto regionálnej geologickej mape je chudobné na nerastné suroviny. Rudné suroviny nie sú, až na jednu výnimku, zastúpené vôbec. Hlavnými nerastnými surovinami v tejto oblasti sú nerudné suroviny, a to najmä stavebné suroviny.

### RUDNÉ SUROVINY

Jediné ložisko rudných surovín leží v oblasti severozápadne a západne od obce Pukanec (Smolka et al., 1988).

Ložisko Pukanec je spojené so vznikom tatiarskeho intruzívneho komplexu. Tento komplex má úzky vzťah k vulkanotektonickému vývoju pukanecko-novobansko-kl'akovského rudného rajónu. Vek zrudnenia je spodný bádén až spodná časť vrchného bádenu. Zrudnenie sa vyskytuje vo forme žilných až žilno-žilníkových štruktúr so strmými sklonmi približne severo-južného smeru. Obvyklá hĺbka ložiskových telies je 300–700 m pod reliéfom terénu.

Pôvod zrudnenia je v mineralizovaných štruktúrach typických pre subvulkanické hydrotermálne ložiská. Rudy Cu-porfýrového charakteru sú viazané na exokontaktné zóny hydrotermálne metasomaticky premenených sedimentárnych hornín permského súvrstvia. Štruktúrami a textúrami predstavujú typ žilníkovej impregnačnej rudy s prevažujúcim zastúpením chalkopyritu. Polymetalické rudy žilného až žilno-žilníkového typu sú viazané na mineralizované štruktúry vystupujúce v rôznych horninových prostrediach. Prevláda typ brekciovitých až kordovitých textúr s prechodmi do žilníkových. Najčastejšie je zastúpený galenit, sfalerit a chalkopyrit. Rudy drahých kovov (zlato a striebro) vystupujú v žilách až žilno-žilníkových štruktúrach viazané na pripovrchové úrovne reliktovej hydrotermálnych štruktúr.

Kovnosť	Pb	Zn	Cu		Ag	Au
%	1,07	1,35	0,32	g/t	8,95	0,1–1,8

### Zásoby rudných surovín

Lokalita	Kategória zásob	Voľné zásoby (t)		Viazané zásoby (t)	
		bilančné	nebilančné	bilančné	nebilančné
Pukanec	ABC1		1 860 000		
	C2	2 842 000			

## NERUDNÉ SUROVINY

Nerudné suroviny sú v oblasti podstatne viac rozšírené ako rudné suroviny. Najväčšie rozšírenie majú stavebné suroviny, a to hrnčiarsko-tehliarske a keramické. Známý je aj výskyt dekoračného kameňa a periférna zóna štiavnického stratovulkánu poskytuje značné množstvo materiálu na ľahčené stavebné hmoty, prípadne samotný stavebný materiál – stavebný kameň.

### Keramické suroviny

Severovýchodne od Pukanca sa vyskytuje ložisko žiaruvzdorných a keramických ílov. Kvalita suroviny je však nedostatočná, najmä vysoký obsah  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nevhodne pôsobí na kvalitu ílov (Zubec et al., 1993).

Ložisko tvorí časť výplne bátovskej depresie v jej severovýchodnom výbežku. V tejto oblasti sa striedajú predovšetkým tufitické sedimenty, ílovité sedimenty a organogénne preuhoľnené sedimenty. Časť sedimentov je postihnutá kaolinizáciou. Ide najmä o tufitické horniny. Kaolinizácia často stiera rozdiel medzi tufmi a sedimentmi. Ílovito-tufitické sedimenty sa delia na tri skupiny. Prvou sú íly. Sú to plastické pelitické sedimenty rôznych farieb. Na základe mineralogického zloženia rozoznávame íly hallozytické a íly kaolinické. Íly majú rôznu prímies materiálov, miestami sú preuhoľnené, uhoľné, majú tufitickú prímies či piesčitú prímies. Druhou skupinou sú rozličné kaolinizované tufity a treťou skupinou sú redeponované, silno kaolinizované tufy. Ílovito-tufitické sedimenty majú subhorizontálne uloženie. Vlastné keramické íly majú mocnosť 0,25–32 m a obsahujú najmä kaolinit a len v menšej miere hallozyt. Nadložie dosahuje hrúbku 1–14 m. Skryvku tvoria svahové sutiny a humusové hliny.

Technologické vlastnosti keramických surovín

Lokalita	Zvyšky na site		Rozrábacia voda %
	0,1mm %	0,05mm %	
Pukanec / keramické íly	1,1–12,8	1,2–21,6	28,0–47,5
Pukanec / žiaruvzdorné íly			

Lokalita	Zmrštenie		Strata hmotnosti	
	sušením %	pálením %	sušením %	pálením %
Pukanec / keramické íly	5,0–12,4	3,0–8,0		3,0–6,0
Pukanec / žiaruvzdorné íly	4,7–9,0	4,0–7,0		

Lokalita	Kategória zásob	Voľné zásoby (t)		Viazané zásoby (t)	
		bilančné	nebilančné	bilančné	nebilančné
Pukanec	C2	2 418 000			

### Tehliarske suroviny

Tehliarske suroviny sú viazané na dve litostratigrafické jednotky, ktoré sú svojou litologickou náplňou značne odlišné.

Súvrstvie panónskeho veku tvoriace výplň bátovskej priehlbiny má ílovito-piesčité vývoj. Oba petrografické typy, piesky a íly, sú značne premiešané a často sa v nich vyskytujú polohy obliakov či iný hrubší klastický materiál. Farba hornín je sivá s hnedými a červenkastými polohami a škvrnami, niekedy prechádza do veľmi svetlo sivej farby. Konkrécie  $\text{CaCO}_3$  sa vyskytujú len zriedkavo. Surovina je stredne plastická a vhodná na výrobu tehliarskych surovín nižších kvalitatívnych tried.

Podložie ložiska Pukanec – Bohunice tvorí sedimentárna výplň bátovskej depresie. Vlastnú ložiskovú časť tvorí sladkovodné súvrstvie panónskeho veku a kvartérne hliny. Vulkanoklastické horniny sú vo vrchných častiach silno kaolinizované a len smerom do hĺbky prechádzajú do kompaktnejšej masy. Ložisko tvoria ílovito-piesčité polohy bielej, sivej až hrdzavoškvrnitej farby. Íly a hliny sú premiešané v rôznom pomere. Od nadložných kvartérnych sedimentov je ťažké ich rozlíšiť. Ílovito-piesčité hliny vytvárajú súvislý kvartérny pokryv. Priemerná hrúbka hlín je 7,5 m a priemerná hrúbka bátovsko-pukaneckého súvrstvia 9,1–24,0 m. Skrývku tvorí humusová hlina (Hruškovič a Sýkora, 1989).

Druhý litostratigrafický celok, na ktorý sú viazané tehliarske suroviny, sú sedimenty kvartéru. Spodnú časť kvartérnych sedimentov tvoria preplavené ílovité hliny. Ležia nad neogénnymi sedimentmi, od ktorých sa odlišujú svetlohnedou, miestami okrovou až tmavohnedou farbou. Majú zvýšený podiel ílovitých minerálov – illitu a montmorillonitu, čo spôsobuje ich vysokú plasticitu. Obsah  $\text{CaCO}_3$  je nízky.

Nad podložnými hlinami sa nachádza horizont eolických sedimentov. Vek tohto horizontu je würmský, prípadne risský. Tvoria ho spraše až sprašové hliny. Sprašové hliny majú hnedú až hnedožltú farbu. Obsah  $\text{CaCO}_3$  kolíše medzi 0,8–109 m. Tvorí hlavne povlaky, menej typické sprašové konkrécie. Samotné spraše majú žltú, žltohnedú až žltosivú farbu. Nízky je obsah piesčitej frakcie, prachová frakcia výrazne prevláda. Obsah  $\text{CaCO}_3$  je relatívne vysoký – medzi 4–129 m. Vytvára typické cicváre s nepravidelným výskytom.

Ložiská tvorené kvartérnymi sedimentmi ležia pri obciach Levice, Pastovce a Šalov – Želiezovce. Z nich sa ťaží len ložisko Levice. Hliny na tomto ložisku sa vyskytujú v dvoch polohách. Spodnú polohu tvoria preplavené ílovité hliny svetlo- až tmavohnedej farby. Sú vysoko plastické. Hrúbka tejto polohy je 2,0 až 13,0 m. V niektorých častiach sa vyskytuje zvýšený obsah piesčitej frakcie. V nadloží ílovitých hĺn sa nachádzajú dve polohy eolických sedimentov. Ich hrúbka dosahuje 1,5–3,9 m a 1,6–5,6 m. Sprae sú žltohnede, s nízkym obsahom CaCO<sub>3</sub>. Skryvku tvorí humusovitá hlina (Moško et al., 1976).

Na ložisku Šalov – Želiezovce nad neogénnym podložím sa vyskytujú sprae s hrúbkou 10–24 m. Podložie tvoria tufitické, piesčité až silno piesčité íly a ílovité piesky. Sprae majú relatívne vyšší obsah CaCO<sub>3</sub>, cicváre sú nepravidelne rozptýlené (Magdolen et al., 1978).

#### Technologické vlastnosti tehliarských hĺn

Lokalita	Zvyšky na site		Rozrábacia voda	Pevnosť na ohyb	
	2 mm	0,05 mm		suchá	vypálená
	%	%	%		
Šalov – Želiezovce				MPa	MPa

Lokalita	Index plasticity	Hmotnosť	
		merná kg/m <sup>3</sup>	objem. kg/m <sup>3</sup>
Šalov – Želiezovce	16,8–45,2	2 645	2090

#### Zásoby tehliarských hĺn

Lokalita	Kategória zásob	Voľné zásoby (m <sup>3</sup> )		Viazané zásoby (m <sup>3</sup> )	
		bilančné	nebilančné	bilančné	nebilančné
Pukanec – Bohunice	C1	2 840 000			
	C2	1 750 000			
Levice I	C1	442 000			
	C2	457 000			
Šalov – Želiezovce	AB	3 139 000			
	C2	6 174 000			



## Stavebný kameň a kamenivo

Tento typ nerastných surovín je na opisovanom území najrozšírenejší. Ložiská sú založené v niekoľkých horninových typoch:

### Spodnotriasové kremence

Spodnotriasové kremence vystupujú na povrch v nesúvislom pruhu mezozoických hornín medzi Hornými Turovcami a Levicami. Vek kremencov je spodný až stredný trias. Spodný trias tvorí obalovú jednotku veporika. V kremencoch sa vyskytujú lokálne vložky kremitých bridlíc až fylitických bridlíc. Kremence majú svetlosivú farbu, sú vrstvomité až masívne, jemnozrnné až strednozrnné. Bridlice tvoria drobné medzivrstvy. Početné sú tektonické poruchy horniny. Slúžia na výrobu drveného kameniva v lome v Horných Turovciah (Nahálka et al., 1980).

Technologické vlastnosti kremencov

Lokalita	Hmotnosť		Pórovitosť %	Nasiakavosť	
	objem. kg/m <sup>3</sup>	merná kg/m <sup>3</sup>		hmotn. %	objem. %
Horné Turovce	2 600	2 650	2,30	0,58	1,39

Lokalita	Strata hmotnosti			Pevnosť v tlaku		Otlk %
	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	
Horné Turovce	0,08	0,18	148,0			24,4

### Andezity

Andezity sú hlavnou surovinou v celom opisovanom regióne. Ich vznik je spojený so spodno- až vrchnosarmatskou aktivitou štíavnického stratovulkánu. Väčšinou ide o produkty efuzívnej vulkanickej aktivity baďanskej formácie – dlhé a plošne rozsiahle lávové prúdy dosahujúce v čelných častiach hrúbku až do 100 m (Slovák et al., 1977).

Pri obci Kozárovce a pri obci Rybník sa nachádzajú dva väčšie lomy a niekoľko menších na oboch stranách rieky Hron. Tvorí ich lávový prúd tmavosivých leukokratných pyroxenických, často sklovitých andezitov s variabilným zastúpe-

ním amfibolov a biotitu. Majú rôznu odľučnosť – pravidelnú stĺpcovitú, doskovitú a nepravidelne blokovitú. Andezitové telesá sú rozpukané kontraktčnými puklinami. Podložie tvoria klastické horniny a tufy. Nadložie tvoria svahové hliny a sutiny.

Technologické vlastnosti pyroxenických andezitov baďanskej formácie

Lokalita	Hmotnosť		Pórovitosť	Nasiakavosť	
	objem. kg/m <sup>3</sup>	merná kg/m <sup>3</sup>		hmotn. %	objem. %
Hontianske Trst'any – Roveň	2 550	2 617	4,26		2,62
Hontianske Trst'any – Hrodín	2 533	2 656	4,50	0,6	

Lokalita	Strata hm.		Pevnosť			Otlk
	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	
Hontianske Trst'any – Roveň						22,19
Hontianske Trst'any – Hrodín	0,75	1,4	120,5			27,25

Technologické vlastnosti pyroxenických andezitov s amfibolom a biotitom

Lokalita	Hmotnosť		Pórovitosť	Nasiakavosť	
	objem. kg/m <sup>3</sup>	merná kg/m <sup>3</sup>		hmotn. %	objem. %
Rybník	2 600			1,0	

Lokalita	Strata hm.		Pevnosť			Otlk
	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	
Rybník	0,50		166,5			19,0

Andezity majú v spodnej časti vyvinuté hrubé polohy bazálnych brekcií. Vrchné časti a čelá lávových prúdov prechádzajú do hyaloklastitových brekcií. Spreádzajú ich prúdy pyroklastík, pemzové tufy, epiklastické pieskovce, zlepenice a iné produkty vulkanizmu uložené v periférnej zóne vulkánu v limnickom až brakickom prostredí. Podložie lávových prúdov tvoria klastické horniny alebo pyroklastiká. Nadložie najčastejšie tvoria svahové sutiny a kvartérne hliny. Odľučnosť telies lávových prúdov je najčastejšie doskovitá, menej nepravidelne

blokovitá. Často sú porušené kontrakčnými puklinami. Lávové prúdy tvoria ložiská Hontianske Trst'any – Roveň, Hontianske Trst'any – Ladia a Hontianske Trst'any – Hrodín. Okrem toho sa občas ťažia lokality pri Žemberovciach, Brhlovciach a inde (Jančok a Kucharič, 1978; Nahálka et al., 1980).

#### Zásoby stavebného kameňa

Lokalita	Kategoria	Voľné zásoby (t)		Viazané zásoby (t)	
		bilančné	nebilančné	bilančné	nebilančné
Hontianske Trst'any	C1	8 532 000			
Roveň	C2	922 000			
Hontianske Trst'any	AB	348 000			
Hrodín	C1	375 000			
	C2	247 000			
Rybník	AB	639 000			
	C1	2 694 000			
	C2	54 000			
Horné Turovce	AB	767 000			
	C1	2 034 000			

#### Ľahčené stavebné suroviny

Materiál na výrobu ľahčených stavebných surovín tvoria najmä polohy pemzových tufov a ignimbritov amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom drastvickej formácie. Vyskytujú sa na západných a juhozápadných svahoch štíavnického stratovulkánu, kde tvoria nadložie mohutných lávových prúdov sitnianskeho efuzívneho komplexu či bad'anskej formácie. Drastvickej formácie dosahuje hrúbku až 270 m. Ložiská v Čajkove a Dolných Brhlovciach sa v minulosti využívali v pôvodnej podobe rezaním tvárnic. Dnes sa len v Dolných Žemberovciach vyrábajú cementovo-pemzové tvárnice. Drastvickej formácie tvoria pemzové tufy a ignimbrity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom. Surovinu vhodnú na výrobu ľahčených stavebných hmôt reprezentujú svetlosivé a žltosivé jemnozrné popolové až lapilové tufy. Ojedinele sa vyskytujú aj sivé a sivomodré farby. Fragmenty v tufoch tvorí svetlosivý až žltobiely pemzový materiál, zriedkavejšie klastický andezitový materiál. Tufy sú vrstvité, uloženie väčšinou subhorizontálne. Hrúbka vrstiev dosahuje až 50 cm, ojedinele do niekoľko metrov. V tufovej polohe sa ojedinele vyskytujú polohy aglomerátov. Hrúbka tufových polôh dosahuje 13–40 m. Nadložie tvorí kvartérny pokryv, hlinito-kamenité sutiny a hliny. Pod nimi vystupujú tufitické ílovce s pieskami a štrkami (Hrnčár, 1993).

