ISBN 80–88974–26–7

# VYSVETLIVKY

## KU GEOLOGICKEJ MAPE

# PODUNAJSKEJ NÍŽINY – NITRIANSKEJ PAHORKATINY

**1 : 50 000**

Zostavil: Ján Pristaš

s kolektívom spoluautorov: Michal ELEČKO, Juraj MAGLAY, Klement FORDINÁL, Ladislav ŠIMON, Pavol GROSS, Milan POLÁK, Milan HAVRILA, Ján IVANIČKA, Jozef HATÁR, Jozef VOZÁR, Helena TKÁČOVÁ, Ján TKÁČ, Pavol LIŠČÁK, Vlasta JÁNOVÁ, Jaromír ŠVASTA, Anton REMŠÍK, Eva ŽÁKOVÁ, Ingrid TÖRÖKOVÁ

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2000

# 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. Pavol LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Ján PRISTAŠ, Michal ELEČKO, Juraj MAGLAY, Klement FORDINÁL, Ladislav ŠIMON, Pavol GROSS, Milan POLÁK, Milan HAVRILA, Ján IVANIČKA, Jozef HATÁR, Jozef VOZÁR, Helena TKÁČOVÁ, Ján TKÁČ, Pavol LIŠČÁK, Vlasta JÁNOVÁ, Jaromír ŠVASTA, Anton REMŠÍK, Eva ŽÁKOVÁ, Ingrid TÖRÖKOVÁ

# VYSVETLIVKY

## KU GEOLOGICKEJ MAPE

## PODUNAJSKEJ NÍŽINY – NITRIANSKEJ PAHORKATINY

**1 : 50 000**

Zostavil: Ján PRISTAŠ

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2000

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 2000

**ISBN 80–88974–26–7**

# OBSAH

**ABSTRAKT** 7

**ÚVOD** (J. Pristaš) 11

Geografická a geomorfologická charakteristika územia (J. Pristaš) 12

Regionálny geologický prehľad (J. Pristaš, J. Ivanička, M. Polák, P. Gross, M. Elečko a K. Fordinál) 19

Prehľad geologických výskumov a prác (J. Pristaš, M. Elečko a K. Fordinál) 23

Geologický vývoj územia (J. Pristaš, J. Ivanička, J. Vozár, M. Polák, P. Gross, M. Elečko a K. Fordinál) 29

**CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK** 39

Stavba predterciérneho podložia a interpretácia geofyzikálnych údajov (J. Vozár) 39

TATRIKUM 41

*KRYŠTALINIKUM* (J. Ivanička a J. Határ) 41

*OBALOVÁ SEKVENCIA* (J. Ivanička a J. Vozár) 48

*MEZOZOIKUM* (M. Polák a M. Havrila) 49

VEPORIKUM 57

*KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV* (M. Polák) 57

HRONIKUM 66

*CHOČSKÝ PRÍKROV* (M. Polák a J. Vozár) 66

*STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV* (M. Polák) 72

*TEMATÍNSKY PRÍKROV* (M. Havrila) 72

TERCIÉR 75

Paleogén (P. Gross) 75

Neogén (M. Elečko, K. Fordinál, L. Šimon a J. Pristaš) 87

Spodný miocén (M. Elečko a K. Fordinál) 88

Stredný miocén (M. Elečko, K. Fordinál a L. Šimon) 97

Vrchný miocén (M. Elečko, K. Fordinál a J. Pristaš) 107

Pliocén (M. Elečko, K. Fordinál a J. Pristaš) 116

Kvartér (J. Pristaš) 119
Spodný pleistocén (J. Maglay a J. Pristaš) 120
Stredný pleistocén (J. Pristaš) 129
Vrchný pleistocén (J. Pristaš) 137
Holocén (J. Pristaš) 155
**TEKTONIKA** (J. Pristaš, M. Elečko, J. Maglay, K. Fordinál, M. Polák, a J. Ivanička) 160
**GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ** (H. Tkáčová a J. Tkáč) 180
**HYDROGEOLOGICKÉ POMERY** (J. Švasta a A. Remšík) 185
**GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA** (P. Liščák a V. Jánová) 195
**NERASTNÉ SUROVINY** (E. Žáková) 204
**VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY** (J. Pristaš, J. Maglay, K. Fordinál a I. Töröková) 210
**ZÁVER** (J. Pristaš) 217
**Literatúra** 219
SUMMARY 246

# ABSTRAKT

Územie Nitrianskej pahorkatiny tvorí najrozsiahlejší medzihorský výbežok Podunajskej nížiny (tzv. topoľčiansky záliv), vklinený vo forme širokého zálivu medzi pohoria Považský Inovec, Tribeč a Strážovské vrchy, pričom jeho južná časť tvorí ešte okrajovú zónu Podunajskej roviny. Územie je zložené z troch morfologicky, a tým aj geologicky a neotektonicky odlišných častí so špecifickým vývojom neogénnych a kvartérnych sedimentov. Štrukturálne južná časť územia viac inklinuje k okrajom mladej štruktúry gabčíkovskej depresie, stredná a severná do sústavy otvorenej, neotektonicky členitej medzihorskej depresie. Z hľadiska regionálneho geologického členenia (Vass, et al., 1988) je územie súčasťou Podunajskej panvy, presnejšie rišňovskej priehlbiny, bánovskej kotliny (zavadsko--bielickej elevácie) a čiastočne komjatickej priehlbiny. Na geologickej stavbe pahorkatiny sa podieľajú horniny predterciérneho podložia, paleogénu, a najmä neogénna výplň a sedimenty kvartéru.

Predterciérne podložie je zastúpené horninovými komplexmi kryštalinika, paleozoika a mezozoika (obal, krížňanský, chočský, strážovský a tematínsky príkrov). Inovecké kryštalinikum predstavuje najspodnejší horizont tatrika a je zastúpené komplexom metasedimentov (kryštalické bridlice svorového až rulového charakteru) a granitoidov s telesami amfibolitov. Kryštalinikum Tribeča tvoria najmä granodiority a tonality, menej leukokratné granity a veľmi sporadický výskyt metasedimentov fylitového charakteru, pravdepodobne ako zvyškov plášťa granitoidného masívu. Relikty permského súvrstvia v pozícii obalu inoveckého kryštalinika sú tvorené najmä jemnozrnnými sivofialovými pieskovcami a piesčitými bridlicami s polohami hrubozrnných zlepencov.

Mezozoikum okolitých pohorí zastupujú horninové súbory tatrika, veporika a hronoika, ktoré pozostávajú prevažne z kremencov, vápencov a dolomitov.

Na predterciérnom podloží diskordantne ležia súvrstvia paleogénu a neogénu. Paleogénne sedimenty zastupuje borovské, okrajové a zuberecké súvrstvie.

Neogén na území regiónu reprezentujú miocénne až pliocénne sedimenty a strednomiocénne vulkanoklastiká.

Spodnomiocénne egenburské sedimenty reprezentuje čausianske súvrsvie v morskom vývoji. Na jeho báze sa nachádza kľačniansky zlepenec. V nadloží zlepencov sa nachádzajú ílovce a prachovce s polohami ryodacitových a ryolitových tufitov. Nad nimi sú flyšoidné sedimenty otnangu reprezentované bánovským súvrstvím s veľmi chudobnou faunou poukazujúcou na brakické prostredie. V ich nadloží sa nachádzajú morské sedimenty (flyšoidné a vápnité íly) karpatského veku reprezentované lakšárskym súvrstvím s polohami tufitov.

Po orogénnych procesoch v spodnej časti bádenu na území Bánovskej kotliny sa vynorili a denudovali spodnomiocénne sedimenty. Následne poklesla oblasť južne od jastrabského (jastrabianskeho v zmysle Maheľa, 1969) zlomu a nastala sedimentácia pelitov svinianskeho súvrstvia spodnobádenského veku v limnických sladkovodných podmienkach s nepravidelnými ingresiami mora. Do spodnej časti súvrstvia zasiahol extruzívny vulkanizmus granatických andezitov. V nadloží svinianskeho súvrstvia sa nachádzajú sedimenty kamenského súvrstvia (vrchná časť spodného bádenu až stredný báden), charakteristické výskytom epiklastických vulkanických ílovcov, pieskovcov, brekcií a konglomerátov ako relikt distálnej zóny štiavnického stratovulkánu.

V priebehu stredného a vrchného bádenu sa v južnejších oblastiach vplyvom poklesových zlomov sv.-jz. smeru otvárali rišňovská a komjatická priehlbina. V rišňovskej priehlbine sa usadzovali prevažne pelitické, v okrajovej časti hrubodetritické sedimenty špačinského a madunického súvrstvia a v západnej časti komjatickej priehlbiny sedimenty pozbianskeho súvrstvia, ktoré, navyše, obsahuje aj vulkanický materiál v podobe pyroxenických andezitových tufov a lávových prúdov.

Vo vrchnom bádene v Bánovskej kotline v podmienkach močiarneho prostredia sa vytvorili predpoklady na vznik sedimentov obsahujúcich zuhoľnatené zvyšky rastlín ako ekvivalentov handlovského súvrstvia. Po krátkom období erózie sa v strednom sarmate vytvorili podmienky na vznik progradujúcich náplavových kužeľov, ktoré boli gravitačnými tokmi typu „grain flow" a „debris flow" transportované z územia dnešného Vtáčnika do močiarno-jazerného prostredia na území súčasnej Bánovskej kotliny (ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie).

V severnej časti rišňovskej priehlbiny sa v priebehu sarmatu a spodného panónu usadzovali sladkovodné sedimenty ripnianskeho súvrstvia a v južnej časti rišňovskej priehlbiny a západnej časti komjatickej priehlbiny v brakickom prostredí sedimenty vrábeľského súvrstvia. V celej rišňovskej priehlbine a západnej časti komjatickej priehlbiny počas panónu v brakickom prostredí sedimentovali piesčito-ílovité usadeniny ivánskeho súvrstvia.

Vo vrchnom panóne závadsko-bielická elevácia stratila funkciu bariéry a Bánovská kotlina sa stala súčasťou výbežku Podunajskej panvy, pričom sa už na celom území regiónu usadzovali sedimenty vrchného panónu a pontu – beladické súvrstvie – a pliocénu (dáku) – volkovské súvrstvie. V južnej časti územia sa v záverečnej etape pliocénu usadzovali drobnopiesčité až siltovité štrky a piesky kolárovského súvrstvia (roman).

Geologický vývoj Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých pohorí v kvartéri nadväzuje na vývoj vo vrchnom pliocéne. Kvartérne sedimenty majú na území dominujúce postavenie. Súvisle pokrývajú južnú, menej súvisle centrálnu a severnú časť územia. Napriek výraznému plošnému rozšíreniu hrúbka kvartéru len mierne prevyšuje 25 m. Kvartérny pokryv je prerušovaný len na vyšších kryhách,

nárazových brehoch tokov silno exponovaných svahov. Hrúbka kvartérneho pokryvu sa globálne zväčšuje zo severu na juh a zmenšuje od centrálnych častí územia pahorkatiny k okolitým pohoriam.