## Fyzikálno-mechanické vlastnosti ľahčených surovín

Lokalita	Hmotnosť		Hutnosť	Pórovitosť	Nasiakavosť	
	objem. kg/m <sup>3</sup>	merná kg/m <sup>3</sup>			hmotn. %	objem. %
Čajkov I	1 482,0	2 755,5	57,4	42,6	15,32	18,58

Lokalita	Pevnosť v tlaku		
	suchá	nasiak.	zmraz.
	MPa	MPa	MPa
Čajkov I	18,81	8,97	7,22

## Dekoračný kameň

Dekoračný kameň je viazaný na výskyty travertínových kôp v juhovýchodnom okolí Levíc. Sú to fosilne produkty uhličitanových termálnych prameňov. Ťažba, ktorá sa začala v roku 1929, je dnes na lokalitách Mýtne Ludany – Šiklôš a Levice-Zlatý ónyx len sporadická (Hrnčár, 1993).

## Fyzikálno-mechanické vlastnosti dekoratívnych kameňov

Lokalita	Hmotnosť		Hutnosť	Pórovitosť	Nasiakavosť	
	objem. kg/m <sup>3</sup>	merná kg/m <sup>3</sup>			hmotn. %	objem. %
Levice-Zlatý ónyx	2 700	2 515	93,04	6,96	0,96	2,27
Mýtne Ludany – Šiklôš	2 455	2 690	91,33	8,67	2,20	5,12

Lokalita	Pevnosť v tlaku		
	suchá MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa
Levice-Zlatý ónyx	69,77	66,88	56,19
Mýtne Ludany – Šiklôš	57,78	64,33	70,26

Ložisko Mýtne Ludany – Šiklôš tvorí travertínová kopa s rozmermi 250 x 150 m. Hrúbka telesa je 40–50 m. Materiál je bielej až svetlosivej farby, miestami sfarbený do oranžova a svetlohnedá. Je pórovitý a výrazne vrstvomitý.

## Zásoby dekoračného kameňa

Lokalita	Kategória zásob	Voľné zásoby (m <sup>3</sup> )		Viazané zásoby (m <sup>3</sup> )	
		bilančné	nebilančné	bilančné	nebilančné
Levice-Zlatý ónyx	C1	749 000			
Mýtne Ludany – Šiklôš	C2	218 000			

Ložisko dekoračného kameňa Zlatý ónyx tvorí zložitú teleso travertínov vystupujúcich uprostred tuftických sedimentov a spraší. Obyčajný travertín sa strieda s polohami prievitného bieleho, svetlohnedého, krémového až medového ónyxového „mramoru“. Hrúbka telesa je 20–30 m. Je rozlámané na bloky. Priestory medzi nimi sú vyplnené hnedočervenou hlinou.

## Štrky a štrkopiesky

Najvýznamnejším zdrojom štrkov a štrkopieskov sú aluviálne náplavy riek Hron a Ipeľ. Dnes sa nevyužívajú a len občas sa ťažia na miestnu spotrebu. V minulosti sa využívali panónske súvrstvia slabo spevnených štrkov a štrkopieskov, prechádzajúcich do málo súdržných zlepencov v okolí Kamenca, Levíc a Kalinčiakova.

V súčasnosti sa lokálne využíva ložisko Veľké Kozmálovce – Tlmače. Tvorí ho poloha subhorizontálne uložených pleistocénnych štrkov – aluviálnych náplavov rieky Hron. Materiál tvoria dobre opracované obliaky rôzneho pôvodu. Prevládajú produkty vulkanickej činnosti – andezity a ryolity. Menej časté sú horniny kryštalínika, kremeň a vápence. Veľkosť obliakov sa pohybuje v priemere od 5 do 10 cm, ojedinele až do 50 cm. Kvalita materiálu je veľmi nízka – obsahuje vysoké percento odplaviteľných častíc. Skrivku tvorí humusovitá hlina s hrúbkou 1–4 m (Hrnčár, 1993).

### *Zásoby štrkov a štrkopieskov*

#### *Energetické suroviny*

Jedinou energetickou surovinou vyskytujúcou sa v tomto regióne je ložisko lignitu v Bátovskej kotline pri obci Pukanec. Tvorí ho liptobiolity a humity. Hrúbka produktívneho súvrstvia dosahuje v priemere 10,9 m, miestami až 70 m.

Ložisko Pukanec III leží severovýchodne od obce Pukanec. Uhoľné sloje sú súčasťou sladkovodných sedimentov panónskeho veku. Podložie tvoria andezitové klastiká. Produktívne súvrstvie tvorí komplex rôznej hrúbky. Hrúbka

slojového pásma závisí od morfológie podložia a od zastúpenia uhoľných ílov, ílov, piesčitých ílov a tufitov v produktívnom súvrství. Hrúbka hlavnej uhoľnej polohy sa pohybuje od 1 m do 35,9 m. V priemere dosahuje 10,9 m. Slojové pásma tvoria dva typy uhľia – humity a liptobiolity. Panva sa formovala v období vrchného sarmatu na zlomoch sv.-jz. smeru. Ložisko je porušené zlomovou tektonikou s malými vertikálnymi posunmi (1 m).

#### Zásoby lignitu

Lokalita	Kategória zásob	Voľné zásoby (t)		Viazané zásoby (t)	
		bilančné	nebilančné	bilančné	nebilančné
Pukanec	ABC1			634 000	
	C1	5 891 000			
	C2	332 000			

Skrývku na ložisku tvoria kvartérne deluviálne sedimenty a íly. Dosahuje hrúbku 12,0–27,3 m. Časť ílov je vhodná na keramické či žiaruvzdorné produkty. Surovina je vhodná na chemické a poľnohospodárske účely (Hrnčár, 1993).

# CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

V zmysle inžinierskogeologického členenia Západných Karpát (Matula, 1977) študované územie zaraďujeme do regiónu neotektonických vkleslín, do oblasti vnútrokarpatských nížin (Podunajská nížina). Východná časť územia zasahuje aj do regiónu neogénnych vulkanitov, do oblasti vulkanických vrchovín (Krupinská planina).

## GEODYNAMICKÉ JAVY

Zo súčasných geodynamických javov vyskytujúcich sa v levickom regióne má azda najvýraznejší rozsah presadavosť spraší; oveľa menší význam majú svahové deformácie a erózia.

*Presadavosť spraší* predstavuje problém najmä v tých prípadoch, keď sa do podzákladia budov založených v sprašiach dostane voda, napr. z kanalizácie. Následný pokles v štruktúrnej pevnosti spraše v podzákladi objektov (spravidla starších) sa prejavuje nerovnomerným sadaním budov a puklinami v múroch. Takto porušené objekty sa nachádzajú napr. vo Svodove, Želiezovciach, v Bajke atď.

*Erózna činnosť* sa vyskytuje najmä v kvartérnych sedimentoch. V kamenito-piesčitých delúviách na vulkanitoch je typická výmoľová erózia. Vo fluviálnych drobnozrnných náplavoch predstavovaných povodňovými hlinami Hrona je charakteristické podmývanie brehov. Hustota erózných rýh signalizuje eróziu slabej až strednej intenzity. Najväčšiu hustotu erózných rýh sme pozorovali južne od Svätuš, severne od Tlmáč.

*Svahové deformácie* majú pomerne malé rozšírenie. Ako vyplýva z registrácie svahových deformácií, väčšina z nich má charakter prúdových zosunov s hĺbkou šmykovej plochy do 2–3 metrov, jednoduchého tvaru. Takéto deformácie sme zaznamenali južne od Santovky a Slatiny. Plošne najväčší zosun bol zaregistrovaný nad nárazovým brehom rieky Ipel' pri južnom okraji obce Kubáňovo.

Podľa stupňa seizmicity študované územie zaraďujeme do 4. až 5 1/4 MSK.

## OCHRANA PRÍRODY

Z hľadiska ochrany prírody sa na mapovanom území nachádzajú: jedna národná prírodná rezervácia (NPR), 4 prírodné rezervácie (PR), jedna prírodná pamiatka (PP) a jeden chránený areál (CHA). Severovýchodnú časť územia

buduje okraj Štiavnických vrchov, ktoré sú vyhlásenou chránenou krajinnou oblasťou. Chránené sú aj viaceré parky v obciach levického okresu.

#### **NPR Horšianska dolina** (rozloha 313,4 ha)

Za NPR bola vyhlásená v roku 1976. Predmetom ochrany je dolina, hlboko zarezaná do Ipeľskej pahorkatiny. Miestami sa vyskytujú morfológicky zaujímavé skalné steny, dosahujúce výšku 20 až 30 m. Chránená je aj teplomilná vegetácia.

#### **PR Hlohyňa** (2,54 ha)

Vyhlásená bola v roku 1982. Predmetom ochrany sú zvyšky lužného lesa s výskytom charakteristických zástupcov lužných drevín.

#### **PR Jabložovský Roháč** (rozloha 64,6 ha)

Vyhlásená bola v roku 1950. Predmetom ochrany sú lesné spoločenstvá bukových dúbav a bučín na vulkanických horninách Štiavnických vrchov.

#### **PR Krivín** (rozloha 54,15 ha)

Legislatívne je chránená od roku 1993. Predmetom ochrany sú ohrozené druhy rastlín a živočíchov. Vo vrcholovej časti sa nachádza rozsiahle hradisko.

#### **PR Vozokanský luh** (rozloha 11,05 ha)

Legislatívne je chránená od roku 1953. Predmetom ochrany sú zachované lesné a močiarné spoločenstvá dolného toku Hrona, ktoré poskytujú útočisko a hniezdiská pre kolónie rôznych druhov vodného vtáctva (*Ardea cinerea*).

#### **PP Travertínová kopa** (rozloha 140 m<sup>2</sup>)

Legislatívne je chránená od roku 1958. Predmetom ochrany je travertínová kopa v Santovke. Aktívna činnosť sa už skončila. Prírodná pamiatka tvorí charakteristický morfológický prvok. Zvláštnosťou je aj vápnomilná vegetácia.

## **INŽINIERSKOGEOLOGICKÉ PODMIENKY VÝSTAVBY**

### **Rajón antropogénnych sedimentov**

V uvedenom rajóne sa vyskytujú najmä skládky domového a stavebného odpadu. Ich materiál tvoria najmä: domový odpad, popol, škvara, odpad z miestneho priemyslu, výkopový materiál z miestnej stavebnej činnosti a stavebný



odpad. Hrúbka uloženín je kolísavá, bežne však nepresahuje 5 metrov. Ako miesta lokálnych skládok sa obvykle využívali terénne depresie (ťažobné jamy, mŕtve ramená a pod.), čiže spravidla ide o podúrovňové skládky s akútnym rizikom priameho kontaktu s podzemnými vodami.

V tomto území predstavujú skládky významné zaťaženie životného prostredia. Ako vyplýva z registrácie skládok v okrese Levice (1992), v mapovanom území sa nachádza 181 skládok. Z nich na rekultiváciu bolo určených 122, na ďalšie využitie 24, na likvidáciu 20, na monitoring 2; skládok s kombináciou na ďalšie využitie a súčasný monitoring je 9, skládky určené na rekultiváciu a monitoring po rekultivácii sú 4 (stav v roku 1993).

Územie rajónu ani po zarovnaní a rekultivácii povrchu nie je vhodné na výstavbu, a to pre vysokú stlačiteľnosť, nerovnomerné sadanie, nízku únosnosť a hygienickú závadnosť, prípadne až nebezpečnosť (tvorba metánu).

### **Rajón sprašových sedimentov**

Rajón sprašových sedimentov (typických spraší a sprašovitých hĺn) vytvára súvislejšie územné celky v pahorkatinách Podunajskej nížiny (Hronská a Ipeľská). Spolu s rajónom fluvialných sedimentov majú najväčšie plošné rozšírenie spomedzi kvartérnych rajónov v celom regióne Levíc.

Vek, genéza, hrúbka, charakter a vlastnosti sprašových sedimentov sú čiastočne premenlivé. Spraše vznikali najmä v strednom a mladom pleistocéne, najväčšie zastúpenie majú spraše veku mindel, riss a würm. Priemerná hrúbka spraší je 5–15 m. Najväčšiu hrúbku dosahujú sprašové sedimenty v okolí Svodína (do 40 m). Typické spraše sú pomerne rovnomeré nevrstvovité zeminy s vysokým obsahom prachovej frakcie (0,05–0,005 mm), sú vápnité, vysoko pórovité a presadavé. Pórovitosť a presadavosť klesá s vekom sedimentov. Ich farba je väčšinou žltá až svetlohnedá.

Rajón sprašových sedimentov má prevažne rovinatý až pahorkatinný reliéf, väčšinou len s miernymi svahmi.

Vzhľadom na charakter sedimentov je rajón veľmi málo významný z hydrogeologického hľadiska.

Z geodynamických javov sa vyskytuje typická presadavosť, v obmedzenej miere výmoľová erózia (na svahoch) alebo bočná erózia vodných tokov.

Spraše sú vhodnou surovinou na tehliarske a hrnčiarске výrobky. Na výstavbu je rajón väčšinou vhodný až podmienenčne vhodný (presadavosť, výmoľová erózia). Na budovanie skládok odpadu sú podmienenčne vhodné iba staršie spraše (mindel, riss), a to kvôli vhodnejšiemu zrnitostnému zloženiu v porovnaní s mladšími sprašami.

## Rajón proluviálnych sedimentov

Rajón zaberá územia na úpätí Krupinskej vrchoviny. Granulometricky ide o hrubozrnné štrky, zriedkavo až balvanovité, s rôznou mierou zahlinenia, v striedaní s piesčitými a hlinitými vrstvami. Typické sú náhle zmeny v granulometrickom zložení sedimentov. Štrky bývajú nevytriedené, obliaky sú poloopracované až ostrohranné. Hrúbka sedimentov je veľmi premenlivá, kolíše v intervale 2–10 metrov. Sklony svahov sú ploché, obyčajne sú v rozmedzí 1,5–5°, iba ojedinele viac.

Hydrogeologicky je rajón málo významný. Väčšie zvodnenie možno očakávať len v hrubších polohách štrkov. Časté sú napäté horizonty vôd v piesčitých a štrkovitých polohách.

Svahy nad 4–5° miestami postihuje výmoľová erózia a zriedkavo aj zosúvanie.

Prolúviá z hľadiska účelu pozemnej výstavby môžeme posudzovať ako vhodné až podmieene vhodné na zakladanie nenáročných konštrukcií. Stavebné jamy počas výstavby je vhodné chrániť pred možným premáčaním, pretože voda môže zapríčiniť rozbahnenie dna stavebnej jamy. Vzhľadom na nehomogenitu materiálu a strednú uľahnutosť predpokladáme nerovnomernú stlačiteľnosť základovej pôdy. V dôsledku prítomnosti piesčitej a štrkovitej frakcie majú väčšinou dobrú únosnosť a vysokú pevnosť po zhutnení. Sú preto použiteľné do násypov. Ploché svahy sú vhodným až podmieene vhodným územím na všetky druhy stavieb.

## Rajón deluviálnych (svahových) sedimentov

Deluviálne svahové hliny pokrývajú časť mapovaného územia v Krupinskej vrchovine.

Granulometrické zloženie svahových hĺn odráža litologické zloženie hornín podkladu. Väčšinou ide o fľovité až piesčité hliny s premenlivým podielom ostrohranných až polozaoblených úlomkov hornín, na neogénnych štrkoch aj s obliakmi. Hrúbka hĺn kolíše v intervale 2–10 m. Vo všeobecnosti hrúbka hĺn vzrastá smerom k úpätiám svahov. Sklony svahov sú závislé od podkladu, zriedkavo dosahujú 20–25°. Delúviá so vzťahom k vulkanickým horninám obsahujú v porovnaní s ostatnými (kryštalínikum) vyššie percento fľovitých častíc.

Deluviálne hliny sú len miestami slabo zvodnené. Pri úpätiach svahov alebo v záveroch dolín sú niekedy lokalizované drobné sutinové pramene, ktoré v suchších periódach roka vysychajú.

Z geodynamických javov je pomerne častá výmoľová erózia a čiastočne aj zosúvanie (zosuvy, zemné prúdy).

Vzhľadom na ich litologickú pestrosť ako základové pôdy sú nerovnomerne stlačiteľné, vysoko plastické typy mäkkej konzistencie sú aj málo únosné. Sedi-

menty rajónu sú väčšinou vysoko namrzavé. Ako podložie ciest sú vhodnejšie hlavne typy s vyšším podielom piesčitej a štrkovitej frakcie.