Dominujúce postavenie v regióne majú eolické sedimenty – spraše a sprašové hliny so stratigrafickým rozpätím od stredného pleistocénu po vrchný pleistocén. Sprašový pokryv sa smerom na sever a severovýchod postupne vytráca a typické eolické spraše sú v severnej časti územia postupne zastúpené sprašovými hlinami.

Druhým výraznejším genetickým typom na území sú fluviolimnické a fluviálne sedimenty tvoriace výplň prepadlín a depresií a budujúce terasový systém Nitry, Váhu, Bebravy a ich väčších prítokov. Ich stratigrafický rozsah je od spodného pleistocénu po holocén. V úpätnom pásme západnej časti Tribeča sú rozsiahlejšie vyvinuté proluviálne sedimenty náplavových kužeľov tribečských potokov, ktoré vypĺňajú ľavú časť pozdĺžnej prepadliny stredného toku Nitry. Vzájomný vzťah medzi fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi je veľmi zložitý. Značný rozsah majú zvyšky eluviálnych sedimentov – rubifikovaných pôd spodného pleistocénu.

Styčné pásmo pahorkatiny s okolitými pohoriami je charakteristické prevládaním deluviálnych hlinito-kamenitých a hlinito-piesčitých blokových sedimentov a resedimentovaných starších kôr zvetrávania a ojedinelým výskytom mladých travertínov.

Na základe morfologickej pozície, superpozície a vzťahov fluviálnych a proluviálnych sedimentov so stratifikovateľným nadložným pokryvom spraší a sprašových hlín, ktoré obsahujú fosílne pôdy, malakofaunu, faunu a artefakty, kvartérne sedimenty Nitrianskej pahorkatiny začleňujeme do obdobia spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

*Spodnopleistocénne* fluviolimnické a fluviálne sedimenty lukačovských vrstiev reprezentujú najstaršie pleistocénne vrstvy tvorené limonitizovanými piesčito-hlinitými štrkmi, rozšírenými najmä v ripnianskej neotektonickej depresii. Stratigraficky širší rozsah majú eluviálne sedimenty – silno rubifikované fosílne pôdy s podobnou morfologickou pozíciou. V sútokových častiach doliny Nitry a prítokov sa torzovite, reziduálne zachovali zvyšky štrkov terás mladšej časti spodného pleistocénu.

Výraznejšie sú zastúpené až sedimenty *stredného* pleistocénu tvorené proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov a fluviálnymi sedimentmi terás Bebravy, Nitry, Váhu a súveké sprašové pokryvy začlenené do staršieho a mladšieho obdobia stredného pleistocénu.

Sedimenty *vrchného* pleistocénu pokrývajú podstatnú časť študovaného územia, pričom ležia na predkvartérnom podloží a na starších pleistocénnych sedimentoch. Výraznejšie morfologicky a litofaciálne sú diferencované najmä akumulácie proluviálnych sedimentov, štrkov nízkej terasy a dnovej akumulácie nív Nitry, Váhu, Bebravy a ich väčších prítokov. Dominujúce postavenie majú pokryvy vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hlín.

Komplex prevažne deluviálnych (polygenetických) hlín, hlinito-kamenitých, hlinito-štrkovitých, hlinito-piesčitých až ílovitých svahových sedimentov vystupujúcich na rozličných prvkoch reliéfu a predkvartérnych podložných horninách začleňujeme do obdobia *nečleneného* pleistocénu a *holocénu*.

Obdobie *holocénu* je záverečná etapa vývoja kvartérnych sedimentov, v ktorej prebehla rozsiahla laterálna erózia tokov. Počas nej boli postupne resedimentované presypy naviatych pieskov. V staršom období holocénu prebiehala sedimentácia povodňových hlín a ílov, prerušená v klimatickom optime tvorbou humóznych pôd a slatín. Pre mladšie obdobie holocénu je charakteristická litofaciálne pestrejšia sedimentácia hlinitých a piesčitých sedimentov povodňového krytu – nivnej fácie, ktorá je pri povrchovej časti komplikovaná výstupmi najmladších proluviálnych sedimentov.

V záverečnej fáze holocénu pri vyrovnávaní pozdĺžnych profilov väčšie toky výrazne meandrovali. V opustených zazemnených meandroch sedimentovali najmladšie hnilokalové a organické slatinné sedimenty. Výstavbou protipovodňových hrádzí a meliorációu sa však rozsiahlejšia fluviálna sedimentácia eliminovala.

# ÚVOD

Nitrianska pahorkatina tvorí najrozsiahlejší, najsevernejší výbežok Podunajskej nížiny a patrí k plošne najrozsiahlejším regiónom. Južnou časťou zasahuje na územie Podunajskej roviny, smerom na sever svojou strednou a severnou časťou sa vo forme širokého zálivu vkliňuje medzi Považský Inovec, Tribeč a Strážovské vrchy. Od Hornonitrianskej kotliny medzi Partizánskym a Veľkými Uhercami ju oddeľuje Uherská brána. Výrazne zlomovo ohraničená je od Považského Inovca a Tribeča. Severné až severovýchodné ohraničenie od Strážovských vrchov je erózno-denudačné a len čiastočne zlomové, miestami s výrazným vklinením do pohoria.

Nerovnomernosť geologického výskumu jednotlivých častí územia podmienila nový výskum, najmä centrálnej časti územia, a reambuláciu geologického výskumu južnej a severnej časti územia.

Územie Nitrianskej pahorkatiny je zložené z troch morfologicky, a tým aj geologicky odlišných častí so špecifickým vývojom neogénnych aj kvartérnych sedimentov. Južná časť – Zálužská pahorkatina, ktorá je čiastočne inkorporovaná do Gabčíkovskej panvy, tvorí prechodné územie medzi rovinou a pahorkatinou. Centrálna časť územia – Bojnianska pahorkatina – je od Zálužskej pahorkatiny oddelená andačskou brázdou a zlomami od okolitých pohorí a tvorí už medzihorské, neotektonicky členené územie. Najsevernejší výbežok, ktorý je oddelený od Bojnianskej pahorkatiny Topoľčianskou zníženinou a ďalej sa zlomovo stýka s kryštalinikom, mezozoikom Považského Inovca a Strážovských vrchov a bánovským paleogénom, tvorí Bánovskú pahorkatinu (Bánovskú kotlinu).

Štrukturálne južná časť územia viac inklinuje k okrajom mladej štruktúry gabčíkovskej depresie, stredná a severná časť do sústavy otvorenej, neotektonicky členitej medzihorskej depresie.

Hlavnou náplňou výskumu boli neogénne sedimenty tvoriace výplň jednotlivých priehlbní, a najmä kvartérne sedimenty, ktoré tvoria takmer súvislý pokryv spraší a sprašových hlín vyvinutý na pahorkatine, a polycyklické súbory fluviálnych a proluviálnych sedimentov terás a terasovaných kužeľov pleistocénu. Podložie kvartéru vystupuje len na vysokých kryhách a tektonicky predisponovaných asymetrických dolinách.

Pre kvartérny pokryv územia celkove je charakteristický prechod od typických eolických sedimentov, najmä spraší a eolických pieskov na juhu a juhozápade, ku sprašovým a polygenetickým hlinám strednej, a najmä severnej časti územia.

Na základe novšieho výskumu sa spresnilo plošné rozšírenie predterciérnych útvarov, stratigrafická náplň neogénnych súvrství, rozsah a stratigrafická náplň

fluviálnych a proluviálnych sedimentov terás a náplavových kužeľov. Na základe toho sa spresnila litostratigrafia geologických komplexov. Výskum vyústil do zostavenia geologickej mapy, novej neotektonickej štruktúrnej mapy a mapy hrúbky kvartérnych sedimentov územia Nitrianskej pahorkatiny.

Geologická mapa Nitrianskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000 je výsledkom práce kolektívu geológov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave (obr. 2), ktorí pri zostavovaní mapy použili predovšetkým vlastné mapové podklady a výsledky terénneho a laboratórneho výskumu. Uvedený kolektív nadviazal na práce svojich predchodcov. Predloženú mapu a vysvetlivky zostavili: RNDr. J. Pristaš, CSc. (edit.), RNDr. J. Maglay, RNDr. M. Elečko, CSc., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. L. Šimon, PhD., RNDr. P. Gross, CSc., RNDr. M. Polák, CSc., RNDr. M. Havrila, CSc., RNDr. J. Ivanička, CSc., RNDr. J. Határ, CSc. a RNDr. J. Vozár, CSc.

V záverečnej etape výskumu sa na špeciálnom výskume územia podieľali: RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. A. Zlinská, PhD., Mgr. I. Töröková, Mgr. M. Slámková, Mgr. J. Kernátsová a RNDr. D. Boorová, CSc. Okrem nich na zostavení vysvetliviek sa podieľali: RNDr. P. Liščák, CSc., RNDr. V. Jánová, Mgr. J. Švasta, RNDr. A. Remšík, CSc., RNDr. E. Žáková, CSc., a pracovníci Geocomplexu RNDr. H. Tkáčová a RNDr. J. Tkáč.

Čistokresbu geologických máp a príloh urobil p. J. Dvořák. Písanie správy, prípravu a čiastočné spracovanie vzoriek a technickú úpravu textu vykonala p. S. Grichová.

## GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Územie Nitrianskej pahorkatiny tvorí okraj Podunajskej roviny a medzihorský výbežok Podunajskej pahorkatiny. Vývoj reliéfu pahorkatiny má svoje špecifické črty, ktoré integrujú dynamiku vývoja dvoch odlišných morfoštruktúr – poklesávajúcu panvu a dvíhajúce sa pohoria.

Formovanie základných čŕt reliéfu Nitrianskej pahorkatiny spadá do obdobia neotektonickej etapy. Potvrdzujú to poznatky o geologickej stavbe, ako aj vek foriem reliéfu, ktorý nepresahuje hranicu vrchného pliocénu.

Nitrianska pahorkatina pôvodne tvorila štruktúrnu tabuľu, ktorá koncom pliocénu bola jednotná, ale v neskoršom období v dôsledku nerovnomerných neotektonických pohybov sa rozčlenila na podcelky. Pleistocénna etapa vývoja reliéfu poznačila najmä morfoskulptúru pahorkatiny pri výraznom uplatnení zlomov, procesov stráňovej modelácie a mohutnej eolickej činnosti v podobe navievania spraší a eolických pieskov, ktoré zamaskovali primárne formy reliéfu.