### **Rajón údolných náplavov**

Ide o plošne najrozšírenejší rajón v celom regióne. Vyskytuje sa pozdĺž hlavných aj vedľajších tokov (Hron, Ipeľ atď.).

Celková hrúbka náplavov je variabilná a kolíše v rozmedzí 5–10 m. Povodňové hliny bývajú väčšinou ílovité až hlinité, štrky sú hrubé a zahlinené. Náplavy tokov predstavujú široký rozsah zastúpenia všetkých zrnitostných kategórií, v ktorých sa ich pomer priestorovo mení. Plasticita sa pohybuje od nízkej až po vysokú. Polohy jemnozrnných sedimentov a výplňový materiál majú prevažne tuhú konzistenciu.

Morfológia rajónu je úplne plochá, sklon územia väčšinou nedosahuje ani 1°. Riečne štrky sú významným kolektorom podzemnej vody. Hĺbka hladiny podzemnej vody kolíše v závislosti od stavu vody v riekach a litologického zloženia náplavov. Bežne však býva v hĺbke 2–5 m. Kvalita vody býva často na pitné účely nedostatočná.

S ohľadom na hĺbku podzemnej vody a možné zvodnenie vrstiev v rajóne predpokladáme zložité základové pomery. Piesčité a štrkovité materiály sú vhodné do násypov a ako podložie ciest, štrky sú vhodné ako stabilizačná časť hrádzí. Riečne štrky sa po úprave používajú na miestne stavebné účely.

### **Rajón sedimentov riečnych terás**

Pozdĺž hlavných vodných tokov (Hron, Ipeľ atď.) sú zachované terasové stupne v rôznych výškových úrovniach. Najväčší plošný rozsah majú najmladšie terasové stupne würmského veku. Sedimenty starších terás sú väčšinou oderodované.

Z granulometrického hľadiska ide najmä o štrkovité sedimenty s rôznym podielom piesčitej a štrkovitej frakcie. Terasové štrky sú prevažne stredozrnné až hrubozrnné. Sú uľahnuté. Materiál starších terás je značne zvetraný.

Povrch terás má rovinatý charakter. Oddelenie od okolitých rajónov je obvykle dobre viditeľné v podobe terénnych stupňov.

Podzemná voda sa obvyčajne nachádza v blízkosti bázy štrkov (v hĺbke okolo 5 m). Priepustnosť štrkov je premenlivá, závislá od hlinitej a ílovej prímеси.

Rajón poskytuje len málo kvalitné stavebné materiály, použiteľné zväčša do násypov. Terasové štrky poskytujú kvalitnú základovú pôdu. Na skládky odpadu je územie málo vhodné až nevhodné (miestami vysoká priepustnosť).

## Rajón náplavov mŕtvych ramien

Plošne obmedzený rajón bol vyčlenený pozdĺž úseku toku Hrona tečúceho územím zobrazeným na geologickej mape. Rajón zaberá izolované územia mŕtvych ramien vodných tokov.

Výplň ramien tvoria súdržné sedimenty (väčšinou prachovité a ílovité hliny) s veľkým podielom organickej hmoty. Konzistencia je veľmi premenlivá, závislá od zrážok a ročného obdobia. Môže byť tuhá až kašovitá. Hrúbka sedimentov často presahuje 5 metrov.

Reliéf je rovinatý, obyčajne mierne pod úrovňou okolitého terénu. Hladina podzemnej vody je kolísavá, silno závislá od výšky hladiny vody v povrchových tokoch a vzdialenosti od nich.

V rajóne sa miestami nachádzajú lokálne výskyty rašeliny. Kvôli vysoko bonitným pôdam sa územie využíva poľnohospodársky. Často sa však niektoré územia rajónu, najmä terénne depresie, využívali a využívajú ako skládky odpadu. Kvôli hladine podzemnej vody nachádzajúcej sa blízko povrchu sú však tieto miesta nevhodné na skládkovanie odpadu.

## Rajón piesčitých sedimentov

Tvoria ho nespevnené, resp. slabo spevnené sedimenty neogénneho veku.

Pliocénne piesky sú spravidla stredne uľahnuté až uľahnuté, miocénne piesky sú uľahnuté. Často bývajú stmelené karbonátovým, resp. ílovitým tmelom. Súdržnosť neogénnych pieskov vo väčšej vzdialenosti od pohoria sprostredkúva najčastejšie ílovitá prímies. Podľa ČSN 73 1001 patria horniny uvedeného rajónu do triedy S1 až S3, piesky s ílovitou prímiesou do tried S4 až S5. Podľa ČSN 73 3050 ich zaraďujeme do 2. a 3. triedy ťažiteľnosti.

Koeficient priepustnosti pieskov tohto rajónu kolíše v rozmedzí  $10^{-7}$  až  $10^{-4}$  m · s<sup>-1</sup>. S rastom uľahnutosti pieskov (poklesom pórovitosti) a s pribúdaním ílovitej, resp. prachovitej frakcie hodnota uvedeného koeficientu klesá. Vody z neogénnych pieskov z oblasti Podunajskej nížiny sa vyznačujú spravidla síranovou agresivitou. Sírany pochádzajú z poľnohospodárskej činnosti.

Územie tvorené neogénnymi pieskami sa vyznačuje veľmi mierne modelovaným reliéfom, len v prípade erózie vodnými tokmi sa vyskytujú strmé svahy s odvalmi.

Porušenie svahov spôsobujú aj technické zásahy vo forme zárezov a výkopov. Na zakladanie stavieb poskytuje rajón piesčitých sedimentov vhodné, pri nižšej uľahnutosti a vysokej hladine podzemnej vody podmienene vhodné staveniská. Pri vedení trás cestných komunikácií treba počítať s namrzavosťou neogénnych pieskov s vyšším obsahom ílovitej frakcie. Na ukladanie odpadu sú horniny rajónu nevhodné.

## **Rajón striedajúcich sa drobnozrnných až štrkovitých sedimentov**

Rajón uvedených neogénnych hornín sa vyskytuje v oblasti Krupinskej planiny. Zaradujeme doň horniny volkovského, beladického a vrábeľského súvrstvia. Horniny tohto rajónu sa vyznačujú nepravidelným až chaotickým striedaním vrstiev a šošoviek ílov, pieskov a štrkov s rozličným podielom prímies všetkých zrnitostných frakcií. Malá hrúbka a malé plošné rozšírenie znemožňujú na mape malej mierky rozlíšenie týchto litologických typov, takých rozdielných z inžinierskogeologického hľadiska.

Najväčšou priepustnosťou sa vyznačujú štrkovité a piesčité polohy, väčšiu výdatnosť však možno očakávať v prípade kontaktu rajónu s priepustným podložím, resp. okolím.

Rajón vytvára mierne svahy, niekedy porušované výmoloňovou eróziou. K porušeniu svahov dochádza najmä na erózných brehoch, resp. pri necitlivých stavebných zásahoch.

Využitie územia rajónu závisí od konkrétneho litologického typu, obdobne ako v prípade rajónu piesčitých alebo drobnozrnných sedimentov.

## **Rajón drobnozrnných sedimentov**

Rajón tvoria drobnozrnné súdržné horniny charakteru ílovitých a hlinitých zemín s premenlivým obsahom ílovitej, prachovitej a piesčitej (často tufitickej) zložky. Sporadicky sa vyskytuje aj štrkovitá prímies. V závislosti od svojho veku sa horniny tohto rajónu vyznačujú rozličnou konzistenciou – od tuhej v prípade pliocénnych ílov po pevnú až tvrdú pri najstarších bádenských sedimentoch. Index plasticity býva vysoký až veľmi vysoký, pričom vzrastá so vzdialenosťou od okraja pohorí. Podľa ČSN 73 1001 možno súdržné zeminy tohto rajónu zaradiť do tried F6 až F8. V zmysle ČSN 73 3050 zaradujeme uvedené horniny do 3. triedy ťažiteľnosti. Najnepriaznivejšou inžinierskogeologickou vlastnosťou hornín rajónu je ich spravidla nebezpečná namrzavosť a celková zvýšená citlivosť hornín v styku s vodou. Z hľadiska priepustnosti ich hodnotíme ako izolátory s veľmi nízkou hodnotou súčiniteľa priepustnosti. Morfológia územia rajónu je mierne modelovaná, charakteru nížiny až pahorkatiny. Citlivosť na eróziu je vysoká. Rajón poskytuje vhodné a podmiennečne vhodné územia na zakladanie stavieb. Pri dostatočnej hrúbke ílov a neprítomnosti piesčitých vrstiev je spravidla vhodný, resp. podmiennečne vhodný na ukladanie odpadu.

## **Rajón pyroklastických hornín**

V študovanom území sa vyskytuje v jeho východnej časti. Takmer výlučne ide o poloskalné horniny, s pevnosťou v jednoosovom tlaku od 2 do 40 MPa.

Zastúpené sú rozličné variety pyroklastických hornín – piesčité a aleuritické tufy a tufity, tufitické pieskovce a pyroklastické brekcie. Výrazná je citlivosť uvedených hornín, najmä syngeneticky či postgeneticky alterovaných, na zvetrávanie. Intenzita zvetrávania v niektorých prípadoch spôsobuje rozpad horniny až na piesok. Zdravé horniny v zmysle ČSN 73 1001 zaraďujeme do tried R3, R4, v prípade intenzívneho zvetrania R5 a R6. Zvodnenie pyroklastík je podmienené ich genézou a zrnitosťou. Prevažuje pórová priepustnosť, významná je aj puklinová priepustnosť. Vyskytujú sa v nich aj minerálne pramene. Agresivita býva uhličitanová. Aj keď sa reliéf vyznačuje miernymi svahmi, disekcia je pomerne vysoká. Rozhodujúcim činiteľom rozčlenenia Krupinskej planiny na jednotlivé tabule (kryhy) je výmoľová erózia, spravidla selektívna. Andezitové pyroklastiká z oblasti Burdy sa ťažia na stavebné účely. Územie rájónu je prevažne zalesnené, poskytuje pôdy 3. až 7. bonitnej triedy. Na zakladanie stavieb poskytuje vhodné podmienky, obmedzujúcim faktorom býva výmoľová erózia. Aleuritické a pelitické tufy a tufity sú v prípade dostatočných plošných rozmerov i hrúbky vhodným prostredím na ukladanie skládok.

### **Rajón efuzívnych hornín**

Do rajónu efuzívnych hornín zaraďujeme výskyty pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilského komplexu, baďanskej formácie, sitnianskeho komplexu, komplexu Humenice a ignimbry drastvickej formácie. Uvedené horniny napriek vysokej pevnosti horninového materiálu (viac ako 150 MPa v jednoosovom tlaku) považujeme z inžinierskogeologického hľadiska za značne nerovnorodé v dôsledku autometamorfózy alebo v dôsledku hydrotermálnych premien. Uvedené alterácie majú vplyv aj na zaradenie uvedených hornín do príslušných inžinierskogeologických noriem – trieda R1 až R4 podľa ČSN 73 1001, trieda 5 až 7 podľa ČSN 73 3050.

### **Rajón magmatických intruzívnych hornín**

Tento rajón zastupujú granodioritové porfýry typu Hampoch tatiarskeho intruzívneho komplexu v izolovaných maloplošných výskytoch západne od Pukanca. Podľa ČSN 73 1001 ich zaraďujeme do tried R1 a R2, podľa ČSN 73 3050 do 6. a 7. triedy ťažiteľnosti. Reliéf rajónu je strmý. Typickým geodynamickým javom v tektonicky postihnutých zónach je výmoľová erózia a zvetrávanie.

## ZÁVER

V organickom celku geologickej mapy 1 : 50 000 Podunajská nížina-východ a textových vysvetliviek k nej sme sa pokúsili poskytnúť čo najkomplexnejší pohľad na geologickú stavbu skúmaného územia.

V rámci projektovaného finančného objemu sme v rokoch 1995–1997 zhromaždili a komplexne prehodnotili množstvo starších i nových údajov a zostavili mapové dielo zobrazujúce plochu cca 1 100 km<sup>2</sup>.

Hlavným výsledkom výskumu počas tohto krátkeho obdobia je:

- geologická mapa s geologickými reznami,
- rekonštrukcia geologického a tektonického vývoja a zapĺňania východnej časti komjatickej a želiezovskej priehlbiny,
- identifikácia existencie plytkovodného prostredia počas sarmatského obdobia, pravdepodobne zodpovedajúceho facií delt a pobrežným faciám,
- na základe úzkej spätosti lávových prúdov priesilského komplexu so sedimentmi spodnosarmatského veku v oblasti Tlmáč je možné predpokladať súveky vzťah vulkanickej aktivity a sedimentačného morského prostredia, na rozdiel od starších autorov, predpokladajúcich transgresiu spodnosarmatského mora na staršie lávové komplexy,
- podľa sladkovodných usadenín s uhoľnou sedimentáciou subsidencia v čiastkovej pukaneckej prepadline pokračovala po skončení vulkanickej činnosti zrejme až do pliocénu,
- na základe biostratigrafie je možné vyčleniť sedimenty vrchného sarmatu, ktoré kómatujú vulkanickú aktivitu štiavnického stratovulkánu,
- v oblasti „levických ostrovov“ je možné vyčleniť okrem sedimentov hronika aj horniny vyskytujúce sa v západnej časti turovsko-levickej hrasti s afinitou k siliciku,
- detailnému štúdiu boli podrobené sedimenty kvartéru, čo sa odráža aj na kartografickom zobrazení vyčlenených litotypov.

V budúcnosti by mohol riešiteľský kolektív pri vhodných podmienkach zostaviť účelovú geologickú mapu tohto územia, atraktívneho turisticky, ale najmä z hľadiska minerálnych a termálnych žriediel, ktorá by obsahovala aj podrobnejší opis významných geologických lokalít a turisticky zaujímavých prírodných fenoménov.

# VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

## Neogén

### 1. Tlmače – časť Lipník (zárez cesty)

V umelom záreze asfaltovej cesty za futbalovým štadiónom v Lipníku sú v dĺžke cca 200 m s výškou steny 2–3 m odkryté vulkanické horniny a klastické morské sedimenty, vekovo patriace k spodnému sarmatu (staré cca 13 mil. rokov).

Ľavú časť odkryvu tvoria pevné vulkanické horniny lávového prúdu, tvorené amfibolicko-pyroxenickým andezitom s biotitom (53). V strednej časti zárezu sa andezity rozpadajú na bloky, ktorých veľkosť sa smerom k pravej časti odkryvu zmenšuje, až na vzdialenosť cca 20 m úplne vymiznú. Pravú stranu zárezu tvoria strednozrnné piesky s tenkými polohami štrkov s obliakmi andezitu s priemerom až do 3 cm a ojedinele aj s ílovitými preplástkami. V sedimentoch je prítomná hojná vulkanická prímes.

Celkove je tento odkryv názorným príkladom synvulkanickej pobrežnej plytkovodnej fácie. Vyvretý materiál neovulkanitov aktivitou vln mora, ktoré obklopovalo vtedajšie Kozmálovské vršky, postupne podliehal rozpadu. Následne bol účinkom pohybu vln na pobreží opracovaný a usadil sa vo forme pieskov a štrkov (60).

Vulkanické horniny patria k priesilskému komplexu, ktorý zahŕňa produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu štiavnického stratovulkánu, podieľajúceho sa na geologickej stavbe Kozmálovských vrškov.