Podľa regionálneho geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) územie je súčasťou Podunajskej pahorkatiny, ktorá zahŕňa tri morfologicky odlišné

podcelky: Zálužskú (Zálužiansku v zmysle Mazúra a Lukniša, 1980), Bojniansku a Bánovskú pahorkatinu (obr. 1).

***Zálužská pahorkatina*** spolu s Nitrianskou tabuľou tvorí južnú okrajovú časť Nitrianskej pahorkatiny, územia na medziriečí Váhu a Nitry. Pre reliéf územia je charakteristické striedanie zarovnaných chrbtov sz.-jv. a s.-j. orientácie, ktoré sa striedajú s úvalinovitými dolinami a úvalinami. Na východe je to okrajový chrbát Klokočina – Komjatice s výstupmi predterciérneho podložia, ktorý s poklesnutou kryhou Tribeča – Nitrianskych vŕškov – a prielomom Nitry rozdeľuje územie Dolnonitrianskej a Strednonitrianskej nivy, a tým aj územie Zálužskej a Bojnianskej pahorkatiny.

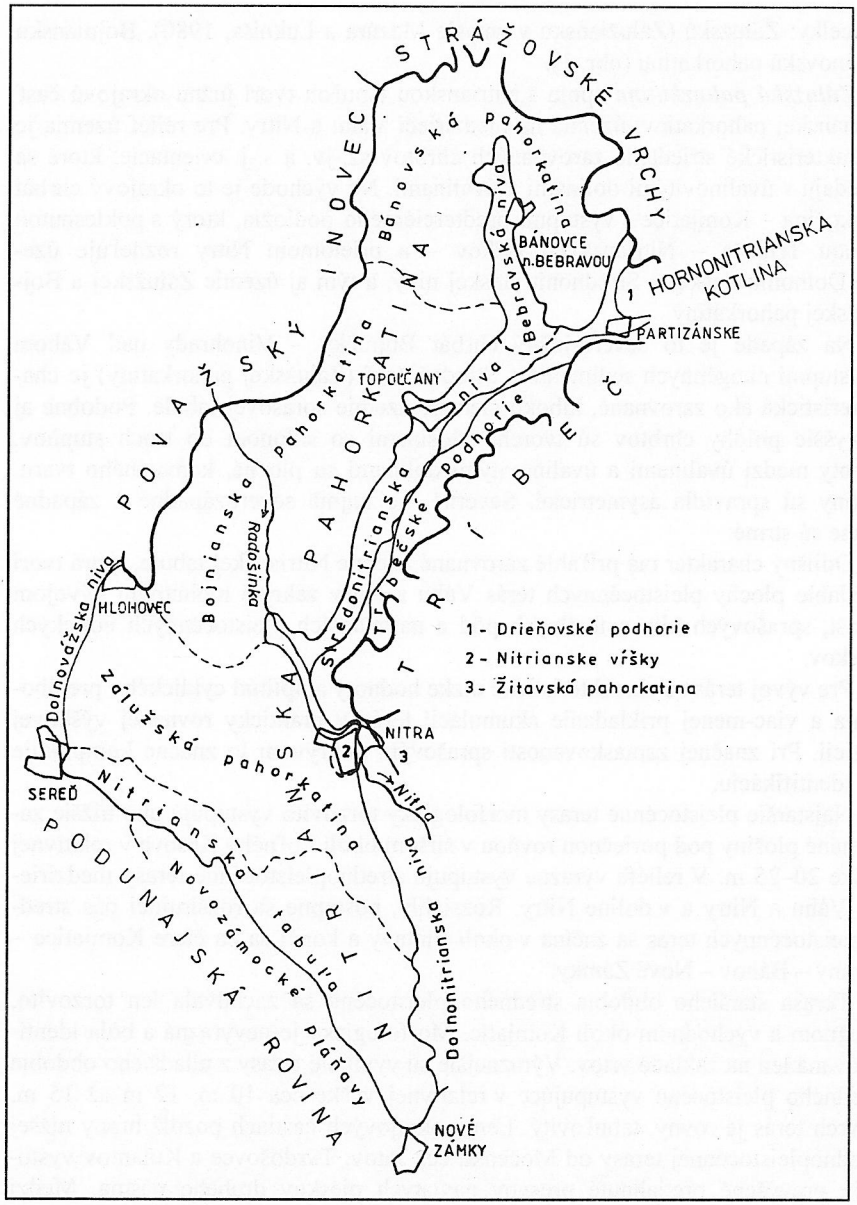
Na západe je to severo-južný chrbát Bojničky – Vinohrady nad Váhom s výstupmi neogénnych sedimentov. Stredná časť (Zálužskej pahorkatiny) je charakteristická ako zarovnané, hlboko členené územie sprašovej tabule. Podobne aj najvyššie polohy chrbtov sú tvorené plošinami so sklonom do troch stupňov. Chrbty medzi úvalinami a úvalinovitými dolinami sú ploché, konvexného tvaru. Doliny sú spravidla asymetrické. Severné, no najmä severozápadné a západné stráne sú strmé.

Odlišný charakter má priľahlé zarovnané územie Nitrianskej tabule, ktorá tvorí rozsiahle plochy pleistocénnych terás Váhu a Nitry zakryté mohutným vývojom spraší, sprašových hlín a fosílnych pôd a najmladších pleistocénnych eolických pieskov.

Pre vývoj terás sú charakteristické nízke hodnoty amplitúd cyklického prehlbovania a viac-menej prikladanie akumulácií terás v prakticky rovnakej výškovej pozícii. Pri značnej zamaskovanosti sprašovým pokryvom to značne komplikuje ich identifikáciu.

Najstaršie pleistocénne terasy morfologicky torzovito vystupujú ako nižšie zarovnané plošiny pod poriečnou rovňou v širšom okolí Poľného Kesova v relatívnej výške 20–25 m. V reliéfe výrazne vystupujú strednopleistocénne terasy medziriečia Váhu a Nitry a v doline Nitry. Rozsiahly, postupne sa rozširujúci pás strednopleistocénnych terás sa začína v okolí Šintavy a končí sa na čiare Komjatice – Šurany – Bánov – Nové Zámky.

Terasa staršieho obdobia stredného pleistocénu sa zachovala len torzovito, v južnom a východnom okolí Komjatíc. Morfologicky je nevýrazná a bola identifikovaná len na základe vrtov. Výraznejšie sú vyvinuté terasy z mladšieho obdobia stredného pleistocénu vystupujúce v relatívnej výške cca 10 m, 12 m až 15 m. Povrch terás je rovný, tabuľovitý. Len v okrajových častiach pozdĺž hrany nižšej strednopleistocénnej terasy od Močenku cez Jatov, Tvrdošovce a Kulantov vystupujú prevýšené pretiahnuté presypy naviatych pieskov druhého pásma. Medzi Jatovom a Novými Zámkami a južnou časťou Šurian sa tiahne široký pás nízkej terasy Váhu a Nitry vystupujúci v relatívnej výške 6–8 m. Povrch terasy je značne premodelovaný eolickou sedimentáciou a deflláciou s pretiahnutými presypmi




Obr. 1 Geomorfologické členenie Nitrianskej pahorkatiny (podľa Mazúra a Lukniša, 1980)

viatych pieskov, ktoré majú sz.-jv. orientáciu s 2–3-metrovým prevýšením nad povrchom terasy a tvoria prvé pásmo. Medzi presypmi na relatívne menej priepustnom podloží močiarových spraší sa vytvorili uzavreté drobné depresie slancov.

Na študované územie okrajovo zasahuje niva Váhu, ktorá ohraničuje územie zo západu a juhu. Tvorí súčasť dolnovážskej nivy, Novozámockých pláňav. Úzky pás Dolnovážskej nivy a vyvýšenej severozápadnej časti pahorkatiny medzi Hlohovcom a Sereďou je nárazovým brehom Váhu s charakteristickým vývojom zosuvov.

Novozámocké pláňavy tvoria rovinaté územie nivy Váhu so spleťou rekultivovaných mŕtvych ramien a vyvýšených agradačných valov. V severozápadnej časti vážskej nivy sa zachovali rozsiahlejšie depresie vyplnené slatinami.

Pás dolnonitrianskej nivy medzi Nitrou a Novými Zámkami tvorí rovinaté územie so spleťou mŕtvych ramien s občasným výskytom torz agradačných valov. Okrem toho, v južnej časti územia nivy medzi Komjaticami a Novými Zámkami sa stretávame s najmladšími, značne plochými závejmi pieskov, previatych spraší a pôd. Na študované územie okrajovo zasahuje terasovaná časť Žitavskej pahorkatiny.

***Bojnianska pahorkatina*** tvorí centrálnu, morfologicky členitejšiu medzihorskú časť Nitrianskej pahorkatiny. Zo západu na územie okrajovo zasahuje predpolie Považského Inovca, na východe a severovýchode predhorieTribeča. Reliéf územia je zarovnaný, pahorkatinný. Len okrajové časti pohorí (predpolie) majú ráz zarovnanej, no miestami viac vyzdvihnutej a členitejšej pahorkatiny. Bojnianska pahorkatina je oddelená od Zálužskej pahorkatiny Andačskou brázdou a od Bánovskej pahorkatiny Topoľčianskou zníženinou. Pahorkatina je charakteristická mierne modelovaným reliéfom, ktorý je podmienený nespevnenými neogénnymi sedimentmi (piesky, íly, štrky). Výskyt strmších svahov na pahorkatine je podmienený výstupmi sladkovodných vápencov triasových dolomitov, podmieňujúcich prevažne konvexnú formu svahov.

Pahorkatina má ráz zarovnanej tabule, ktorú rieka Nitra a jej prítoky Bebrava, Livina, Chotina, Bojňanka a Perkovický potok a neotektonické pohyby rozčlenili na jednotlivé časti. Zvyšky pahorkatiny sa zachovali len na severnom a severozápadnom predpolí Tribeča.

Pri detailnejšom pohľade na územie centrálnej časti územia pahorkatiny v reliéfe výrazne vystupuje plochý chrbát vysokej obdokovskej kryhy s celkovým sklonom v južnom smere, ktorý sa asymetricky strmo znižuje do doliny Nitry. Na západe stupňovito poklesáva do ripnianskej depresie a predpolia Považského Inovca.

Obdokovská vysoká kryha spolu s nižšou, obsolovsko-bojnianskou kryhou tvoria hraničné a vyvýšené územie medzi ripnianskou a bánovskou kotlinou a zníženinou stredného toku Nitry (priehlbina Čakajovce – Žabokreky).