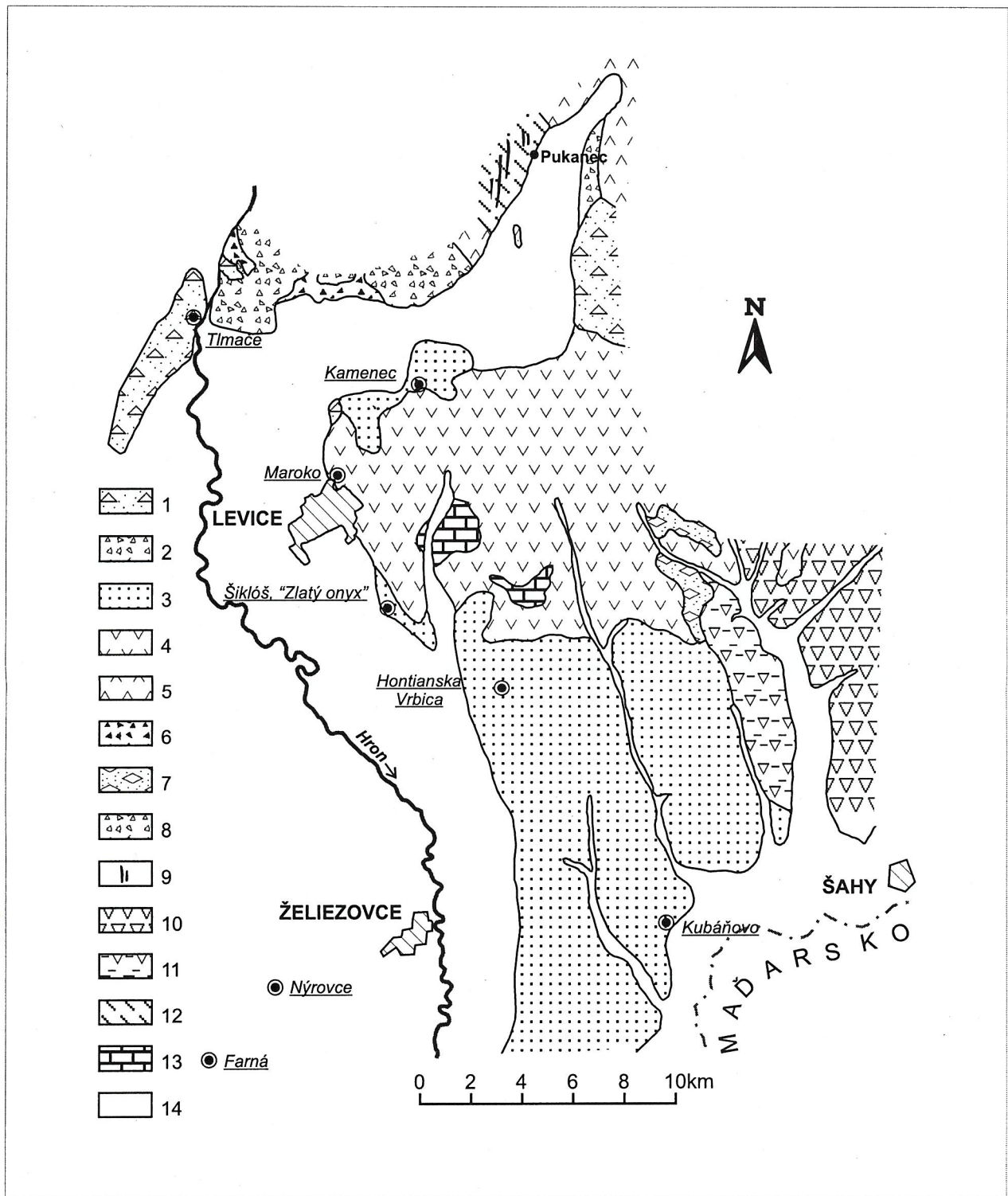
### 2. Kamenec (pieskovňa)

Vo veľkej pieskovni, nachádzajúcej sa cca 200 m zsz. od malej zvonice v usadlosti Kamenec, sú odkryté štrky a piesky, vekovo patriace k spodnému sarmatu (staré cca 13 mil. rokov).

Na dne pieskovne sú dobre viditeľné opracované obliaky pyroxenických augiticko-hyperstenických andezitov (70) s priemerom až 1 m. Ide o zvyšok lávového prúdu, ktorý sa vylial do vodného prostredia a postupne účinkom vlnenia morskej vody bol rozrušený, až z neho ostali izolované balvany. Nadložie tvoria hrubozrnné, slabo spevnené pieskovce, dosahujúce hrúbku cca 20 m (65).

Pieskovce obsahujú ojedinelé dobre ováľané obliaky pemzy a andezitov. Sedimentárne textúry pieskovcov sú reprezentované najmä šikmými zvrstveniami. Vyskytuje sa i planárne zvrstvenie, kde sa striedajú vrstvy hrubozrnných pieskov





Obr. 25 Významné geologické lokality (A. Nagy, P. Liščák, 1998)

1 – priesilský komplex, 2 – drastická formácia, 3 – deltová sedimentácia, 4 – bad'anská formácia, 5 – sitniansky efuzívny komplex, 6 – bielokamenské súvrstvie, 7 – ladzianske súvrstvie, 8 – komplex Humenica, 9 – tatiarsky intruzívny komplex, 10 – plášťovské vrstvy, 11 – sebeclebská formácia, 12 – 1. etapa vývoja štíavnického stratovulkánu, 13 – predterciérne podložie, 14 – kvartér, ● Farná – významná geologická lokalita

až drobnozrnných štrkov s drobnozrnnými pieskami. Laminky drobnozrnných štrkov sú zložené z dobre opracovaných obliakov andezitov a pemzy, takmer bez piesčitej základnej hmoty (matrixu). Vznikli v tidálnom prostredí nad priamym účinkom vln, kde sa viac uplatnilo prúdenie a odnos drobných klastov. Zriedka sú viditeľné šikmé zvrstvenia typu „rybej kosti“ (haring bone), ktoré vznikli pod vplyvom prílivových a odlivových prúdov. Striedanie sklonu šikmého zvrstvenia je spôsobené raz prevahou prínosu materiálu vlnami prílivu a odlivu, raz prevahou prínosu klastického materiálu prúdmi z pevniny. Niekedy sa vyskytujú aj náznaky sigmoidálneho ohybu lamín piesku v hornej aj dolnej časti vrstvy, vytvárajúce sigmoidálne zvrstvenie, ktoré je typické pre prostredie so značným účinkom prílivu a odlivu. Smerom do nadložja sa zvyšuje početnosť vrstiev pieskov so šikmým zvrstvením spôsobeným účinkom vln prílivu a odlivu, hojne zásobených klastickým materiálom pochádzajúcim z hornín štiavnickeho strato-vulkánu.

Sedimenty patria k bad'anskej formácii. Bad'anská formácia zahŕňa súbor vulkanických hornín predstavovaných lávovými prúdmi pyroxenických andezitov, hyaloklastitovými brekciami, pemzovými tufmi a epiklastickými brekciami. Sedimenty tvorené konglomerátmi, štrkami a pieskocami predstavujú tzv. deltovú sedimentáciu a vznikli dezintegráciou a depozíciou vulkanických hornín bad'anskej formácie v plytkovodnom morskom prostredí.

### 3. Hontianska Vrbica (pieskovňa)

V miestnej pieskovni cca 250 m severne od okraja obce sú umelo odkryté sedimenty stredno- až vrchnosarmatského veku (staré cca 12 až 13 mil. rokov), vyvinuté vo fácií tufitických pieskov s vložkami tufitov (65).

V pravej strane pieskovne majú prevahu drobn- až strednozrnné, slabo spevnené pieskovce. Šikmé zvrstvenie sa vyskytuje len sporadicky, piesky sú najčastejšie bez sedimentárnych textúr. V dvoch prípadoch je dobre viditeľná erózia podložných tenkých vrstiev tufitických ílov, resp. polohy pieskov so šikmým zvrstvením. V pieskoch sú často prítomné nepravidelné izolované kusy si-vozelených ílov s priemerom až do 40 cm. Piesky sa na základe týchto znakov usadili pravdepodobne z úlomkotokov (mass flow), ktoré vytvárajú dobre viditeľné korytá v smere JV–SZ.

V ľavej strane pieskovne je poloha tufitických ílov hrubá cca 60 cm, ktorá sa v strede pieskovne štiepi na tri tenšie vrstvy, oddelené pieskami. V tejto časti pieskovne sú vyvinuté rôzne typy sedimentárnych textúr. Do ešte plastických tufitických ílov prenikli pod tlakom nadložja z piesčitých podložných vrstiev na vzdialenosť 10–15 cm tenké (max. 3 cm) žilky nepravidelného tvaru, vyplnené piesčitým materiálom (sand dyke). Z ďalších hydroplastických deformácií sú pekne vyvinuté plameňové štruktúry (flame structure), keď íly v podobe

plameňovitých jazykov prenikajú do nadložných piesčitých sedimentov. V podstate ide o jeden z prejavov vtláčania (loading).

V ľavej strane pieskovne v nadloží tufitických ílov je na ploche  $1,5 \times 5$  m zachovaný zvyšok sklzového telesa s dobre viditeľnými penekontemporálnymi znakmi plastických sklzových štruktúr – erózie, vrásnenia a zabaľovania súboru vrstiev, vzniknutých tesne po usadení vrstvomého súboru v subakvatických podmienkach.

Sedimenty s uvedenými znakmi môžu predstavovať najhlbšiu časť značne aktívnej delty (toe set), prstovite zasahujúcu do hlbokovodných častí panvy.

V tufitoch sa zistila fauna mäkkýšov. Určené boli druhy: *Pirenella* sp., *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Congeria* cf. *moesia* JEKELIUS, *Congeria* sp., *Cardium latisulcum* MÜNSTER, *Cardium* cf. *politioanei* JEKELIUS, *Ervilia dissita* cf. *dissita* (EICHWALD), *Maetra* cf. *eichwaldi* LASKAREV, *Maetra* sp. a *Solen subfragilis* EICHWALD. Okrem toho sa v nich zistili odtlačky makroflóry, z ktorej boli identifikované *Cyperites* sp., *Phragmites oeningensis* AL. BR., *Picea* sp., *Laurophyllum pseudoprinceps* WEYLAND et KILPPER, *Salix tenera* AL. BR., *Betula macrophylla* HEER, *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BUŽEK et KOTLABA.

Podľa obsahu fosílií predpokladáme, že ide o najmladšiu časť tzv. deltovej sedimentácie baďanskej formácie strednosarmatského veku.

#### 4. Kubáňovo (pieskovne a zárezy tokov)

V prirodzených aj umelých odkryvoch v okolí kostola v obci Kubáňovo vystupujú šikmo zvrstvené drobnozrné, slabo spevnené pieskovce s obliakmi pemzy a tufitickou prímiesou (65). Usadzovali sa v období spodného až stredného sarmatu, cca pred 12 až 13 mil. rokov.

V spodných častiach vystupujú na povrch šikmo zvrstvené pieskovce s generálnym smerom orientácie lamín fluidálnych šikmých zvrstvení na JJZ. Nad nimi sa nachádza cca 1,5 až 2 m hrubá poloha pieskocov s detailne poprehýbanými, 10–20 cm hrubými vrstvami pieskocov, oxidmi Fe sfarbenými do hrdzavohneda. V ich nadloží sú usadené sivozelené tufitické íly, dosahujúce hrúbku až 10 m. Opísané sedimenty môžu zodpovedať terminálnej časti inverzného údolia (inside valey). Pri lokálnom znížení hladiny mora sa vodný tok zarezal do plážových sedimentov a naniesol svoje náplavy vo fluidálnom prostredí. Následkom opätovného zvyšovania úrovne vodnej hladiny nastala sedimentácia ílov. V nich sa našlo množstvo odtlačkov listov a silicifikovaných konárov a kmeňov stromov. Pravdepodobne hmotnosť nadložných ílov spôsobila hydroplastické zdeformovanie vrchných vrstiev podložného pieskovcového súboru.

Šedimentácia ílov pripomína usadeniny estuária, no určiť v takom zakrytom teréne jeho rozsah bez plytkého vrtného prieskumu je prakticky nemožné.

Z tejto lokality boli určené listy: *Betula macrophylla*, *Carpinus grandis*, *Juglans acuminata*, *Fagus* sp., *Alnus longifolia*. Sú to všetko chladmomilné prvky bez exotických a teplomilných typov.

V Kubáňove v zelených iloch sa zistili foraminifery *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.), *E. macellum* (F.–M.) a *Protelphidium bogdanowiczi* (VOLOSH.), ostrakóda *Cytheridea hungarica* ZAL., *Hemicyprideis dacica* (HÉJJAS) a *Aurila* sp. a zvyšky odtlačkov listov *Carpinus grandis* UNG., *Betula macrophylla* HEER, *B. prisca* ETT., *Alnus cecropiaefolia* (ETT.) BERGER, *Pterocarya* sp. a *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BUŽEK et KOTLABA, *Equisetum* sp., *Selvinis* sp., *Pteris palacoarita*, *Salix varians*, *Betula prisce*, *B. brongniertii*, *B. macrophylla*, *Büttneria tiliaefolis*, *Juglans acuminata*, *Ulmus longifolia*, *U. braunii*, *Potamogaton* sp. Ide výhradne o chladnomilné prvky bez exotík.

Aj sedimenty na odkryvoch v Kubáňove patria k tzv. deltovej sedimentácii baďanskej formácie.

## 5. Vápnik (Šiklós) a „Zlatý ónyx“ (kameňolomy)

Travertíny (46) pliocénneho veku (staré cca 2–4 mil. rokov) sú v oblasti Levíc úzko späté s minerálnymi a termálnymi prameňmi, ktoré podmienili vznik termálneho kúpalisku Margita-Ilona.

Najlepšie sú odkryté pod kótou 274 m n. m., Vápnik (v minulosti Šiklós), nachádzajúcou sa medzi Levicami a Mýtnymi Ludanmi. Najväčšiu masu hornín tvoria pevné, výrazne zvrstvené, sčasti pórovité, žlté, žltobiely až smotanovožlté sfarbené travertíny. V najvyšších polohách sú typické zväčša súvislé travertínové kôry. Na povrchu travertínu sú reziduálne vrstvy fosílnych pôd prevažne typu terra rossa a spraše so sprašovitými hlinami. V spodných častiach sa nachádzajú bloky veľmi kvalitného ónyxového mramoru obklopené červeno sfarbenými hlinami. Ónyxové mramory sú produktom vysoko-teplotných termálnych vôd, ktoré namiesto mäkkších travertínov vytvorili odolnejší aragonit. Vody pravdepodobne pôsobili aj na staršie travertíny, ako o tom svedčia rôzne stupne rekryštalizácie so zachovanou pôvodnou pórovitovou travertínovou stavbou. Prítomnosťou aragonitu tak nadobúdajú kompaktný, hrubokryštalický, priehľadný vzhľad dúhovite sa striedajúcich mliečnych a svetložltých až medovožltých vrstvičiek, hrubých od niekoľko mm do cca 5–7 cm.

Ónyxové mramory, známe pod názvom levický Zlatý ónyx, sa tak pre svoj atypický vzhľad stali našim najoriginálnejším dekoračným kameňom.

Vek opísaných šiklóšskych travertínov bol aj na základe nálezu panciera močiarnej korytnačky *Emys orbicularis* (L.) určený ako pliocén.

## Kvartér

Na Dolnohroní sú predovšetkým lokality sprašových sérií – bývalá tehelná (dnes v zástavbe) Levice-Monako (vrchný pleistocén a mladšia časť stredného pleistocénu, spraše a fosilne pôdy a pôdne sedimenty), odkryv mladých spraší v Sikenici i v Šalove (všade ľavobrežie Hrona). Na pravobreží Hrona je exkurzný odkryv v štrkovisku Nýrovce (štrky a nívne ílovité hliny mindelskej terasy, fosilne rubefikované pôdy, fosilne pôdy a spraše) a excelentný odkryv unikátnej série spraší, fosilných pôd a rubefikovaných fosilných pôd (vrchný, stredný až spodný pleistocén) v bývalej tehelni Farná (dnes značne zasutinené hlinisko). Inštruktívne profily sprašových sérií vrchného pleistocénu boli (a sčasti sú) pri Hrone v Malej Turej a Vozokanoch nad Hronom (časť Hronoviec).

Z vymenovaných sprašových lokalít sú najdôležitejšie (s celoslovenským významom) odkryvy v bývalej tehelni Levice-Monako, v štrkovisku Nýrovce, a najmä zvyšky unikátneho a súvislého vrstvomého sledu spraší, fosilných pôd a hlín v bývalej tehelni Farná, dospejú až s výskytom vrstiev spodného pleistocénu.

### 8. Levice-Monako (hlinisko)

Geologicky a morfo pozične sa lokalita nachádza pri severozápadnom vyklenení tzv. levickej terasy Hrona, pokrytej odspodu sledom rôznych hlín a spraší, doložených vrtom LV-17. Jej terasové štrky sú mladšieho mindelského veku. V hlinisku vo výškovej pozícii bázy štrkov terasy už štrky neboli zastihnuté, iba výškovo súhlasí povrch neogénnych sedimentov v podloží kvartéru.

Na južnej, pravej strane hliniska sa vrstvomý sled kvartéru začína nasadaním na podložný neogén svetlých, sivastožltých a vápnitých prachovitých hlín (sprašovej genézy), v ktorých sa zistil reziduálny výskyt vulkanického tufu (popola). Táto bazálna sprašovitá vrstva bola zrejme (vo vzťahu k levickej terase) uložená až v pomindelskom období, čiže v risse. Potvrzuje to druhotná absencia štrkov levickej terasy, ktorá dokladá následné erózne obdobie; finálne mindelské nívne hliny profilu vrtu LV-17, ktoré sa líšia od bazálnych spraší v hlinisku atď. Na bazálnych sprašiach sa vyvinula (bez hiátu) aj interglaciálna fosilná pôda, najstaršia na lokalite (oranžovosýtohnedá štruktúrovaná hlina). Obidve vrstvy (najmä bazálna) boli odkryté a prístupné naposledy asi v 70. rokoch. Podľa posledných výskumov je vek sprašovitej bazálnej vrstvy starší riss a najstaršej pôdy PK IV čiže intrariss. To značí, že sprašová séria lokality začala sedimentovať až v počiatočoch mladšej časti stredného pleistocénu a pokračovala kontinuálne do konca pleistocénu.

Ďalšia sukcesia sprašovej série lokality (v súčasnosti ešte viac-menej odkrytá) predstavuje svetlé, sivožlté a sivohnedé spraše mladšieho rissu (vrstva je

dnes prístupná len vo vyšších častiach odkryvu) a vrchnopleistocénne vrstvy, ktoré tvoria: hnedozemná fosilná pôda (PK III), interglaciálna (R/W), v hrúbke 0,70–1,50 m; súvrstvie tzv. mladých spraší (würm), ktorého hrúbka koliše (zhruba od 1,5 do asi 4 m). V nich sa vyskytujú (odspodu) až dve interštadiálne medzivrstvy – stredne intenzívne vyvinutá fosilná hnedozem PK II a slabo vyvinutá iniciálna hnedozem PK I.

Mladé spraše (würm) majú výskyt rôznych asociácií malakofauny gastropód. Prevažujú druhy sprašových a stepných biocenóz.

Celková hrúbka sprašovej série lokality je veľmi kolísavá, od 10 do 15 m. Lokalita je inštruktívna pre terestrický vývoj spraší a pôd v mladšej časti stredného pleistocénu (sopečný tuf), ako aj vo vrchnom (mladšom) pleistocéne.

## 9. Nýrovce (štrkovisko)

Lokalita je situovaná na južnom okraji obce Nýrovce, z ktorej je dobre prístupná po asfaltovej ceste. Odkryv je vcelku zachovaný. Reprezentuje odkrytý sled vrstiev v tzv. vrchnej terase (stupeň V). Boli spracované sedimentárno-petrograficky (piesčité štrky) a paleontologicky (malakofauna spraší a hĺn, nález ostrakód).

Odspodu je odkrytá vrchná časť (v hrúbke okolo 2 m) pieskoštrkovej akumulácie terasy (starší mindel). Významný je však najmä prierez celej tzv. nadložnej série hĺn na štrkoch. V spracovanom profile Nr-1 (v odkryve spolu so štrkami dosahuje hrúbku 7,5 m) sériu tvoria odspodu tieto vrstvy:

a) sivé silno ílovité hliny (hrúbka 1,5 m) = finálne nívne hliny (starší mindel) s malakofaunou a unikátnym výskytom sladkovodných ostrakód, s povlakmi Fe a Mn a so zátekmi a konkréciami  $\text{CaCO}_3$  (maximum);

b) slabšie ílovitá červenkastohnedá hĺna (hrúbka 0,7 m) = interglaciálna pôda (hnedozem), veľmi intenzívne zvetraná (na nívnych hĺnách); výrazné záteky  $\text{CaCO}_3$  a Fe a Mn; PK V, spodná (vlastná) pôda;

c) po slabom hiáte (diskordancii): čokoládovo hnedá hĺna (hrúbka 0,7 m) = interglaciálna pôda (hnedozem), intenzívne zvetraná; slabšie záteky  $\text{CaCO}_3$ ; PK V, vrchná pôda; celý PK V (ad b+c) = interglaciálny M/R;

d) po výraznom hiáte (diskordancii): vápnitá spraš, svetlá sivožltohnedá (spolu hrúbka 1,2 m) = würm; v spodnej časti (hrúbka 0,7 m) jemne piesčitá a vo vrchnej časti (hrúbka 0,2 m) prachovitá, v strede (hrúbka 0,3 m) svetlohnedá medzivrstva (= interštadiálna iniciálna hnedozem, PK I);

e) čiernohnedá hĺna (hrúbka 0,4 m) = recentná pôda (degradovaná černozem), PK 0, holocén.

Lokalita Nýrovce-štrkovisko je inštruktívny profil vrstiev vývoja stredného pleistocénu (v jeho staršej časti až v počiatkoch mladšej časti stredného pleistocénu).

## 10. Farná (hlinisko)

Hlinisko v bývalej tehelni vo Farnej (na severnom okraji obce) je dnes mimo prevádzky a unikátny odkryv je značne zasutinený. Po úprave stien by mohol byť opäť exkurznou lokalitou. Profil je podrobne dokumentovaný, komparatívne a regionálne – korelačne – vyhodnotený s použitím sondážno-vrtných prác.

Sprašovo-pôdne súvrstvie profilu má (ako jediné v regióne) zachované aj vrstvy spodného pleistocénu, gūnz a kromér (rubefikované pôdy a pôdne sedimenty, rezíduá spraší podobných sedimentov). Sú súčasťou tzv. dlhej sukcesie vrstiev (na hronskej terase VI b) v profile hliniska, reprezentujúcej takmer súvisle aj nasledujúce vrstvy pleistocénu (stredného i vrchného).

## LITERATÚRA

- Andrusov, D., 1950: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a rokoch predošlých. Práce Št. geol. Úst., soš. (Bratislava), 20, 3–62.
- Bagdasarjan, G. P., Vass, D. a Konečný, V., 1968: Results of Absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, 2, 419–425.
- Bárta, R., 1960: Geofyzikálny prieskum na lokalite Slatina. Manuskript – archív Geofyziky, Bratislava.
- Baráth, I., 1993: Sedimentary conditions and source areas of Lower and Middle Miocene coarse clastics in the Apine-Carpathian junction zone. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1995: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 27, 236–242.
- Bátory, V., 1981: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HČ-2 Čajkov. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Bezák, V., 1982: Geological structure of the Kohút zone of the Veporides and specialized geological investigations. Symposium on geochemistry of endogenous and exogenous processes. Zborník referátov, Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 106–110.
- Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 11, 9–224.
- Biely, A., 1965: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. Spr. geol. Výsk. v roku 1964 (Bratislava), 60–62.
- Biely, A. a Papšová, J., 1983: Nový biostratigrafický údaj z mezozoika levických ostrovov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 113–116.
- Bondarenková, Z., Michalič, J., Michaliček, M., Procházková, V. a Bučeková, M., 1990: Želiezovce-kúpalsko, vyhl'adávací prieskum. Manuskript – archív IGHP, Bratislava.
- Bondarenková, Z., 1984: Slatina – hydrogeologický prieskum. Záverečná správa. Manuskript – archív IKŽ, Bratislava.
- Brestenská, E., 1963a: Ročná správa o základnom geologickom výskume a mapovaní na liste Vráble a Levice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1963b: Mikropaleontologická dokumentácia povrchových odkryvov a vrtov na liste Vráble, Levice a Zlaté Moravce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1964: Geologické mapovanie na liste Vráble a mikropaleontologický výskum na listoch Vráble, Levice a Zlaté Moravce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1965: Mikrobiostratigrafické začlenenie miocénnych sedimentov v okolí Kozároviec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1969: Ročná správa o mikropaleontologickom hodnotení vrtu GK-6 pri Rybníku. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.



- Brestenská, E., 1970: Dielčia záverečná správa sedimentogénneho neogénu za list Levice 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1971: Mikrobiostratigrafia sarmatu východných okrajov Podunajskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1973: Ročná správa o mikropaleontologickom výskume neogénu východnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., 1975: Mikrobiostratigrafia neogénnych sedimentov vrtu PKŠ-1 (Gondovo). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E. a Harman, M., 1956: Ložisko lignitu pri Pukanci, okr. Levice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., Švagrovský, J., Planderová, E. a Lehotayová, R., 1974: Faziostratotypus: Hontianska Vrbica bei Levice. In: Papp, A., Marinescu, F. a Seneš, J., 1974: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys IV, M<sub>5</sub>, Sarmatien. Bratislava, Veda, 192–195.
- Brestenská, E., Lehotayová, R., Tejkal, J. a Planderová, E., 1978: Faziostratotypus: Lontov bei Želiezovce, Bohrung ŽI-2. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F., 1978: Chronostratigraphie und Neostatotypen M<sub>4</sub> Badenien. Bratislava, Veda, 184–188.
- Brestenská, E., Konečný, V., Lexa, J. a Priechodská, Z., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, list Tekovské Trst'any a Hontianske Tesáre. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brestenská, E., Halouzka, R., Karolus, K., Karolusová, E., Konečný, V., Remšík, T. a Šucha, P., 1982: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, listy: Levice 45-224 a Brhlovce 46-113. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Brlay, A., Lexa, J., Mihaliková, A., Hojstričová, V., Rojkovičová, L., Marsina, K., Karolusová, E. a Stankovič, J., 1985: Prognózne zhodnotenie južného pokračovania pukaneckého rudného obvodu v oblasti Gondova. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Buday, I. a Špička, V., 1963: Geologická stavba a reliéf podložia podunajskej panvy. Manuskript – archív Ústf. Úst. geol., Praha.
- Buday, T. a Špička, V., 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelom k poměrům v Podunajské pánvi. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, (Bratislava), 7, 153–187.
- Bujalka, P., 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov Krupinice, Štiavnice. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Burian, J., Konečný, V., Krist, E., Vozár, J. a Lexa, J., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov – oblasť B. Štiavnica (časť I.). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Čermák, D., 1971: Stredne hlboký štruktúrny prieskum komjatickej depresie. Manuskript – GS SR Geofond, Bratislava.
- Dvořák, J. a Konopáč, J., 1965: Stabilita zdroje kyselky ve Slatine u Levic. Manuskript – archív Mln. zdrav. SR, Bratislava.
- Đuratný, S., Plančár, J. a Zbořil, L., 1963: Geofyzikálny výskum v oblasti Šahy. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Đuratný, S., Fusán, O., Kuthan, M., Plančár, J. a Zbořil, L., 1967: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Ďuratný, S., Fusán, O., Kuthan, M., Plančár, J. a Zbořil, L., 1968: Relation of deep-seated structure to the development of subsequent vulkanism in central Slovakia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 44/45, 73–89.
- Ďuratný, S. a Panáček, A., 1978: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón v oblasti Stredoslovenských neovulkanitov – oblasť Rudno – Brehy – Pukanec. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Fecek, P., 1981: Neogén Ipeľskej pahorkatiny – vyhladávací prieskum. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Fejdiová, O., 1980: Lúžňanské súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 95–101.
- Franko, O., 1962: Minerálne vody. In: Fusán, O.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Rimavská Sobota. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O. a Gazda, S., 1967: Hydrogeologické odskúšanie vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–230.
- Fusán, O., Kuthan, M., Ďuratný, S., Plančár, J. a Zbořil, L., 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Západ. Karpaty (Bratislava), 10, 1–159.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západ. Karpaty (Bratislava), 15, 1–173.
- Fusán, O., Ibrmajer, J. a Plančár, J., 1979: Neotectonics Blocks of the West Carpathians – Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Final Report. Bratislava, 187–192.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–123.
- Gabčo, R., 1970: Dielčia záverečná správa neogénu za list Želiezovce 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gabčo, R. a Vass, D., 1964a: Základný geologický výskum miocénu južného okraja stredoslovenských neovulkanitov s ohľadom na nerastné suroviny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gabčo, R. a Vass, D., 1964b: Geologické profily vrtu ŽG-1 a vrtaných studní. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gabčo, R. a Vass, D., 1965: Vývoj neogénu medzi Dudincami a Želiezovcami. Spr. geol. Výsk. v roku 1964 (Bratislava), 2, 79–82.
- Gazda, S., 1969: Hydrogeochémie Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1968: Souhrnné spracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR Geofond, Bratislava.
- Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salay, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–320.
- Halouzka, R., 1977: Príspevok k stratigrafii travertínov Ipeľskej pahorkatiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 135–140.

- Halouzka, R., 1982: Dolné Pohronie – kvartér a morfológia. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (stredné Pohronie, Orava a Turiec). Region. geol. Západ. Karpát, Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 21, 167–175.
- Halouzka, R. a Minaříková, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. Věd, A (Praha), 11, 7–55.
- Harčár, J. a Priechodská, Z., 1988: Geologická mapa Podunajskej nížiny, severovýchodná časť, 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Harmann, M., 1955: Predbežná správa o náleze lignitu pri osade Majere, východne od Pukanca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Havrila, M. a Buček, S., 1992: Svahové sedimenty v hroniku. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Holička, R., 1959: Technológia ílov na banskom diele Pukanec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hrnčár, A., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov SR. Okres Levice 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Hruškovič, J. a Sýkora, J., 1989: Pukanec – Bohunice, tehliarske suroviny. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Upper Badenian to Sarmatian sedimentary environment changes in eastern part of the Vienna Basin. Miner. slov. (Bratislava), 25, 3, 202–210.
- Hyánková, K. a Melioris, L., 1992: Vybrané kapitoly z hydrogeochemie. Bratislava, PriF UK.
- Hynie, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerální vody. Praha, Čs. Akad. Věd.
- Ibrmajer, J. a Mottlová, L., 1960: Zhodnotenie gravimetrických a magnetických materiálov Dunajské nížiny. Manuskript – archív GS SR Geofond, Bratislava.
- Ibrmajer, J. a Mottlová, L., 1963: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížine. Sbor. geol. Věd. (Brno), 69–96.
- Ispaits, F., 1943: Teraszmorfológki megtígyelések a Garam mentén Zsarnócától a torkolatig. Földrajzi Közlem. (Budapest).
- Ivan, L., 1952: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava). 32, 221–238.
- Ivan, L., 1955: Zpráva o geologickom výskume v severnej oblasti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 4, 127–134.
- Ivan, L., 1957: Bátovská kotlina a jej príľahlé oblasti. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Ivan, L., 1960a: Správa o geologickom mapovaní na gen. mape Nitra (1 : 200 000), východne od Hrona. In: Bretestenská, E. et al., 1960: Geologický výskum terciéru na generálnej mape list Nitra M-34-XXXI. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Ivan, L., 1960b: Poznámky k vývoju sarmatu s horninami diatomitového typu v Ipeľskej tabuli. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 19, 125–130.
- Ivan, L., 1960c: Správa o geologickom mapovaní na topografickom pláne Želiezovce. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 20, 177–182.

- Ivan, L., 1965: Sledovanie nerudných surovín na západnom Slovensku. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Jančok, J. a Kucharič, L., 1978: Prognózne ocenenie ČSSR. Oblasť Stredoslovenské neovulkanity, katalóg ložísk. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Jiříček, R., 1973: Biostratigrafia pliocénu komjatickej depresie. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Karolusová, E., Karolus, K., Lexa, J. a Krištín, J., 1985: Základná geochemická charakteristika vyčlenených formácií a komplexov Pohronskeho Inovca, Kozmálovských kopcov a Bátovskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., 1955: Základný geologický výskum a výpočet zásob ložiska andezitových tufov v katastri obcí Sv. Beňadik – Psiare. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., 1971: Správa o hlbokých vrtoch a výskume podložja neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov v Štiavnickom pohorí. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Karolusová, E. a Brlay, A., 1967: Záverečná správa k listu 1 : 50 000 Nová Baňa a príľahlej časti listu 1 : 50 000 Zlaté Moravce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Vozár, J., Hojstričová, V. a Škvarka, L., 1970a: Hlboký štruktúrny vrt GK-12 Devičany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Karolusová, E., Vozár, J. a Škvarka, L., 1970b: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-10 Ladzany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Brestenská, E., Vozár, J., Karolusová, E., Priečhodská, Z., Škvarka, L. a Ritter, J., 1971: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-6 Rybník v Čajkoveckej kotline. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Karolusová, E. a Hojstričová, V., 1972: Hlbinná stavba jz. segmentu stredoslovenských neovulkanitov na základe výsledkov doposiaľ prevedených štruktúrnych vrtov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K. a Váňová, M., 1973: Vzťah sarmatských sedimentov k neovulkanitom stredného Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Karolusová, E., Brestenská, E., Priečhodská, Z., Vozár, J. a Škvarka, L., 1975: Kompletné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu PKŠ-1, Gondovo. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K., Karolusová, E., Škvarka, L. a Brlay, A., 1977: Čiastková záverečná správa z neovulkanitov na liste 1 : 50 000 Levice (4 listy: M-34-134-A-a Kozárovce, M-34-134-A-b Bátovce, M-34-134-A-c Levice, M-34-134-A-d Brhlovce). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolus, K. a Karolusová, E., 1978: Petrologia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a Pohronskom Inovci. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 5, 145–178.
- Karolus, K., Fusán, O. a Konečný, V., 1979: Geologická stavba podložja stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kolosváry, G., 1966: V. Angabe zur kenntnis der Triaskorallen und der begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38, 179–188.
- Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 51, 5–46.