Východná časť študovaného územia vymedzená topoľčianskym zlomom a sústavou veľkozálužských zlomov predstavuje výraznú zníženinu stredného toku Nitry, hraničiacu najmä s obdokovským chrbtom a predpolím Tribeča. Zníženina predstavuje širšiu časť doliny Nitry, ktorá sa nachádza medzi Uherskou bránou a prielomom rieky Nitry v Nitre. Pre morfológiu zníženiny je charakteristická stupňovitosť vyjadrená vývojom terás a terasovaných náplavových kužeľov predpolia Tribeča.

Terasový systém vystupujúci pod pahorkatinou je zložený z niekoľkých vekovo odlišných úrovní. Najstaršie terasy a terasované kužele vystupujú pod vrchnopliocénnym stupňom zarovnania a torzovito sa zachovali na pravom brehu Nitry medzi Topoľčanmi a Koniarovcami. Čiastkové plochy najstaršej pleistocénnej terasy s celkovým spádom v pozdĺžnom profile toku vystupujú v relatívnej výške cca 60–70 m nad nivou Nitry.

Na ľavom brehu Nitry medzi východným okrajom obcí Kovarce a Oponice sa zachovali spojené náplavové kužele Oponického potoka a Dubnice vystupujúce v relatívnej výške 25–50 m nad nivou Nitry. Pre sústavu uvedených kužeľov je charakteristický celkový spád k mladším terasám a nive Nitry, ktorý je celkove značne maskovaný sprašovým pokryvom.

Najviac vyrovnanou časťou priehlbiny je územie terás a riečnej nivy Nitry tvoriace 4–5 km široký pás pozdĺž koryta toku.

Pravdepodobne vyššiu pozíciu medzi terasami mladšieho obdobia stredného pleistocénu zaberá vyššia terasa vystupujúca na ľavom brehu Nitry medzi obcami Čeľadince a Horné Lefantovce v relatívnej výške 20–25 m. Terasa má mierny spád k nive a v pozdĺžnom profile toku Nitry. V nižšej pozícii v relatívnej výške 5 až 15 m je mladšia strednopleistocénna terasa s plochým zarovnaným povrchom, vyvinutá na pravom brehu Nitry medzi Ludanicami a Koniarovcami. Povrch terasy je rovný, len v tylovej časti mierne zvlnený a zvýšený výplavmi proluviálnych sedimentov najmladších náplavových kužeľov.

Reliéf v nížinnej časti územia riečnej nivy Nitry a jej väčších prítokov tvorí dno dolín a má takmer výlučne rovinný charakter s minimálnymi deniveláciami v rozmedzí 0,5–1 m. Výnimkou sú okrajové priterasové časti a prechod do pahorkatiny, kde je vyvinutý úzky pás s plochými svahmi tvorenými spravidla úpätnými deluviálnymi plášťami alebo proluviálnymi sedimentmi holocénnych náplavových kužeľov.

V rovinnom území nív výraznejšie denivelácie vytvárajú zvyšky nerekultivovaných mŕtvych ramien meandrov Nitry a antropogénne prvky reliéfu (štrkoviská, skládky odpadu a pod.), miestami priterasové, zväčša podmáčané zníženiny reliéfu.

Bojnianska pahorkatina je od Zálužskej pahorkatiny morfoštruktúrne oddelená výraznou *Andačskou prepadlinou*. Andačská prepadlina má osobitné postavenie; tvorí výraznú symetrickú zníženinu. Morfologicky je zreteľná najmä východne od

Hlohovca, kde dosahuje šírku 1–2 km. Smerom na juhovýchod sa stáva menej výraznou, ale zreteľnou. Výškové rozdiely medzi dnom depresie a povrchom pahorkatiny dosahujú pri Hlohovci 110 m, pri Rišňovciach 70 m a pri Alekšinciach už len 50 m. Ďalší priebeh depresie v juhovýchodnom smere je už menej výrazný a končí sa pravdepodobne na priečnom zlome pri Alekšinciach, kde sa tok Andáča náhle stáča na severovýchod a aj priečny profil doliny sa stáva výrazne asymetrický.

Výrazná symetria zníženiny, jej šírka a absencia starších pleistocénnych sedimentov evokuje myšlienku, že tu ide o morfoštruktúrne výrazné rozhranie predisponované zlomami, resp. zlomami s pravdepodobne horizontálnym posunom, ktorý má aj širšie regionálne uplatnenie. Svedčí o tom najmä pozícia výstupov mezozoika v Nitrianskej bráne a čiastočne Inovca severovýchodne od Hlohovca. Nie je vylúčené, že vo vrchnom pliocéne, snáď aj v spodnom pleistocéne, podmienila priebeh paleotoku. V každom prípade sa v spodnom pleistocéne stala významným kanálom odvodňujúcim občasne uzavretú časť ripnianskej depresie. O tejto funkčnosti svedčí fakt, že práve do dna súčasnej doliny je situované dnešné čiastkové rozvodie medzi Váhom a Nitrou.

*Ripnianska depresia* má elipsovitú formu jz.-sv. orientácie. Od Považského Inovca je relatívne strmo ohraničená, v ostatných smeroch pozvoľna stupňovito prechádza do rozvodových chrbtov vyšších krýh.

V morfoštruktúre depresie sa výrazne prejavili mladé pohyby, ktoré stupňovito členia jednotný spodnopleistocénny povrch zarovnania sedimentácie s korelatívnymi lukačovskými vrstvami. Sumárny efekt denivelácie krýh dosahuje cca 50 m. V rámci depresie pozorujeme postupné poklesávanie krýh smerom do centra depresie. Najviac poklesnuté sú kryhy západne od Radošiny. Okrem toho, mladé neotektonické zlomy, ktoré sa prejavujú mikrodeformáciami, predisponovali priebeh súčasných tokov drénujúcich depresiu.

Severovýchodná časť územia Bojnianskej pahorkatiny medzi dolinami Bojnianky a Liviny predstavuje sústavu plochých, postupne sa znižujúcich (od Považského Inovca) rozvodových chrbtov medziriečisk ohraničených zlomami sz.-jv. orientácie. Tieto zlomy predisponovali priebeh väčších pravobrežných prítokov Nitry. Severnejšia časť pahorkatiny, ktorá je už súčasťou Bánovskej kotliny, poklesáva smerom do doliny Slivnice a Chotiny.

Prevažná časť bočných prítokov je bez vývoja (zachovania) pleistocénnych terasových stupňov. Len v sútokovej časti potokov Slivnice, Železnice a Chotiny sa zachovali plošne rozsiahle terasované náplavové kužele stredného pleistocénu vystupujúce v relatívnej výške 25–40 m. V sútokovej časti Chotiny, Bojnianky a Nitry sa zachovali rozsiahle ploché územia terás stredného a mladého pleistocénu. Terasy stredného pleistocénu sa útržkovito zachovali na ľavom brehu Livinského potoka a rozsiahlejšie na ľavom brehu Bebravy v jej sútoku s Nitrou.

Východná časť študovaného územia, západná časť Tribeča (predhorie), sa nachádza na niekoľkých morfoštruktúrnych prvkoch reliéfu. Najväčšiu plochu zaberá severné úpätie Tribeča s mierne zvlneným reliéfom hornatiny, ktorý reprezentuje zvyšky najstaršej panónskej rovne vystupujúcej v absolútnej výške cca 450 až 500 m. V nižšej pozícii na obalovom mezozoiku Tribeča sa torzovito zachovali zvyšky spodnejšej rovne. Táto úpätná roveň v predpolí Tribeča a zníženiny stredného toku Nitry je značne rozčlenená a v súčasnosti vystupuje vo forme charakteristických úpätných „hôrok". V tejto časti územia pritom absentuje poriečna roveň, ktorá je čiastočne zachovaná len v severovýchodnej časti Bojnianskej pahorkatiny.

***Bánovská pahorkatina*** je súčasťou severného okraja Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny. Zo západu je ohraničená okrajmi hrasťovej štruktúry Považského Inovca, zo severu a severovýchodu okrajmi Strážovských vrchov. Medzi južnou časťou Strážovskej hornatiny a severnou časťou Tribeča sa do územia vkliňuje juhozápadný okraj Hornonitrianskej kotliny.

Reliéf územia je zarovnaný, hladko modelovaný, pahorkatinný. Len okrajové časti pohorí majú ráz viac vyvýšenej členitejšej hornatiny. Morfologicky výraznejší je západný okraj hrasťovej štruktúry Považského Inovca s ojedinelými mezozoickými zvyškami „bradiel" v jeho predpolí. Okrajová, južná časť Strážovskej hornatiny má hladko modelovaný reliéf hornatiny a vrchoviny, sformovaný prevažne na mezozoických dolomitoch, čiastočne vápencoch. Východná a severovýchodná časť územia s výstupmi paleogénnych sedimentov predstavuje vyššiu zarovnanú pahorkatinu s rezíduami pliocénnych fluviolimnických štrkov.

Územie Bánovskej pahorkatiny má ráz zarovnanej pahorkatiny s miernym znížením krýh (rozvodí) smerom do doliny Svinnice.

Reliéf územia bol predisponovaný mladými zlomami. Pri detailnejšom pohľade na územie Bánovskej pahorkatiny na jej juhozápadnom okraji vystupuje vyvýšený zarovnaný chrbát vysokej norovskej kryhy, od ktorej smerom na severovýchod pozorujeme relatívny, 10–20-metrový pokles rozvodových chrbtov (krýh) smerom do doliny Svinnice. Uvedená monotónnosť v reliéfe je narušená len v predpolí Inovca výstupmi mezozoických vápencov a dolomitov viac odolných proti erózii, ktoré tvoria oválne vyvýšeniny (bradlá). V okolí Veľkej Hradnej sú to zas odolnejšie výstupy vulkanoklastík ruskovských vrstiev, ktoré tvoria viac vyvýšené územie, pričom doliny potokov v tejto časti nadobúdajú strmší a miestami zúžený až kaňonovitý, miestami asymetrický ráz.

Východná časť územia Bánovskej pahorkatiny má viac vyzdvihnutý a členitejší ráz so zvyškami rezíduí štrkov volkovského súvrstvia a celkovou tendenciou poklesu čiastkových zarovnaných krýh (rozvodí) smerom na SZ a Z do doliny Bebravy, Machnáča a Svinnice.

Väčšie doliny riek rozdeľujúce pahorkatinu majú asymetrický ráz, pričom ľavý breh dolín je čiastočne terasovaný, pravý strmší, neterasovaný, prípadne so zvyškami najnižšieho úzkeho stupňa tvoreného deluviálnymi sedimentmi a obmedzeného laterálnou eróziou tokov. Výraznejšie terasovaná je najmä dolina Bebravy, zvlášť v sútokovej časti Svinnice, Machnáča, Jelešnice, Dubničky a Radiše. Terasový systém vyvinutý na obidvoch brehoch sa smerom na sever postupne vykliňuje.