- Konečný, V., Bagdasarjan, G. P. a Vass, D., 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with absolute ages. Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 13.
- Konečný, V., Šefara, J. a Zbořil, L., 1973: Investigation of deep Structures in the basement of Central Slovakia young volcanic region respect to neogene volcanism. Proc. of the X-the Congr. CB Gt. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfolotektonickým štruktúram predvulkanického podložía. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7– 203.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Bezák, V., Miko, O., Pristaš, J., Stolár, M. a Vranovská, A., 1990: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000, list Lovinobaňa-I (36-431). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Lexa, L., Dublan, L., Halouzka, R., Šimon, L., Köhlerová, M., Hojstričová, V., Vozárová, A., Vozár, J. a Hók, J., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36-313 Hliník nad Hronom, 36-331 Žarnovica, 36-333 Pukanec, 35-444 Hronský Beňadik. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Lexa, J., Dublan, L., Halouzka, R., Nagy, A., Ivanička, J., Havrila, M., Hojstričová, V., Žáková, E., Rojkovičová, L. a Kodéra, P., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 35-424 Veľké Pole – časť, 35-441 Skýcov – časť, 35-442 Nová Baňa, 35-443 Zlaté Moravce – časť, 45-222 Tlmače, 45-221 Tesárske Mlyňany – časť, 45-223 Veľký Ďur – časť, 45-224 Levice – časť, 46-111 Bátovce – časť, 46-113 Brhlovce – časť, 46-131 Demandice – časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kovanda, J., 1971: Kvartérny vápence Československa. Sbor. geol. Věd, A (Praha), 7, 1–240.
- Kováč, M. a Baráth, I., 1996: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. Miner. slov. (Bratislava), 28, 1, 1–11.
- Kováč, P., Hók, J., Nagy, A., Šimon, L., Pereszlényi, M., Madarás, J. a Vitáloš, R., 1997: Jadrová elektráreň Mochovce – geológia, tektonika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kraus, I., 1989: Kaolíny a kaolínové íly Západných Karpát. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 13, 7–287.
- Kuthan, M., Biely, A., Brestenská, E., Brlay, A., Krist, E., Kullman, E. a Mazúr, E., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Nitra, M-34-XXX. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava, 1–171.
- Lacko, L., Míno, J. a Sobolič, P., 1960: Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume s výpočtom zásob, Levice, Krupina, stavebné hmoty, stav k 1. I. 1960. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Lehotayová, R., 1963: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek k úkolu 02-A-III. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Lehotayová, R., 1964: Mikrofauna miocénnych sedimentov južného okraja stredoslovenských neovulkanitov. Spr. geol. Výsk. v roku 1963 (Bratislava), 12–13.
- Lehotayová, R., 1965a: Príspevok k mikrobiostratigrafii východnej časti Podunajskej nížiny. Spr. geol. Výsk. v roku 1964 (Bratislava), 83–84.
- Lehotayová, R., 1965b: Zpráva o mikrobiostratigrafii juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lehotayová, R., 1966: Dielčia záverečná správa o mikrobiostratigrafickom výskume na liste Šahy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lehotayová, R., 1968: Mikrofauna hlbinného vrtu ŠV-8 (Semerovce). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lešták, P., Holička, R. a Čičel, B., 1957: Technologické vlastnosti pukaneckých ílov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lešták, P. a Holička, R., 1958: Výpočet C<sub>2</sub> zásob ílov na ložisku Pukanec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexová, M. a Peloušek, J., 1958: Průzkum sklárských písků – Horné Turovce. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Magdolen, S., Ivančenko, M. a Valko, P., 1978: Šalov – tehliarske suroviny. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Maheľ, M., 1952: Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 32, 239–245.
- Maheľ, M., Kamenický J., Fusán O. a Matějka A., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II., sv. 1. Praha, Čs. Akad. Věd, 7–495.
- Májovský, I. a Rozkošný, J., 1967: Levice – Šahy – geofyzikálny výskum 1963–1966. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Man, O., 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině. Manuskript – archív Geofond, Praha.
- Marková, M., 1964: Správa o petrografickom výskume pre úlohu 02-A-III za rok 1963. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Marková, M., 1965: Petrografický výskum sedimentov tortónu a sarmatu južného Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Marková, M., 1966: Petrografický výskum miocénnych sedimentov na liste Šahy. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Marková, M., 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, (Bratislava), 8, 79–168.
- Marková, M., 1970: Petrografia sarmatských uloženín na liste Brhlovce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Marková, M., 1970a: Mineralógia a petrografia argilizovaných pyroklastík okolia Levíc. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, (Bratislava), 13, 57–87.
- Marková, M. a Vass D., 1969: Geológia a petrografia pyroklastík a ílov vo vrtoch v okolí Veľkých a Malých Krškán. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Mašín, J. a Jelen, J., 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, UK, 5–154.
- Mazúrová, V., 1978: Terasy riek čsl. Karpát a ich vzťah k terasám Dunaja. Geogr. čas. (Bratislava), 3, 4, 281–301.

- Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a príľahlé pohoria. Geomorfológia a kvartér. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–188.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. čas. (Bratislava), 2, 30, 101–125.
- Melioris, L., Hyánková, K. a Mucha, I., 1976: Molekulová difúzia CO<sub>2</sub> v zvodnenej vrstve. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 31, 23–28.
- Melioris, L., 1979: Estimation of Optimum Mineral-Water Utilisation in Santovka. Memories LAH, 15, Congress of Vilnius, 57–64.
- Melioris, L. a Vass, D., 1982: Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 4, 7–56.
- Melioris, L., Hyánková, K. a Pospíšil, R., 1986: Záverečná správa z vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu Dudince – Santovka – Slatina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? Miner. slov. (Bratislava), 11, 3, 279–281.
- Meulekamp, J. E., Kováč, M. a Cicha, I., 1996: On Late Oligocene to Pliocene depo-centre migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian systém. Tectonophysics (Amsterdam), 266, 301–317.
- Mišík, M., 1958: Sedimentárne-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Ži-2 Lontov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Mišík, M., Čičel, B. a Marková, M., 1958: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza pukaneckých ílov. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 49, 123–148.
- Mišík, M., Čičel, B. a Marková, M., 1959: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza ílov pukaneckej lignitovej panvičky. Acta Univ. Carol., Geol. (Praha), 1–2, 101–109.
- Mišík, M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 7–269.
- Mišík, M., 1997: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 29, 83–112.
- Molčíková, V., 1961: Ekologické zhodnotenie spodného tortónu vrty H-6 Horních Turovců. Manuskript – archív Geofond, Praha.
- Molčíková, V., 1964: Príspevek k ekologii spodnotortonské mikrofauny Podunajské nížiny. Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Praha), 21, 111–124.
- Moško, P., Ivančenko, M., Vondráček, L. a Valko, P., 1976: Levice I – tehliarske suroviny. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Nagy, A., Baráth, I. a Ondrejčíková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 69–72.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V. a Fordinál, K., 1996: Vysvetlivky ku geologickým mapám 45-222 – časť, 46-111 – časť, 46-333 – časť – východná časť Podunajskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M., Dulovičová, K., Sitár, V., Halášová, E., Kováčová, M., Zlinská, A., Fejdiová, O., Siráňová, Z., Kernátsová, J., Tkáč, J., Šefara, J., Filo, M., Tkáčová, H., Vranová, A., Szalaiová, V. a Husák, Ľ., 1998: Vysvetlivky ku

- geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nahálka, A., Grófová, M. a Adásek, S., 1980: Horné Turovce – stavebný kameň. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Nemčok, A., 1956: Orientačný geologický a sondážny prieskum priehradného miesta Horné Turovce. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Němejc, F., 1963: Výsledky paleofloristických výzkumů v oblasti M. Kamenie a Šahů. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 27, 115–119.
- Němejc, F., 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. Sbor. Nár. Muz. (Praha), 23B/1, 1–32.
- Ondrejčíková, A., 1963: Karpatské faunistické asociácie z južného slovenska. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Ondrejčíková, A., 1965: Predbežná zpráva mikropaleontologickej štúdie vrstiev vrtu ŠV-8. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Ondrejčíková, A., 1968: Stratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie vrstiev vrtu ŠV-8 (na základe makrofauny). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Orvan, J., 1969: Nové poznatky z hg. prieskumu santovsko-malinovskej žriedelnej sústavy. Sbor. II. Medzinárodného balneotech. symp., Piešťany.
- Orvan, J., 1962: Správa o možnosti získať nový zdroj minerálnej vody Santovka v žriedelnej oblasti Malinovce – Santovka. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Orvan, J. a Tkáčik, P., 1966: Deštrukcia a ochrana režimu minerálnej vody v Santovke. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 38, 165–174.
- Ott, A., 1858: Geologische Aufnahme der Umgegend von Báth, Magyarád und Visk. Jahrbuch K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien).
- Panáček, A., Fillo, M., Gnojek, I., Muška, P., Halmešová, S., Husák, E., Kollár, E., Muška, P., Obernauer, D., Pěničková-Beinhauerová, M., Priechodská, Z., Šefara, J., Dvořáková, V., Ylova, D., Kubeš, P., Kučera, I., Lieskovská, A., Marušiaková, D., Valušiačková, A. a Velich, R., 1988: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – Región Podunajská nížina-severovýchod. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), (1946–1948), 39–41, 99–193.
- Papšová, J., 1984: Biostratigrafické vyhodnotenie vybraných profilov a lokalít mezozoika Nízkych Tatier – konodonty. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Plančár, J., Zbořil, V., Orlický, O. a Ďuratný, S., 1964: Geofyzikálny výskum v oblasti Levíc. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E., 1963: Palynologické zhodnotenie vrchného miocénu na liste Zlaté Moravce – Levice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E., 1964: Palynologické zhodnotenie vzoriek z vrtov ŽG-1 a ŽG-4 z Honťianskej Vrbice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E., 1965: Palynologický výskum na liste Šahy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E., 1966: Palynologický výskum na liste Šahy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E., Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Stratigrafia stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.



- Polášek, S., 1961: K otázke genézy ílovitých hornín pukaneckej hnedouhoľnej panvičky. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 12, 2, 191–202.
- Porubský, A. a Hlavatý, Z., 1968: Levice – kúpele „Margita-Ilona“. Vyhľadávaci prieskum. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Prieichodská, Z., 1964: Správa o geologickom mapovaní na liste Zlaté Moravce a sedimentárno-petrografickom výskume na listoch Zlaté Moravce, Vráble a Levice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Prieichodská, Z., 1965: Sedimentárno-petrografický výskum vrchného miocénu a pliocénu v SV časti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Prieichodská, Z., 1973: Správa o geologickom mapovaní a sedimentárno-petrografickom výskume JV pruhu východného okraja Podunajskej nížiny (listy Milanovce, Dolný Píal, Veľká Maňa, Kolta 1 : 25 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Prieichodská, Z., 1979: Vysvetlivky k listom 1 : 25 000 Tekovské Lužany a Nýrovce. Neogén. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Prieichodská, Z. a Harčár, J., 1985: Geologická mapa sv. časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000 a vysvetlivky k mape. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Prieichodská, Z. a Harčár, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Pristaš, J., Vass, D., Konečný, V., Lexa, J., Šefara, J. a Remšík, A., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape v mierke 1 : 25 000, listy: Demandice, Plášťovce, Ipeľský Sokolec, Šahy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Repčok, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 8.
- Rozkošný, J. a Májovský, J., 1966: Levice – Šahy, geofyzikálny výskum 1963–1966. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Rögl, F., Zapfe, H., Bernor, R. L., Brzobohatý, R., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Herrmann, P., Rabeder, G., Schultz, O. a Zetter, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). Jb. geol. Bundesanst. (Wien), 136, 2, 503–526.
- Siegl, K., Šajgalík, J. a Čabalová, D., 1974: Vo svete nerastov. Bratislava, Alfa, 9–240.
- Sitár, V., 1964: Základný geologický výskum severných a sv. výbežkov Podunajskej nížiny – správa o fytopaleontologickom výskume južného Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Sitár, V., 1965: Základný geologický výskum severných a sv. výbežkov Podunajskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Schirmer, W., 1995: Quaternary field trips in Central Europe. Vol. 1 (Regional field trips). XIV Interna. Congress INQUA Berlin, München, Verlag Pfeil, F., 7–600.
- Schmidt, Z., 1976: *Emys orbicularis* (L.) from travertines of the Vápnik in Mýtne Ludany in the Ipeľská pahorkatina upland. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2–3, 227–232.
- Schmidt, Z., 1977: Geographical extension of archidiscodonts in Slovakia. Západ. Karpaty, Sér. Paleontol. (Bratislava), 3–2, 233–240.
- Schmidt, Z., Horniš, J. a Halouzka, R., 1979: Výskum kvartéru južných častí dolného Pohronia, Ipeľskej pahorkatiny a dolného Poiplia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Smolka, J., Skaviniak, M., Valko, P., Kámen, M., Petr, K., Gwerk, E. a Kováč, P., 1988: Rudno – Brehy – Pukanec, Pb, Zn, Cu rudy. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Slovák, L., Sýkora, J., Vondráček, L. a Valko, M., 1977: Hontianske Trst'any – Roveň, stavebný kameň. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Steininger, F. F., Seneš, J., Kloemann, K. F. a Rögl, F., 1985: Neogene of the mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic correlation Tables and sediment distribution maps. 2, Wien, 1–536.
- Szalaiová, V., 1978: Geofyzikálny výskum v oblasti Levicekej žriedelnej línie – reinterpretácia ťažových meraní. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Šalanský, K., 1970: Aeromagnetické m'erení Stredoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archív Geofyzika, Brno.
- Šefara, J., Filo, M., Husák, L., Lizoň, I., Medo, S., Muška, P. a Vybíral, V., 1976: Geofyzikálny výskum podložía stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Škvarka, L. 1971: Základný hydrogeologický výskum neovulkanitov Slovenska a ich podložía. Správa za etapu výskumu 1965–1970. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Škvarka, L., Elečko, M., Franko, O., Konečný, V., Kováč, J., Krippel, E., Lukniš, M., Pristaš, J., Šuba, J. a Vrana, K., 1989: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Lučenec a Rimavská Seč. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5–117.
- Štefanovičová, T., Čidlinská, L., Farkaš, Z., Ferus, V., Geržová, I., Hajnalová, E., Halouzka, R., Hečková, I., Kolník, T., Krekovič, E., Krippel, E., Novotná, M., Novotný, B., Pieta, K., Snopko, L., Studeníková, E., Šeřčáková, A. a Zachar, L., 1993: Najstaršie dejiny Bratislavy. Bratislava, Vydav. Elán, 7–374.
- Štúr, D., 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Congerien – und Cerithienschichten im Wiener – und ungarische Becken. Jb. geol. Reichsanst. (Wien).
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, L., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Mihálik, F., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. Manuskript – archív Hydrofondu, Bratislava.
- Švagróvský, J., 1965: Biostratigrafické rozčlenenie súvrství preniknutých vrtom ŽG-1 podľa fauny mäkkýšov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Takáčová, J., 1968: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HŽ-3 na lokalite Žemberovce. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Tejkal, J., 1960a: Zpráva o orientačním zpracování měkkýšů z některých lokalit tortonu a sarmatu v oblasti Levice – Šahy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Tejkal, J., 1960b: Měkkýše svrchního tortonu z vrtu Lontov Ži-2. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Tejkal, J., 1963: Nové poznatky o měkkýších svrchního tortonu Podunajské nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Tejkal, J., 1968: Fauna měkkýšů a vývoj biotopu v tortonu okolí Želiezovců (Podunajská nížina). Folia Univ. Purkyn. brun., Geol. (Brno), 9, 13, 1, 1–58.
- Tkáčová, H. a Komora, J., 1975: Závěrečná správa o geofyzikálnom prieskume Ipeľskej pahorkatiny. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.

- Tkáčová, H., Kováčik, M., Caudt, L., Elečko, M., Halouzka, R., Hušták, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, L., Piovarči, M., Pristaš, J., Rapant, J., Šefara, J. a Vozár, J., 1996: Podunajsko – DANREG. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.
- Váňová, M., 1960: Sarmatská mäkkýšová fauna zo sv. časti Podunajskej nížiny (Stručný súhrn o hodnotení sarmatských faun v r. 1954–57). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vass, D., 1963: Základný geologický výskum miocénu južného okraja stredoslovenských neovulkanitov, ročná správa za úkol 02-A-III. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vass, D., 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne (kandid. práca). Manuskript – archív Inžiniersko-geol. laboratória Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- Vass, D., 1965a: Geologický výskum spojený s edíciou máp 1 : 50 000 na liste Šahy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vass, D., 1965b: Fauna sarmatu Ipeľskej tabule. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vass, D., 1965c: Fauna sarmatu Ipeľskej tabule (vrty ŽG-2, ŽG-3, ŽG-4, odkryv Š-773). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vass, D., 1971: Sedimentological characterisation of the Plášťovce beds (Southern Slovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 22/1, 25–47.
- Vass, D., Tomášek, J., Hanzel, V., Choma, V. a Pristaš, J., 1964: Záverečná správa o geologických výskumoch spojených s edíciou geologických máp 1 : 50 000, list Vínica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vass, D. a Gabčo, R., 1964: Predbežná správa o výskume miocénu na južnom úpätí stredoslovenských neovulkanitov. Spr. geol. Výsk. v roku 1963 (Bratislava), 2, 132–134.
- Vass, D., Konečný, V., Šefara, J., Pristaš, J. a Škvarka, L., 1979: Geológia Ipeľskej kotliny a Krupinskej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–277.
- Vass, D., Vaškovský, I., Vaškovská, E. a Pristaš, J., 1980: Niektoré črty geologického vývoja Podunajskej panvy. Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS, Bratislava, 141–174.
- Vass, D., Brestenská, E., Fejdiová, O., Franko, O., Gazda, S., Lehotayová, R., Marková, M., Ondrejčíková, A., Planderová, E., Reichwalder, P. a Vozárová, A., 1981: Štruktúrny vrt ŠV-8 (Dolné Semerovce, Ipeľská pahorkatina). Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 14, 1–106.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemček, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Elečko, M., Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–196.
- Vass, D. et al., 1990: Out-line of Danube Basin Geology. Bull. hung. Geol. Soc., 120, 193–214.
- Vaškovský, I. a Halouzka, R., 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny – juhovýchodná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I., Halouzka, R., Hanzel, V., Karolus, K., Remšík, A., Vass, D. a Vaškovská, E., 1979: Vysvetlivky k listom geologických máp 1 : 25 000 (Tekovské Lužany, Šarovce, Nýrovce, Želiezovce). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Vaškovský, I., Bárta, R., Hanzel, V., Halouzka, R., Harčár, J., Karolus, K., Pristaš, J., Remšík, A., Šucha, P., Vass, D. a Vaškovská, E., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape jv. časti Podunajskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–115.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti Veporika. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 169–194.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5–314.
- Vozár, J., 1973: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. Západ. Karpaty (Bratislava), 18, 183–214.
- Zuberec, J., Hasch, J., Nahálka, A. a Mokráš, L., 1993: Zlaté Moravce – Levice, keramické suroviny. Manuskript – archív GS SR, Geofond, Bratislava.

## A REVIEW OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE EASTERN PART OF PODUNAJSKÁ NÍŽINA

The region shown on the geological map is part of the Podunajská nížina (Danube Lowland) and includes the eastern margins of Komjatice and Želiezovce troughs, the southern outskirts of Štiavnica stratovolcano and the western part of the Turovce – Levice horst.

The rock units taking part in this geological structure comprise the pre-Tertiary basement rocks, the sedimentary fill, the volcanic rocks of Miocene age and the Quaternary sediments.

Most of the region was a mainland since the development of the Western Carpathian nappe structure during Paleogene and Lower Miocene stages. Probably due to tectonic movements during the Pyrenean phase, the south-eastern part of the region was uplifted and subsequently subjected to an extensive erosion between the Oligocene and Karpatian stages. It lost completely its Paleogene cover and the erosion reached as far as the Permian units of the Veporic envelope.

During Lower Badenian a sea encroached upon the southern part of the region from the south-west. At the same time, the volcanism that begun during Lower Badenian, stepped up its activity to give way to the development of the Štiavnica stratovolcano. This stratovolcano, measuring some 50 km across and having its hub in the area of Banská Štiavnica, formed during Badenian and Sarmatian explosive-effusive activity. Shown on the map are the products of its proximal and distal zone in its southern and south-eastern sector which developed in a marine environment.

An elevational structure, the Turovce – Levice horst, that developed during Karpatian and Lower Badenian stages as a result of NW-SE trending compressional regime, prevented the sea from progressing northward.

In turn, the Middle and Upper Badenian transgression was much more extensive and the sedimentary environment progressed from the Želiezovce trough through a narrow bay into the north-easternmost salient of the Komjatice deep – the Pukanec graben. At the junction with the south-eastern slopes of the Štiavnica stratovolcano a shallow water sedimentation that produced thick epiclastic formations of sandstones and conglomerates took place in a marginal marine environment. In the Komjatice and Želiezovce troughs there sedimented basinal pelitic sediments.

Sarmatian sediments occur throughout the region. However, during the Sarmatian stage, the marine environment became separated from the Mediterranean region of the Central Paratethys and since then the brine grew fresh. Shallow water environment developed mainly in the area of partly emerged pre-Tertiary basement, notably south-east of the Santovka – Levice partial horst. Indications are that the entire area is a product of shallow water environment and deltas that developed during the Sarmatian stage.

In the Komjatice and Želiezovce graben, the Pannonian sedimentation continued under brackish sea conditions. Only in the Pukanec graben the Pannonian sediments deposited in a fresh water environment, with coaly clays and coal seams, as a consequence of insulation of this part of the Komjatice graben.

The Pliocene sedimentation took place in the area west of the N-S trending fault that controlled the eastward progression of the shallow lake environment. A subordinate sedimentation took place in the insulated Pukanec graben.

## PRE-TERTIARY BASEMENT

In the north-western part of the area, the pre-Tertiary basement is represented by the Permian Malužiná Formation, a part of the Choč nappe of the Hronicum Unit. South-east of the line linking the Podlužany with Bátovce, the area is floored by Mesozoic rocks of the Siilicicum Unit. These are underlain by the Hronicum Unit rocks that crop out locally. The southernmost margin, between Želiezovce and Preseľany nad Ipľom, is made up of both, crystalline and southern Veporic envelope rocks. The only pre-Tertiary basement rocks in the area south-west of Želiezovce are the carbonates of the southern Veporic envelope. Characteristic features of the pre-Tertiary basement are its nappe structure and its system of transform, NE striking faults.

## NEOGENE

The age of rocks that make up the sedimentary fill of the eastern parts of the Komjatice and Želiezovce grabens, as well as of the volcanogenic and volcanosedimentary assemblages of the Štiavica stratovolcano, is Middle Miocene. The only Karpatian sediments that belong to the marginal part of the Ipeľská kotlina depression occur in the area of Preseľany nad Ipľom. These transgressively and disconformably overlie the pre-Tertiary basement rocks.

### Karpatian

The oldest rocks are occur in the Želiezovce graben. They are correlable with the Modrý Kameň Formation and encroach upon the eastern part of the area mapped from the Ipeľská kotlina depression. These rocks, composed of pale-grey, greenish, calcareous silts to silty, locally sandy clays and with a calcareous sandstone intercalation in the upper part, have no outcrops.

### Badenian

The Badenian sediments developed in two environments, a basinal one and a marginal one, both influenced by the volcanic activity.

The basinal developments may be divided into three sub-stages, the Lower Badenian, corresponding to the Bajtava Formation, the Middle Badenian represented by the Špačince Formation and the Upper Badenian represented by the Pozba Formation. The first one is composed of calcareous, silty to sandy clays, locally replaced by tuffitic pelites to tuffites and of basal breccias and conglomerates succeeded by variegated sandy clays and silts of the Turovce Member. The second is in the southern part of the region made up of a monotonous sequence of grey to yellow-grey clays with sandy intercalations that increase in number north-eastwards. A tuffitic admixture is always present. At the base of the Pukanec graben there occur very coarse-grained to blocky conglomerates in which the pebbles exceed the

diameter of the drill core. The pebble material comes from the fundament of Permian sediments. Upwards the conglomerates and sandstones alternate with clays and claystones, in which also occur the thin intercalations of coaly clays. The third one is composed of the indistinctly stratified, grey, calcareous, silty clays and silts and fine- to medium grained sands. In the Pukanec graben there occur coarse-grained sandstones alternating with dark-grey clays, coaly clays and coal seams.

The basinal development sediments are not exposed in outcrops.

The marginal sedimentary environment was subject to an intense input of Neogene volcanic rocks coming from the Štiavnica stratovolcano. They formed during Badenian and Sarmatian explosive-effusive activity, which only in the southern and south-eastern sectors took place in a marine environment.

The Štiavnica stratovolcano is represented by the rock assemblages of the lower stratovolcanic structure of Badenian age composed of pyroxenic (augite – hypersthene) andesite lava flows, extrusions, and of volcanoclastics, most of which are epiclastic types.

The lava flows are intruded by dykes of diorite and granodiorite porphyries of the Tatiar intrusive suite. In the south-east there also occur the volcanosedimentary products of Sebechleby Formation composed of tuffitic sandstones, claystones and redeposited tuffs. Another part of it is the Plášťovce Member, a product of submarine slides composed of tuffitic clays, silts to tuffites and of fine-grained epiclastic sandstones.

## Sarmatian

The Sarmatian deep-water sediments, represented by the Vráble Formation, are composed of grey to grey-green silty clays, clayey silts, clays, calcareous clays and fine- to medium-grained sands with alternating clayey and silty admixture. The Sarmatian sediments also contain a tuffitic admixture.

The upper, Sarmatian structure of the Štiavnica stratovolcano is represented by the products of explosive-effusive pyroxenic andesite volcanism, which are included in the following lithostratigraphic units:

- the Humenica Suite, composed of pyroxenic and leucocratic glassy andesites and volcanoclastics,

- the Sitno Suite, composed of the lava flows of hornblende pyroxene andesite (area north of Pukanec).

- the Bad'any Formation, represented at the base by redeposited pumice tuffs overlain by lava flows of glassy pyroxenic andesites, accompanied by hyaloclastite breccias (widespread on the southern slopes of the stratovolcano). In the south-east there crop out shallow-water sediments composed of alternating sands to sandstones with tuffitic clays, tuffitic sandstones and tuffs. Conglomerates and gravels are sporadic and lentiform Bryozoan limestone are scarce. The sedimentation took place in the subaquatic parts of a delta that prograded, or regraded, respectively, within the marine environment.

- the Drstvice Formation, composed of ignimbrites – slightly welded to nonwelded tuffs (SE slopes of the stratovolcano), and

- the overlying Priesila Suite represented by the lava flows of hornblende-pyroxene andesites. Because of contact with water, the lava flows on the SW slope of the stratovolcano are brecciated, glassy and accompanied by hyaloclastite breccia, redeposited hyaloclastites and epiclastic facies development.

## Pannonian

In the west, the brackish sediments of Pannonian age are represented by the Ivánka Formation composed of pelites and sands of variable grain size. Most Pannonian sediments north-east of the Nová Dedina occur as a fresh-water, clayey, but also sandy facies with coaly clay and coal intercalations. Typical features are coalified vegetal remnants.

In the south-west, the Ivánka Formation is overlain by the zone F sediments of the Pannonian Beladice Formation, which are overlain by the Quaternary sediments. They have a similar lithological content, however, the number of coaly clay and lignite intercalations is greater.

In the area of Kozmálovské vršky hills there crop out sporadic bodies of basaltoid andesites and basalts, indicating the close of volcanic activity.

## Pliocene

The age to Pliocene sediments could only be assigned on the basis of superposition. According to the drillhole data they participate in the geological structure of the northern sector of the geological map. During Pliocene there sedimented brown-yellow mottled clays, sands, gravel-sands and sporadic gravels. North of Kozárovce there occur coarse-detritic products of a Pliocene paleo-Hron river delta and between Levice and Mýtne Ludany there crop out freshwater limestones in a form of insulated travertine mounds, probably of Pliocene age.

## QUATERNARY

There were different Quaternary developments in the areas of Dolnohronie (a broad alluvium of the Hron river, lower course), Ipeľská pahorkatina (plateau-like upland in the Hron – Ipeľ interfluvium) and Dolnoipeľská kotlina depression (alluvium of the Ipeľ river with confluences).

Marginal Quaternary sediments of the Hronská pahorkatina upland are shown along the map's western margin. In turn, at its northern and north-eastern margins there predominate volcanic rocks over the Quaternary sediments.

The Dolnohronie Quaternary sediments are composed of fluvial terrace accumulations and flood plain sediments of the Hron river. Most right-hand bank terrace gravel sediments are covered by thick loams and loeses. The loess almost continuously covers the surficial gravels and terrace loams that form a characteristic, loessy terrace plain. The surface of terrace plain is more or less deeply carved by the gulleys of the right-hand confluences of the Hron river (most of which are NW-SE trending). In these gullies, the gravel sediments of terrace accumulations crop out locally. Most outcrops of terrace gravels are in the erosional, marginal walls and slopes of the plain located along the margin of the Hron river flood plain (Turá, Šárovce, Želiezovce, Hronovce). Small valley bottoms are covered by younger loamy deposits (Holocene). In their flood plains, as well as in the broad flood plain of the Hron river, the bogs and bog loams also occur.

Despite of being in the Podunajská nížina "masked" by loams and loesses that overlie the gravel accumulations, the Hron river terrace and flood plain sediments are there best



developed and preserved. Below its loamy-loessy series, the loessy terrace plain has a dissected and almost complete system of Pleistocene gravel terrace accumulations.

Into the uppermost, Lower Pleistocene stages we include one, or two terrace levels, which now represent only small, residual beds of alluvial gravels, or an erosional riverain plain underlying the stratigraphically complicated formation of loesses and loessy loams, fossil soils and bottom sediments, outwash loams of various lithologies and flood-plain to clayey loams. This was documented through drillings, in the geological sections, by lithofacial or paleopedological assays and by a thorough morphoanalysis of surface and subsurface forms in the Farná village and its northern surroundings. The thicknesses of Quaternary sediments exceed here, at the piedmont of the Hronská pahorkatina upland, 30–35 m.

The terrace system proper, made up of gravel accumulations of the right-hand side of the Hron river, deposited at the levels lower than the Hron river. The base of Quaternary loessy terrace plain situated on the right-hand side of the Hron river was completed during the so called pleni-Pleistocene (roughly the last 0.6 mil. years), in a regime of alternating erosional-accumulational activities that also reflected the alternations of glacial and interglacial periods. The gravel and sand accumulations overlie the clays and silts of the Neogene fundament, eroded away in three, or four age levels, at different altitudes above the recent Hron river level. Stratigraphically, the existence of four, or five gravel terrace accumulations of the Hron river that deposited during the entire Middle Pleistocene, were documented. These include the accumulations of the so called upper and middle terrace stages. The thicknesses of Quaternary sediments in this, fairly large area of occurrence of the Hron terraces, ranges between 30–20 m (upper terraces) and 20 ~ 12 m (middle terraces).

The Upper Pliocene bottom gravel accumulation of the Hron river occupies a broad alluvial plain in the middle, or northern sector of the Dolnohronie. Its profusely waterlogged sandy-gravelly formation in the middle of Dolnohronie has a thickness of 5–10 m, while in the marginal „remnant“ lower terraces it may be even more than 10 m thick. The thickness of alluvial plain loams that cover the gravels ranges from 0.5 to 2 m. Lithofacially, they are alluvial plain loams of Holocene age, which have a silty to clayey grain size and locally, mainly in the surroundings of Želiezovce, they can be divided by age into the late and early Holocene.