Podobný, ale viac stupňovitý ráz má rozšírený, kotlinový úsek doliny Machnáča medzi Bobotom a Horňanmi, kde sú zachované najvyššie, najstaršie zvyšky spodno-, stredno- a vrchnopleistocénnych terás a ploché náplavové kužele, ktoré postupne zatláčajú koryto toku k pravému brehu.

V doline Svinnice sa v súčasnosti zachovali len torzá strednopleistocénnej terasy. Doliny ostatných tokov sú spravidla neterasované.

Osobitný kotlinovitý tvar má okrajová časť Bánovskej pahorkatiny a východných okrajov Inovca. V najviac poklesnutej časti kryh v okolí Trenčianskeho Jastrabia je vyplnená sedimentmi náplavových kužeľov stredného pleistocénu.

Zvláštny charakter reliéfu má najseverovýchodnejšia časť študovaného územia, Drieňovské podhorie (chalmovský ostrov) a Uherská brána, v širšom zmysle slova bánovský paleogén a dolomity chočského príkrovu s mierne zaoblenými formami reliéfu so širokými a plochými, zväčša zamokrenými nivami tokov. Na paleogéne a mezozoiku sa medzi poriečnou a panónskou rovňou zachovali zvyšky zarovnania reliéfu vystupujúce v relatívnej výške 100–120 m.

*Uherská brána* spolu s klinom územia Hornonitrianskej kotliny tvorí rozhranie medzi severným okrajom Tribeča a južným okrajom Strážovskej hornatiny. Morfológia územia je podmienená vývojom náplavových kužeľov a čiastočne terás vystupujúcich na ľavom brehu toku Nitry.

## REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Územie Nitrianskej pahorkatiny z hľadiska regionálnogeologického členenia (Vass et al., 1988) je súčasťou Podunajskej panvy a prináleží k rišňovskej priehlbine a Bánovskej kotline, okrajovo k bojnianskemu bloku Považského Inovca, zoborskému a rázdielskemu bloku Tribeča a južným okrajom Strážovských vrchov.

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú horninové komplexy kryštalinika, mezozoika (krížňanský, chočský, strážovský a tematínský príkrov) a paleogén podtatranskej skupiny. Nitriansku pahorkatinu budujú sedimenty neogénu, ktoré sú z väčšej časti zakryté sedimentmi kvartéru.

Považský Inovec reprezentuje megaantiklinálnu hrasť oddelenú zlomami od blatnianskej priehlbiny (na západe), rišňovskej priehlbiny (na juhovýchode) a Bánovskej

kotliny (na severovýchode). Charakteristickým znakom pohoria popri príkrovovej stavbe je aj jeho výrazná bloková stavba. Maheľ (1986) tu vymedzil tri samostatné bloky: severný – selecký, rozložený severne od hrádockej línie, stredný – bojniansky – leží medzi hrádockou a koplotovskou líniou a južný – hlohovský – sa nachádza južne od koplotovskej línie. Najzápadnejší okraj študovaného územia po celej dĺžke budujú horniny tatrického kryštalinika (metamorfity a granitoidy), v severnej časti aj relikty mladopaleozoicko-mezozoického obalu.

Z geologického hľadiska pohorie Tribeč predstavuje najzápadnejší výbežok vnútorného pásma jadrových pohorí Západných Karpát obnažený spod terciérnych sedimentov Podunajskej panvy. Tvorí hrasť smeru SV–JZ, ktorá je skýcovským zlomovým systémom rozdelená na severnú, rázdielsku a južnú, zoborskú časť. Na geologickej stavbe západného okraja Tribeča sa podieľajú horniny kryštalinika, tatrika a jeho obalovej sekvencie a mezozoické komplexy krížňanského a chočského príkrovu s reliktmi strážovského príkrovu.

Mezozoické sekvencie budujú podstatnú časť územia, ktoré obklopuje Nitriansku pahorkatinu. Zo severu sú Strážovské vrchy, západný okraj tvorí Považský Inovec, východný okraj Tribeč. Mezozoické komplexy budujúce toto územie sú súčasťou tatrika, veporika a hronika.

Mezozoické komplexy *tatrika* vystupujú v západnej časti územia v Považskom Inovci, kde sú zastúpené litostratigrafickými jednotkami od spodného triasu do spodnej kriedy. Ich náplň je zhodná so šiprunskou sekvenciou. Podobne na západnom okraji Tribeča vystupujú prevažne spodnotriasové litostratigrafické jednotky tribečskej sekvencie.

*Veporické* komplexy mezozoika vystupujú na južnom okraji Strážovských vrchov, severozápadnom okraji Tribeča a na východných okrajoch Považského Inovca. Tieto komplexy zaraďujeme do veľkopriestorovej tektonickej jednotky druhého rádu – krížňanského príkrovu. Podľa litofaciálneho členenia krížňanského príkrovu (Maheľ, 1967) litostratigrafický obsah príkrovu zodpovedá zliechovskej sekvencii so stratigrafickým rozsahom od stredného triasu po albské porubské súvrstvie.

Komplexy *hronika* budujú hlavne severné okraje pahorkatiny – Strážovských vrchov, východnú časť okrajov Tribeča a chalmovský ostrov. Maheľ (1967, 1985) rozčlenil hronikum Strážovských vrchov na nasledujúce základné jednotky: chočský príkrov a v ňom čiernovážský vývin, bielovážský vývin a prechodný, bebravský vývin.

Južné okraje Strážovských vrchov buduje prevažne bielovážsky faciálny typ. V juhovýchodnej časti okolie Veľkých Vesteníc a oblasť chalmovského ostrova budujú prevažne súbory čiernovážskeho typu. Stratigrafické rozpätie komplexu je anis–vrchný trias–norik.

Najvyššiu časť hronika tvoria tektonické trosky strážovského príkrovu zastúpené wettersteinskými vápencami.

*Paleogénne* sedimenty súvislejšie vystupujú len v severovýchodnej časti Nitrianskej pahorkatiny a torzovito vo východnej časti Považského Inovca v okolí Záhrady a Závady a najnovší výskyt bol zaznamenaný južne od Dubodielu. Zastupujú ich nasledujúce súvrstvia:

– borovské súvrstvie (predtým bazálna transgresívna litofácia) tvorená prevažne karbonátovými brekciami, zlepencami, pieskovcami a vyššie organodetritickými vápencami. Vek je bartón až spodný priabón. Lokálne, na báze súvrstvia, sa nachádzajú pravdepodobne predtransgresívne sedimenty, označené ako hornádske vrstvy. Neposkytujú žiadnu stratigraficky cennú faunu.

– okrajové súvrstvie [terchovské súvrstvie (Šimon et al., 1997); predtým označované ako marginálna alebo pieskovcovo-zlepencová litofácia] tvorené striedaním brekcií a zlepencov s pieskovcami, menej často s ílovcami, s výskytom ojedinelých lavíc organodetritických vápencov. Vek súvrstvia je bartón–stredný priabón.

– zuberecké súvrstvie (predtým flyšová litofácia) tvorené viac alebo menej pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov v rôznom pomere, miestami s vtrúsenými obliakmi karbonátov až lavičkami karbonátových zlepencov. Je tu aj lokálny vývoj s vysokou prevahou ílovcov nad pieskovcami. Vekovo bolo súvrstvie zaradené do priabónu s možným zásahom do ?najnižšieho oligocénu.

Transgresívne na predterciérnom podloží ležia prevládajúce sedimenty neogénu a kvartéru.

Región Podunajská nížina – Nitrianska pahorkatina v zmysle regionálnogeologického členenia (Vass et al., 1988) tvoria tri jednotky. Severnú časť zaberá Bánovská kotlina a južnú časť rišňovská a komjatická priehlbina.

V Bánovskej kotline sa nachádzajú najstaršie sedimenty uvedeného regiónu. Tvoria ich usadeniny spodného miocénu (egenburg–karpat), ktoré sa v prevažnej miere usadzovali v morskom prostredí. Ležia buď na horninách mezozoického alebo paleogénneho veku. V ich nadloží sa nachádzajú strednomiocénne sedimenty (báden–sarmat), ktoré vznikli v sladkovodnom prostredí. Iba v priebehu spodného bádenu do dnešného priestoru Bánovskej kotliny zasahovali ingresie mora z terajšej Hornonitrianskej kotliny. Ich súčasťou sú vulkanoklastické horniny. V južnej časti kotliny sa vyskytujú sedimenty vrchného miocénu a na celom území hruboklastické sedimenty pliocénneho veku.

V rišňovskej priehlbine a západnej časti komjatickej priehlbiny sa nachádzajú sedimenty strednobádenského až dáckeho veku. Bádenské sedimenty sa usadzovali v morskom prostredí, do ktorého v komjatickej priehlbine vnikali produkty (lávové prúdy) vulkanickej činnosti. V priebehu sarmatu sa v severnej časti rišňovskej priehlbiny usadzovali sedimenty v sladkovodnom deltovom prostredí a v ostatných častiach v brakickom prostredí. V nadloží sarmatských sedimentov sa nachádzajú usadeniny osladzujúceho sa jazera panónskeho a pontského veku. Nad nimi sa nachádzajú klastické a pelitické sedimenty pliocénneho veku.

V južnej časti Nitrianskej pahorkatiny okrajovo zasahujú fluviolimnické a fluviálne sedimenty kolárovského súvrstvia, zakryté sedimentmi kvartéru.

Podstatná časť územia Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých okrajov pohorí je zakrytá sedimentmi spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

Spodný pleistocén je zastúpený rozsiahlym vývojom eluviálnych sedimentov, polygenetických rubifikovaných fosílnych pôd (červenozemí), ktoré sa formovali v podmienkach mediterránnej klímy, s charakteristickým červenohnedým sfarbením a so stratigrafickým rozpätím spodný pleistocén (pretegelén) až kromer (Vaškovský, 1981). V spodnom pleistocéne v ripnianskej depresii synchrónne s rubifikovanými pôdami sedimentovali fluviolimnické limonitizované hlinité štrky lukáčovských vrstiev. Sedimentácia fluviálnych štrkov v mladšom období spodného pleistocénu je spojená s formovaním terás Bebravy a Nitry. Ich výskyt je lokálny a sústredený najmä v sútokových častiach tokov.

V strednom pleistocéne v podmienkach striedania periglaciálnej a interglaciálnej klímy došlo k najvýraznejšiemu formovaniu a sedimentácii fluviálnych a proluviálnych sedimentov terás a terasovaných náplavových kužeľov, ako aj eolickej činnosti, navievaniu sprašových pokryvov.

V staršom období stredného pleistocénu (mindel) v strednej časti pahorkatiny dominovali proluviálne sedimenty náplavových kužeľov, v severnej a južnej časti súvislejšie fluviálne sedimenty terás zakryté sprašovými pokryvmi.