North of Dolnohronie, in the surroundings of Levice and towards the Tlmače and Kozmálovce, the Quaternary has a different development, controlled by neotectonic movements of the so called Levice – Kozmálovce blocks, which is syngenetic with the deposition of younger, Middle Pleistocene gravel accumulations of the Hron river. The Hron river superpositionally infilled by gravels the areas of downthrown blocks of the so called Kálna nad Hronom – Kozmálovce depressional structure. Documented were at least three, and in the marginal blocks even four generations of alluviums. The terrace type ones correspond to the accumulations of middle terraces, or even to a bottom accumulation. Maximum thickness of Quaternary sediments reaches some 40 m (Kozmálovce depression). The divide between the downthrown Dolnohronia area and the terrace valley runs as far south as the Hrádok – Levice horst „threshold“.

A system of uplands situated in the foreland of the volcanic rocks of the Börzsönické vrchy hills and separated from the Dolnohronie and Podunajská nížina lowland belongs to the Ipeľská pahorkatina upland. Near Pukanec, the northerly situated, relatively downthrown

Bátovská pahorkatina upland and the Pukanec depression have more than 100 m thick fills composed of loamy, deluvial-proluvial clastics.

Most important Pliocene–Quaternary sediments in the Ipeľská pahorkatina upland are the travertines located in a fault-bound belt running through the surroundings of Levice. These include the so called Staré Levice travertines represented by the Zlatý ónyx near Šiklôš, the travertines in Kalinčiakovo, Santovka, Bory, and Dudince.

Fewer, discontinuous loess outcrops occur in the upland. Most Quaternary rocks are here represented by various deluviums.

The Dolnoipeľská kotlina depression begins in the Ipeľ river valley, from the so called Šahianska brána gate, and is shown to continue as far as the Ipeľský Sokolec. The terrace gravel accumulations in five stages of upper and middle terraces, spanning the whole Middle Pleistocene, were documented.

Most Upper Pleistocene bottom gravel fills of the Ipeľ river have the thicknesses ranging from 6 to 11 m.

The loessy accumulations and fossil soils occur in important and index outcrops, such as those at Farná, Levice, Kubáňovo, Vyškovce n. I., Ipeľský Sokolec, Malá Turá and others.

## TECTONIC SETTING

The basement of Neogene sedimentary fill has a character of Alpine nappe structure with the units thrust one over the other.

The faults segmenting the sediments of the region developed in three paleostress fields with various orientations of the strain component. As a result, a system of horsts and grabens, limited by faults striking NW and NE, developed in the eastern part of the region. The youngest, N-S trending faults, controlled the sedimentation in the western part of the region.

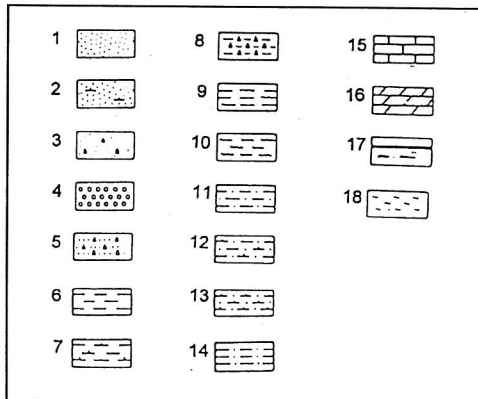
Some faults immobilized before Quaternary revived to give way to the development of Pleistocene travertine deposits.

## GRAFICKÉ ZOBRAZENIE VRTOV

použitých pri zostavení geologickej mapy a geologických rezov

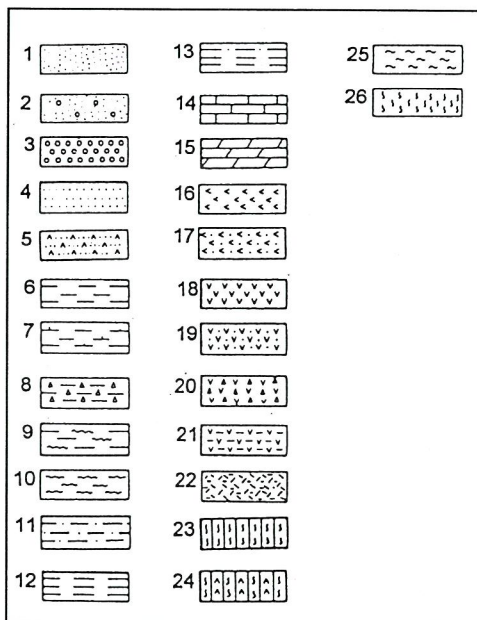
Vysvetlivky ku grafickému zobrazeniu vrtov: GK-6, PKŠ-1, ŠV-8, LV-1, LV-2, LV-3 a HG-1

1 – piesky, 2 – vápnité piesky, 3 – tufitické piesky, 4 – štrky, 5 – tufitické pieskovce, 6 – íly, 7 – vápnité íly, 8 – tufitické íly, 9 – prachovité íly, 10 – prachy, 11 – piesčité íly, 12 – piesčité vápnité íly, 13 – piesčité ílovce, 14 – piesčité ílovce, ílovité bridlice, 15 – vápence, 16 – dolomity, 17 – uhoľné sloje, vložky uhlia, 18 – amfibolity

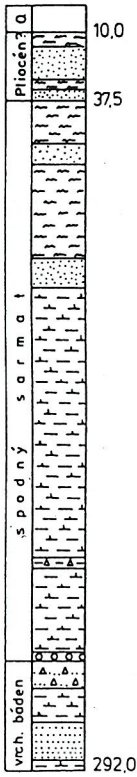


Vysvetlivky ku grafickému zobrazeniu vrtov: HGŽ-3, Ži-2, Le-1, Le-3, Le-4, Ale-1, Bi-1, M-2, M-5, ŠV-1, ŠV-2, ŠV-3, ŠV-4, ŠV-5, ŠV-6, ŠV-7, ŽG-1, ŽG-2, ŽG-3, ŽG-4 a P- 4

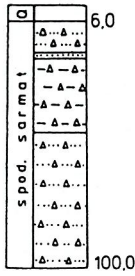
1 – piesky, 2 – piesky a štrky, 3 – štrky, 4 – pieskovce, 5 – kremité pieskovce, kremence, 6 – íly, 7 – vápnité íly, 8 – tufitické íly, íly s vulkanickou prísadou, 9 – prachovité íly, 10 – prachy, 11 – piesčité íly, 12 – ílovce, ílovité bridlice, 13 – piesčité ílovce, piesčité ílovité, bridlice, 14 – vápence, 15 – dolomity, 16 – ryolity, 17 – ryolitové tufy, 18 – andezity, 19 – vulkanoklastiká andezitov – tufy, 20 – vulkanoklastiká andezitov – aglomeráty, 21 – vulkanickosedimentárne horniny andezitov – tufity, 22 – melafýry, 23 – sericitické fylity, 24 – kremito-sericitické fylity, 25 – amfibolity, 26 – serpentinity



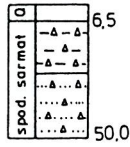
ŽG-1  
Hontianska  
Vrbica



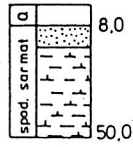
ŽG-2  
Veľký  
Pesek



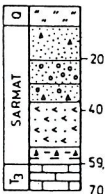
ŽG-3  
Mýtne  
Ludany



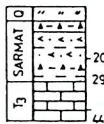
ŽG-4



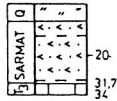
Malé Krškany  
LV-1



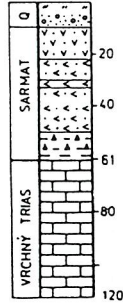
Malé Krškany  
LV-2

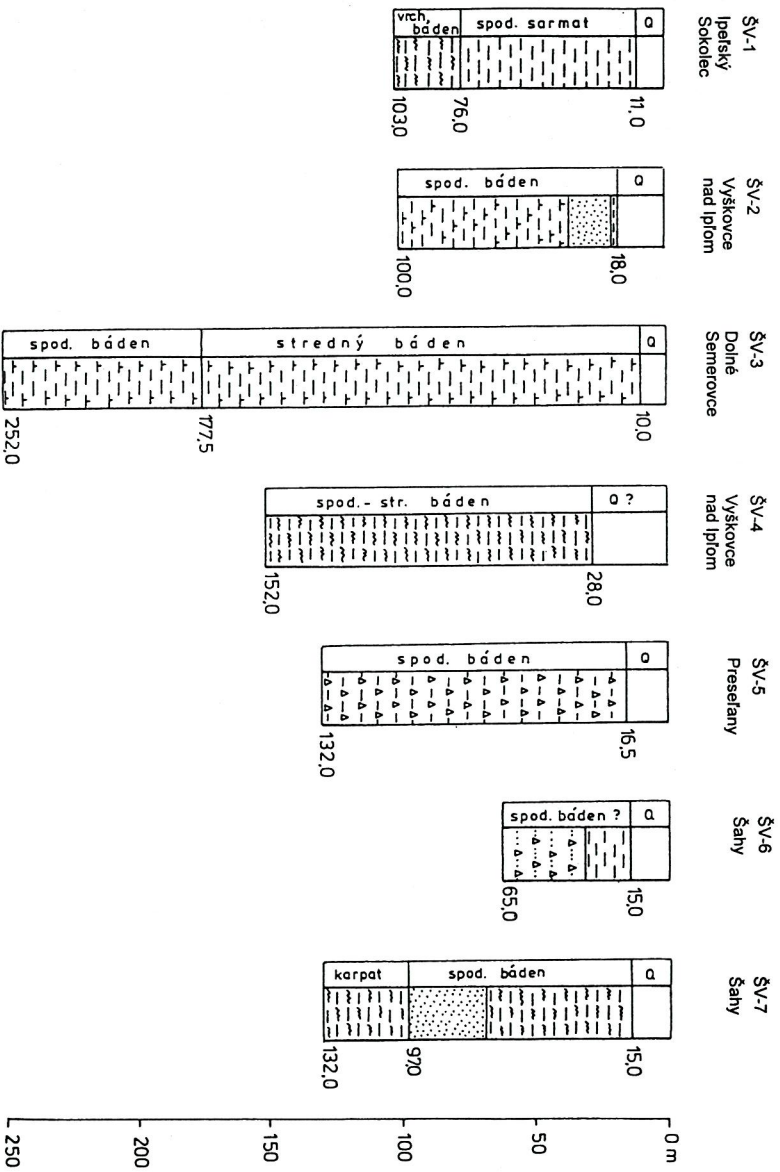


Veľké Krškany  
LV-3

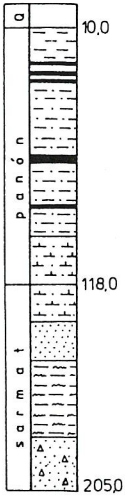


Malé Krškany  
HG-1

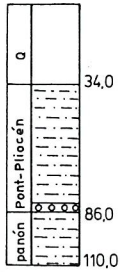




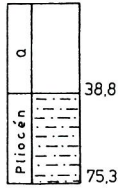
Le-1  
Horná Seč



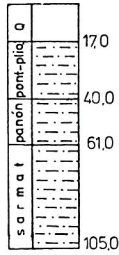
Le-3  
Malé  
Kozmálovce



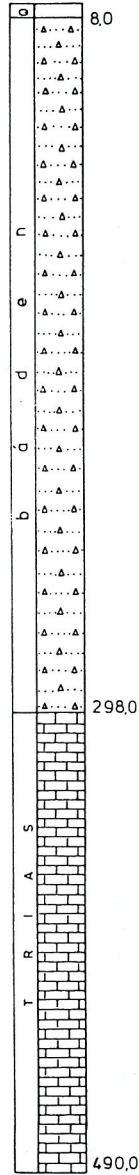
Ale-1  
Malé  
Kozmálovce



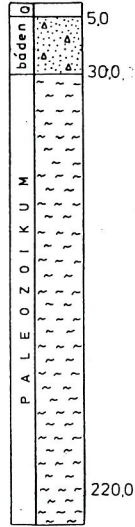
Bi-1  
Čajkov



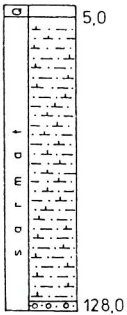
M-2  
Hontianske  
Moravce



M-5  
Hokovce

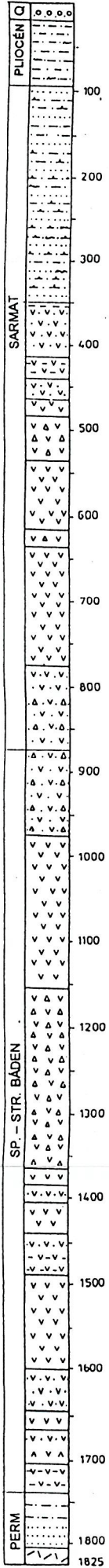


Le-4  
Kozárovce



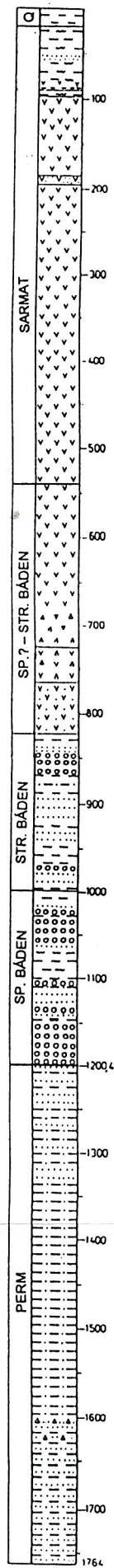
**GK-6**  
Rybník

172,36 m n.m.



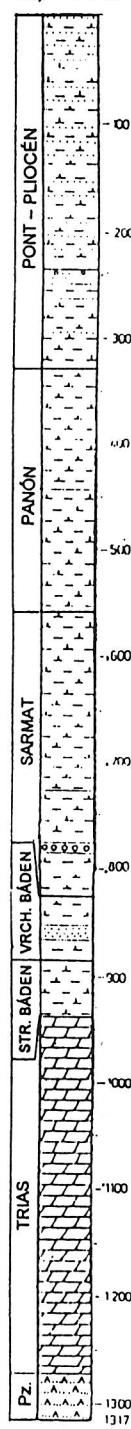
**PKŠ-1**  
Gondovo

203,22 m n.m.



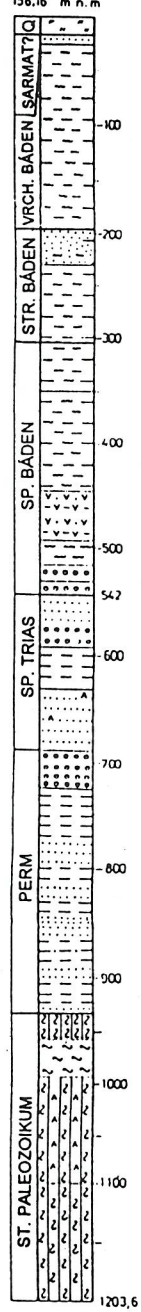
**P-4**  
Pozba

202,71 m n.m.

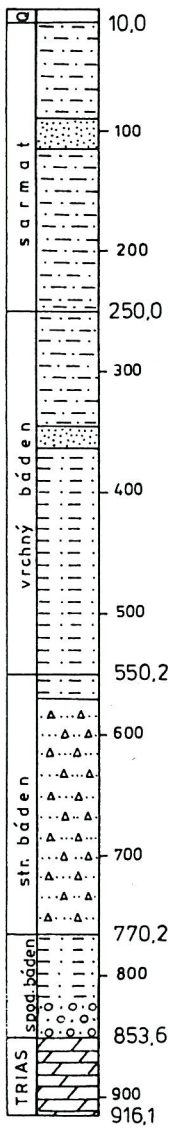


**SV-8**  
Dolné  
Semerovce

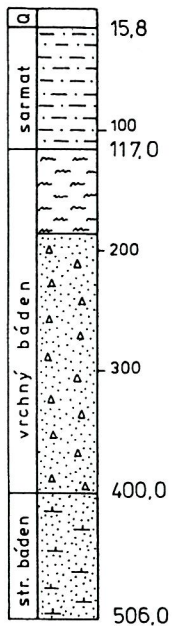
156,16 m n.m.



HGŽ-3  
Želiezovce



Ži-2  
Agáta







## **Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť**

---

Vydala Geologická služba SR, Vydavateľstvo D. Štúra, Bratislava 1998

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Technická spracovanie: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Preklad do angličtiny: RNDr. Bohumil Molák, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Geologická služba SR,  
RC Spišská Nová Ves

**ISBN 80-85314-87-8**





ISBN 80-85314-87-8