Plošne väčší rozsah majú fluviálne sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (rissu) zastúpené fluviálnymi štrkmi hlavnej terasy a v predhorí Tribeča proluviálnymi hlinitými štrkmi náplavových kužeľov, zakryté mohutným komplexom spraší a fosílnych pôd.

V porovnaní s predchádzajúcimi fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi najväčší rozsah v študovanom území majú fluviálne sedimenty dnovej akumulácie nív a nízkej terasy zastúpené piesčitými štrkmi, pieskami a povodňovými hlinami, lokálne s charakteristickým vývojom močiarovitých spraší.

Plošne najväčší rozsah majú pokryvy spraší a sprašových hlín, ktoré sú okrem terás a náplavových kužeľov vyvinuté na celej pahorkatine.

Na piesčitých štrkoch dnovej akumulácie sú vyvinuté najmladšie, holocénne sedimenty, zastúpené povodňovými hlinami, ílmi a ílovitými pieskami, v nadloží s polohami humóznych pôd a slatín, v nadloží ktorých je vyvinuté litofaciálne pestrejšie súvrstvie piesčitých a ílovitých hlín, fluviálnych pieskov a ílov.

V zníženinách reliéfu v rámci povodňového krytu nív sa sformovali najmladšie, holocénne sedimenty – slatiny (rašeliny) – a v opustených ramenách organogénne hnilokalové sedimenty.

## PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Územie Nitrianskej pahorkatiny bolo stredobodom výskumu geologických pomerov, ktoré prebiehali s rozličnou intenzitou. Najčastejšie sa štúdium geológie zameriavalo prakticky, na výskum spojený s vyhľadávaním nafty a plynu, v poľnohospodárstve, pri vyhľadávaní zdrojov pitných a úžitkových vôd, nerastných surovín, v stavebnej činnosti a pri vyhľadávaní termálnych vôd ako zdrojov zemského tepla. Vo výskume jednotlivých častí územia Nitrianskej pahorkatiny a okrajových pohorí boli značné disproporcie.

Staršie priekopnícke práce z daného regiónu sa dotýkajú predovšetkým geologickej stavby starších útvarov, medzi ktoré patria práce Štúra (1860), Hauera (1865), Schafarzika (1898), Uhliga (1903) a Stacheho (1864).

Na Uhligovu (1907) koncepciu príkrovovej stavby Karpát detailnými prácami v Považskom Inovci nadviazal Ferenczi (1915, 1917, 1918, 1919, 1934). Výskumom kvartéru, čiastočne aj neogénnych sedimentov, sa nepriamo zaoberal Horusitzky (1901, 1902 a 1905). Tieto práce sú podrobne charakterizované vo Vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 (Buday et al., 1962; Buday et al., 1963; Kuthan et al., 1963).

Geológiou kryštalinika Považského Inovca sa regionálne ako prvý zaoberal J. Kamenický (Kamenický, 1956; Kamenický in Cambel et al., 1961; Kamenický in Maheľ et al., 1967), ktorý vyčlenil v kryštaliniku dva bloky: severný, s prevahou svorových hornín netypických pre tatrikum a južný, so znakmi typickými pre jadrové pohoria – veľké granitoidné telesá, pestrý rulovo-migmatitový komplex. Na tieto práce neskôr nadviazal hlavne Putiš (1980, 1981, 1982a, b, 1991, 1992), ktorý priniesol nové pohľady na geologicko-tektonickú stavbu pohoria. Štruktúrno-tektonický vývoj v strednej časti pohoria charakterizujú Plašienka a Marko (1993). Litológiou a P-T podmienkami kryštalinika Považského Inovca sa zaoberá práca Hovorku et al. (1994). Geologickým výskumom kryštalinika sa zaoberali J. Határ a J. Ivanička (Határ et al., 1998).

Mladšie paleozoikum v Považskom Inovci a Tribeči komplexne spracovali Vozárová a Vozár (1988) a Vozár in Ivanička (1988). V oboch pohoriach sú charakterizované sekvencie ipoltickej skupiny (sensu Vozárová a Vozár, 1981), v pohorí Tribeč perm severného veporika a v pohorí Považský Inovec perm tatrika. V tomto obraze Považský Inovec pripomína Malú Fatru – na tatrickom obale ležia tektonické trosky hronika (konfr. Vozárová a Vozár, 1988).

Geológiou kryštalinika Tribeča sa komplexne ako prvý zaoberal Krist (1960, 1960a, 1960b, 1971), neskôr petrologické a genetické problémy granitoidov riešili najmä Petrík a Broska (1989) a Broska et al. (1990). Základnými prácami riešiacimi tektonické postavenie Tribeča v rámci Západných Karpát, najmä z hľadiska mezozoických sekvencií, sú práce Bieleho (1961, 1962, 1962a, 1977), ktoré vyústili do syntetizujúcej práce v podobe Geologickej mapy Tribeča 1 : 50 000 (Biely, 1974).

Komplexným geologickým výskumom sa najnovšie zaoberal tím geológov, ktorých výsledky sú zverejnené na novej Geologickej mape Tribeča 1 : 50 000 a v príslušných vysvetlivkách (Ivanička et al., 1998a, 1998b).

Základné práce v mezozoiku okrajových častí Strážovských vrchov a Považského Inovca tu v rokoch 1946–1985 vykonal Maheľ. Stanovil základné faciálne oblasti krížňanského príkrovu, podrobne rozpracoval vyššie príkrovy a zostavil geologickú mapu. Na východnej strane severnej časti Považského Inovca spracoval izolované výstupy tatrických elementov. Stratigraficky ich zhodnotila Kullmanová (1980).

Novú etapu výskumu mezozoika v Považskom Inovci začal M. Maheľ. Uhligom (1903) vyčlenenú obalovú sériu najskôr pomenoval *manínsko-inovecká* (Maheľ, 1948), neskôr *inovecká séria* (Maheľ, 1950) a zaradil ju k sériám západoslovenskej skupiny (Maheľ, 1959). Zároveň ju detailne stratigraficky rozpracoval (Maheľ, 1950, 1957). Spresnil aj vrstvové sledy ostatných tektonických jednotiek a detailne rozpracoval tektonickú stavbu pohoria. Na území Považského Inovca boli rozpracované aj teórie vysvetľujúce nekompletnosť vrstvových sledov obalových sérií, a to najprv vrásami diapírového charakteru (Maheľ, 1948), neskôr gravitačným skĺzaním sedimentov zo svahov dvíhajúcich sa kryštalických jadier (Maheľ, 1950, 1951) po usadení albu a pred presunom krížňanského príkrovu.

V následnej etape v južnej časti pohoria pracovali: Brestenská (1958), Beňo (1960), Mišík (1976) a Havrila (in Brestenská et al., 1980; in Havrila a Vaškovský, 1983) a najnovšie Polák (in Pristaš, 1997, 1999).

Najstaršie informácie o výskyte terciérnych sedimentov na území Nitrianskej pahorkatiny pochádzajú z druhej polovice 19. storočia, z prehľadného geologického mapovania rakúsko-uhorskej monarchie. Z Bánovskej kotliny z uvedeného obdobia pochádzajú mapy Hauera (v mierke 1 : 1 576 000 a 1 : 75 000), na ktorých sú v severnej a východnej časti kotliny vyznačené eocénne sedimenty (flyš), v doline rieky Bebravy severne od Bánoviec kongériové vrstvy a západne od Nedašoviec sladkovodné vápence (Gašparik, 1953). Ďalšie výskyty sladkovodných vápencov z Bánovskej kotliny uvádza Stache (1865). Z južnej časti územia, zo západného okraja rišňovskej priehlbiny v úseku medzi Hlohovcom a Radošinou, uvádza Štúr (1860) výskyt nedefinovaných neogénnych sedimentov. Z východného okraja priehlbiny pri pohorí Tribeč spomína Winkler (1865) výskyt sladkovodných vápencov z okolia obcí Nedanovce, Sádok, Bošany a Kovarce. Zo Sádku uvádza Schafarzik (1900) výskyt zuba *Hipparion gracile* KAUP.

Od uvedeného obdobia až do 50. rokov nášho storočia nachádzame o terciéri študovaného územia len veľmi málo informácií. Z roku 1930 pochádza informácia Petrboka o náleze mastodonta (*Mastodon augustidens* CUV.) v tufoch v kameňolome v Horných Ozorovciach a z roku 1941 zmienka Andrusova o výskyte uhoľných slojov bádenského veku pri obci Svinná, v blízkosti ktorých sa v andezitových tufoch našiel zub nosorožca.

Prvé podrobnejšie informácie o geologickej stavbe a stratigrafických pomeroch Bánovskej kotliny uvádza Maheľ (1953).

Uvedený autor zaradil zlepence ležiace v nadloží dolomitov všeobecne do paleogénu. Neskôr na základe výskytu mäkkýšov boli zaradené do egenburgu (Vaňová, 1955; Ondrejíčková, 1975, 1979).

Geologickou stavbou Bánovskej kotliny sa zaoberal aj Gašparik (1953). Z terciérnych sedimentov opisuje paleogénne sedimenty nachádzajúce sa v severnej a východnej časti kotliny a neogénne sladkovodné sedimenty.

Petrografickým štúdiom vulkanogénnych sedimentov Bánovskej kotliny z vrtu DB-3 sa zaoberal Krystek (1959). Na základe štúdia ťažkých minerálov sa snažil skorelovať uvedené sedimenty so sedimentmi v Hornonitrianskej kotline. Konštatuje, že vo vrchnej časti vrtu DB-3 ide o vulkanosedimenty, ktoré sú pravdepodobne mladšie ako tzv. produktívne súvrstvie (handlovské súvrstvie) v Hornonitrianskej kotline. Podrobným sedimentologickým výskumom vulkanoklastík nachádzajúcich sa na povrchu sa neskôr zaoberali Kováč et al. (1993b).

Prvá podrobná stratigrafia neogénnych sedimentov Bánovskej kotliny sa urobila v rámci zostavovania geologickej mapy 1 : 200 000, list Žilina. Po prvýkrát sa tu na základe biostratigrafického štúdia preukázala prítomnosť egenburských sedimentov v morskom vývoji. Boli tu vyčlenené sladkovodné sedimenty reprezentované sivými a zelenkastosivými ílmi a tufitové súvrstvie zastúpené tufitmi a tufitickými zlepencami. Obe súvrstvia boli zaradené do stredného až vrchného miocénu (Čechovič a Brestenská, 1962).

Ďalšie informácie o stratigrafických pomeroch a geologickej stavbe študovaného územie sa získali vrtným prieskumom realizovaným v rámci štúdia uhľonosnosti Bánovskej kotliny (Seneš a Brestenská, 1963) a neskôr pri spresňovaní stratigrafie neogénnych sedimentov v rámci zostavovania geologickej mapy Bánovskej kotliny (Brestenská, 1969, 1975b; Brestenská et al., 1976, 1980).

Prvou podrobnou syntézou stratigrafických a geologických pomerov Bánovskej kotliny sú Vysvetlivky ku geologickej mape Bánovskej kotliny v mierke 1 : 50 000 (Brestenská et al., 1980) a rukopisná mapa. Časť uvedených výsledkov bola použitá na geologickej mape Strážovských vrchov (Maheľ et al., 1982), vo vysvetlivkách k uvedenej mape (Maheľ, 1983) a neskôr v monografickej práci zaoberajúcej sa geologickou stavbou Strážovských vrchov (Maheľ, 1985).

Ďalšia etapa geologického mapovania Bánovskej kotliny sa urobila v mierke 1 : 25 000. Začali ju Brestenská et al. (1976), pokračovali v nej Kernáts et al. (1992) a zakončili Pristaš et al. (1997, 1999).

Z územia rišňovskej priehlbiny a západnej časti komjatickej priehlbiny nachádzame prvé ucelené informácie o neogénnych sedimentoch až vo vysvetlivkách ku geologickým mapám 1 : 200 000, listy Wien – Bratislava (Buday et al., 1962) a Nitra (Kuthan et al., 1963). Neposkytujú nám však dostatočné informácie o stratigrafii neogénnej výplne častí uvedených priehlbní zasahujúcich do študovaného

regiónu. Tieto informácie sa získali až realizáciou hlbokých naftových vrtov Veľké Záluzie-1 (Gaža, 1964), vrtov Topoľčany-1 až 6 (Lunga, 1965), Obdokovce-1 (Gaža, 1966), Ripňany-1 (Gaža, 1968b, Šurianky-1 (Gaža, 1968a), Mojmírovce-1 (Tanistrák, 1970), Ivanka-1 (Čermák, 1972) a geotermálneho vrtu FGTZ-1 (Fendek et al., 1989).

Podrobne sa študovali iba okrajové vrchnomiocénne sedimenty pri východnom okraji Považského Inovca (Brestenská, 1958, 1962; Fordinál, 1994, 1996, 1998) a západnom okraji pohoria Tribeč (Brestenská a Priechodská, 1969; Fordinál a Nagy, 1996; Fordinál et al., 1996). Bola z nich opísaná fauna mäkkýšov (gastropód, bivalvií) a ostrakód. Neogén východného okraja Považského Inovca bol zakreslený aj na mape Havrilu a Vaškovského (1983).

Geologickou stavbou strednej časti rišňovskej priehlbiny sa zaoberali Maglay et al. (1997a, 1997b) a Pristaš et al. (1997, 1999). Južnú časť uvedenej priehlbiny spracovali Vaškovský et al. (1981).

Sedimentologickým štúdiom vrchnomiocénnych a pliocénnych sedimentov rišňovskej priehlbiny sa zaoberala Töröková (1998). Vo vrchnomiocénnych a pliocénnych sedimentoch sa zriedkavo našli fosílne zvyšky stavovcov (Holec, 1985; Silnický, 1929, 1930, 1931; Schmidt, 1963).

Výplňou jednotlivých priehlbín Podunajskej panvy z pohľadu naftovej prospekcie sa zaoberá práca Pagáča et al. (1991). Južný okraj regiónu Nitrianska pahorkatina bol zhodnotený v rámci medzinárodnej trilaterálnej spolupráce pri riešení projektu Podunajsko (Pristaš et al. in Tkáčová a Kováčik et al., 1996) a v rámci úlohy Danreg-project (Császár et al., 1998; Scharek et al., 1998; Elečko et al., 1998; Halouzka et al., 1998 a Matura et al., 1998).

Geologickú stavbu a vývoj komjatickej priehlbiny v priebehu neogénu podrobne opisujú Gaža a Beinhauerová (1976), Baráth a Kováč (1995) a Hók et al. (1999).

Celkovou geologickou stavbou, tektonickým vývojom, paleogeografiou a hrúbkou neogénnych sedimentov Dunajskej panvy sa zaoberajú Adam a Dlabač (1969), Kováč a Baráth (1996), Kováč et al. (1997; 1999), Vass (1998) a Vass a Pereszlényi (1998).

Geologický výskum kvartéru Nitrianskej pahorkatiny sa začal až v 60. rokoch v rámci prehľadného geologického výskumu a mapovania kvartéru územia Slovenska. V prvej etape v súvislosti s medzinárodným geologickým kongresom v roku 1968 a neskoršie s X. kongresom KBGA boli spracované niektoré významné lokality [Komjatice, Veľký Kýr (Milanovce); Lukniš a Vaškovský, 1967; Vaškovský, 1973]. Až v druhej polovici sedemdesiatych rokov sa začal systematický geologický výskum kvartéru Nitrianskej pahorkatiny (Vaškovský et al., 1981; Brestenská et al., 1980), ktorý s prestávkami pokračoval do roku 1990.

Výrazným prínosom pre poznanie problematiky spraší a fosílnych pôd a niektorých geomorfologických aspektov južnej časti Nitrianskej pahorkatiny bola

práca Košťálika (1974). Problematikou sprašových pokryvov, najmä genézou, litológiou a stratigrafiou, sa zaoberalo viacero autorov (Ložek, 1963, 1964; Harčár, 1967, 1970; Schmidt, 1965, 1966, 1969, 1981; Šajgalík, 1979, 1980; Vaškovská, 1970, 1977, 1979; Vaškovský, 1965, 1966, 1969, 1972, 1977; Vaškovský a Karolusová, 1969; Vaškovský a Vaškovská, 1974, 1977, 1978, 1980; Vass a Vaškovský et al., 1980).

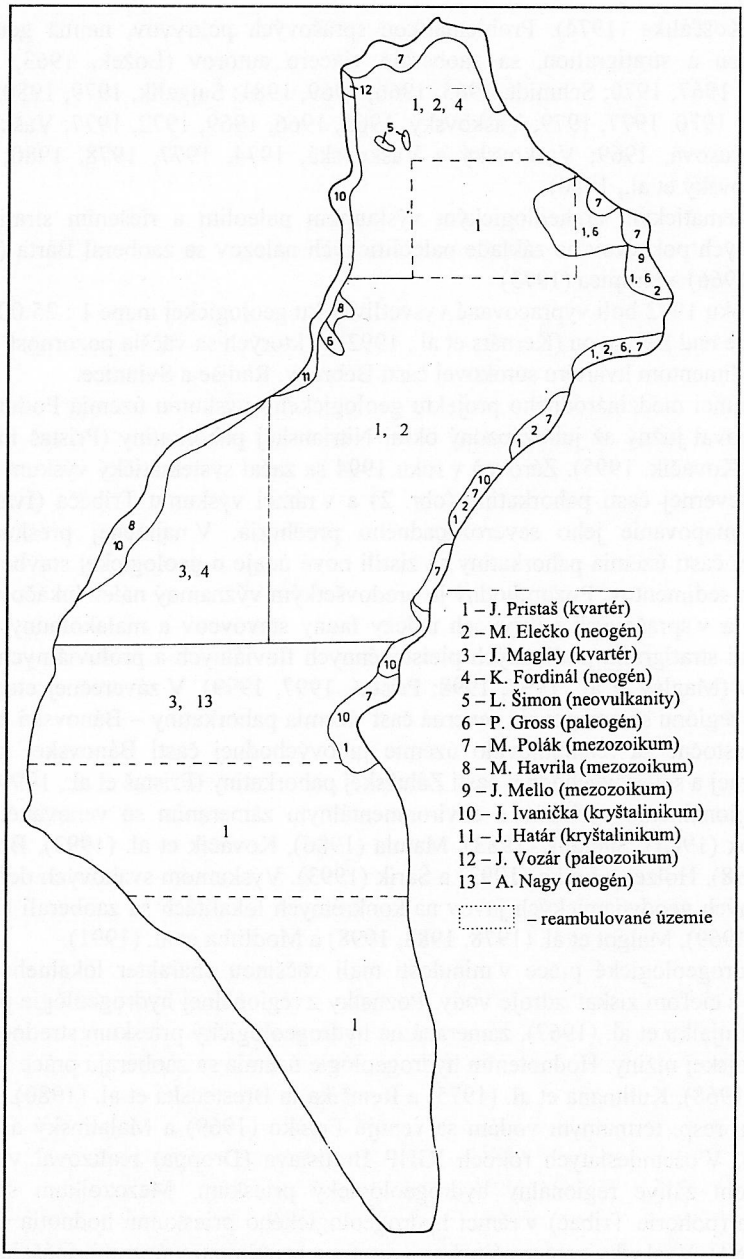
Systematickým archeologickým výskumom paleolitu a riešením stratigrafie sprašových pokryvov na základe paleolitických nálezov sa zaoberal Bárta (1960, 1965, 1966) a Krupica (1973).

V roku 1992 boli vypracované vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Bánovce nad Bebravou (Kernáts et al., 1992), v ktorých sa väčšia pozornosť venovala sedimentom kvartéru sútokovej časti Bebravy, Radiše a Svinnice.

V rámci medzinárodného projektu geologického výskumu územia Podunajska sa mapoval južný až juhozápadný okraj Nitrianskej pahorkatiny (Pristaš in Tkáčová a Kováčik, 1995). Zároveň v roku 1994 sa začal systematický výskum strednej a severnej časti pahorkatiny (obr. 2) a v rámci výskumu Tribeča (Ivanička, 1998) mapovanie jeho severozápadného predhoria. V najmenej preskúmanej strednej časti územia pahorkatiny sa zistili nové údaje o geologickej stavbe kvartérnych sedimentov. Pozoruhodný je predovšetkým významný nález lukáčovských vrstiev a v sprašových pokryvoch nálezy fauny stavovcov a malakofauny, ktoré spresnili stratigrafiu podložných pleistocénnych fluviálnych a proluviálnych sedimentov (Maglay et al., 1997, 1998; Pristaš, 1997, 1999). V záverečnej etape výskumu regiónu sa zmapovala severná časť územia pahorkatiny – Bánovská kotlina – a čiastočne sa reambulovalo územie juhovýchodnej časti Bánovskej kotliny a severnej a severovýchodnej časti Zálužskej pahorkatiny (Pristaš et al., 1999).

Regionálnemu výskumu s environmentálnym zameraním sú venované práce Nemčok (1982), Šajgalík (1983), Matula (1986), Kováčik et al. (1993), Bodiš et al. (1998), Holzer a Letko (1993) a Šarík (1993). Výskumom svahových deformácií a iných geodynamických javov na konkrétnych lokalitách sa zaoberali Otepka et al. (1969), Malgot et al. (1978, 1983, 1998) a Modlitba et al. (1991).

Hydrogeologické práce v minulosti mali väčšinou charakter lokálneho prieskumu s cieľom získať zdroje vody. Poznatky z regionálnej hydrogeológie prináša práca Bujalku et al. (1967), zameraná na hydrogeologický prieskum strednej časti Podunajskej nížiny. Hodnotením hydrogeológie územia sa zaoberajú práce Matulu et al. (1968), Kullmana et al. (1975) a Remšíka in Brestenská et al. (1980). Minerálnym, resp. termálnym vodám sa venujú Franko (1969) a Malatinský a Rebro (1976). V osemdesiatych rokoch IGHP Bratislava (Droppa) realizoval v topoľčianskom zálive regionálny hydrogeologický prieskum. Mezozoikum skupiny Zobora (pohorie Tribeč) v rámci hydrogeologického prieskumu hodnotia Bím et al. (1984). Výsledky geotermálneho výskumu a prieskumu v území prinášajú práce




Obr. 2 Prehľad mapovania

Fendek et al. (1985, 1989), Franko et al. (1980, 1986), Čermák a Bondarenková (1984), Klagọ (1982), Bondarenková (1983) a i.

V regióne Nitrianska pahorkatina vzhľadom na jeho geologickú stavbu sa z nerastných surovín v ekonomicky zaujímavých akumuláciách vyskytujú len nerudné suroviny. Významné sú ložiská stavebného kameňa. Jeho vyhľadávaním sa zaoberali Kabina (1965), Smiešková (1970), Hasch (1970), Lacko a Gembalová (1981), Hrabovcová (1985), Domanický a Tabak (1991) a i. Na prieskume ložísk štrkov a štrkopieskov sa podieľali Kabina, Tabak a Barčák (1967), Magdolen a Dojčáková (1974), Gaža a Chrenová et al. (1974) a i. V regióne sú významné ložiská tehliarskych surovín, ktoré spracovali Schlosser (1960), Žákovský a Horváth (1968) a i. Ich práce sú zhrnuté v regionálnych štúdiách nerastných surovín okresov Slovenska. Rudné suroviny sú na území regiónu známe len z niekoľkých mineralogických výskytov. Zaujímavé sú indície zlata pri Zlatníkoch, ktoré sa tu podľa archeologických predpokladov ťažilo v keltských dobách. Touto problematikou sa zaoberal Polák (1968, 1969). Prieskumu uhľovodíkov sa venovali Gaža (1982) a Ostrolucký (1984).

## GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Najstaršie vývojové štádium v Nitrianskej pahorkatine a priľahlej časti Považského Inovca, Tribeča a Strážovských vrchov reprezentuje kryštalinikum tatrika. Tvoria ho sedimenty pôvodne ílovitého až pieskovcovo-drobového charakteru, ktorých sedimentáciu sprevádzal synchrónny bázický vulkanizmus. Sporadicky vznikali aj sedimenty so zvýšeným obsahom bituminóznej, resp. organickej zložky. Ide zrejme o geosynklinálnu formáciu, ktorej vývoj sa skončil vo variskom orogéne. Z metasedimentov sa palynologicky (Čorná a Kamenický, 1976; Planderová in Ivanička et al., 1992) zistil staropaleozoický vek (vrchný silúr–spodný devón).

Ďalší vývoj územia pokračoval zvrásnením a progresívnou regionálnou metamorfózou (bretónska fáza) za vzniku kryštalických bridlíc svorovo-fylitového až rulového charakteru s amfibolitmi, ako aj následným počiatkom granitotvorných procesov, ktoré mali pulzačný vývoj (podľa Kamenického in Maheľ et al., 1967). Granitoidy predstavujú syn- až postkinematické intrúzie najpravdepodobnejšie vrchnokarbónskeho veku, ktorý bol rádiometricky datovaný už na viacerých lokalitách (320 mil. r. – Kantor, 1964). Hercýnsky granitizačný proces viedol k vzniku hornín vápenato-alkalickej série. Z pohľadu geotektonickej pozície môžeme tieto horniny priradiť ku granitoidom kontinentálnych oblúkov, resp. kontinentálnych kolíznych pásiem, pričom leukogranity sú postorogénneho typu. Vznik a vývoj dioritických hornín a hrubo- až strednozrnných biotitických granodioritov-tonalitov spadá do obdobia pred kolíziou kontinentálnych platní.

Hercýnska tektogenéza sa skončila v priebehu mladšieho paleozoika zlomovou tektonikou sprevádzanou vznikom hrastí a depresií, ktoré poskytovali priestor molasovej sedimentácii.

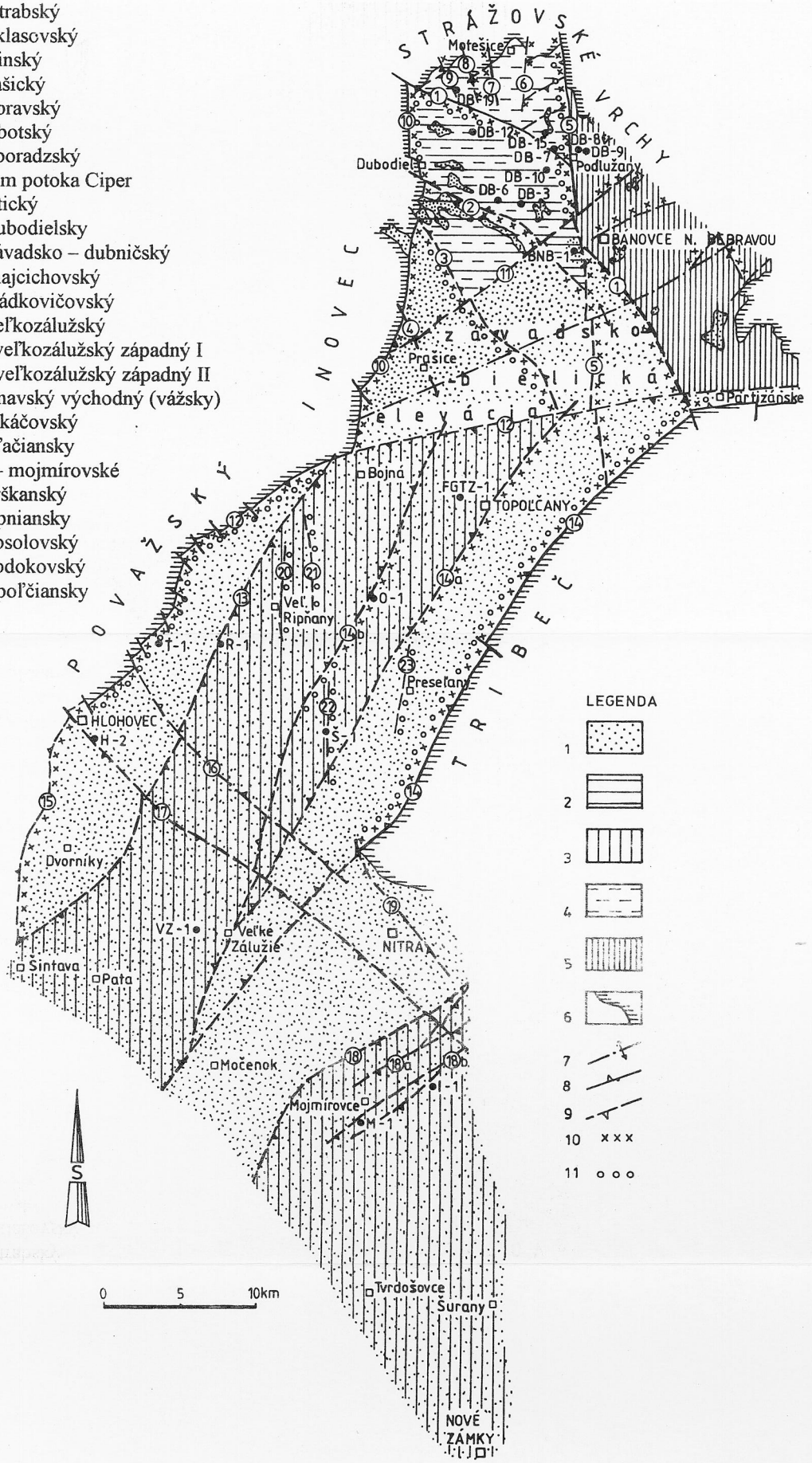
Permské sedimenty v tatriku a severnom veporiku, t. j. spodnejších tektonických jednotiek, ktoré sa podieľajú na stavbe Považského Inovca, Tribeča a predterciérneho podložia medzi oboma pohoriami, vznikali v režime intrakontinentálneho bazénu založeného na zhrubnutej kontinentálnej kôre. Jej vznik je odrazom hercýnskych kolíznych udalostí. Tento bazén bol pravdepodobne súčasťou širšej sedimentačnej zóny, ktorá vznikla v transpresno-transtenznom režime tatroveporickej domény. Kontinentálna sedimentácia v tomto bazéne bola čiastočne asociovaná s vápenato-alkalickým vulkanizmom, ktorý neskôr vyznieval, pričom synsedimentárny vulkanický detrit bol redeponovaný aj do mladších, permských sedimentov. Intenzita synsedimentárnej tektonickej aktivity sa odrazila nielen v prejavoch vulkanizmu, ale najmä v existencii paradiskordancie medzi jednotlivými vymedzenými súvrstviami, ak berieme ohľad na širšiu oblasť tatrika a severného veporika. Petrologická analýza sedimentov potvrdila provenienciu z tektonicky rejuvenizovaného kryštalinického basementu a zo synsedimentárnych vulkanických centier. Na základe nálezov úlomkov z kryštalinika možno predpokladať existenciu ?predsaxónskych granitov, podobne ako v podstatnej časti severného veporika. Nepotvrdila sa prítomnosť úlomkov hercýnskych diaftoritov v zlepencoch, ktoré uvádza Kamenický [in Maheľ (edit.), 1961], ale naopak, potvrdila sa prítomnosť nízkostupňových metamorfitov, ktoré boli integrálnou súčasťou hercýnskej kôry kryštalinika.

Permské sedimenty zaradené do jednotlivých litostratigrafických jednotiek – súvrství – vznikali v prostredí podhorských riečnych vejárov s vývojom od horných tokov cez prechodné stredné časti až do prostredia vnútrohorskej akumulačnej plošiny, prípadne v prostredí riek s nízkou sínusoidou, ktoré sú typické množstvom plytkých, navzájom sa prepletajúcich distribučných korýt. Divočiace rieky sú typické pre oblasti s dostatočným množstvom dažďových zrážok alebo aspoň so striedavými hojnými zrážkami a pre bazény so strmými, tektonicky aktívnymi svahmi. Pomerne slabé zastúpenie rastlinného detritu v sedimentoch svedčí o chladnom podnebí, nevyhovujúcom na rozvoj rastlinstva. Štruktúrna nezrelosť sedimentov podporuje domnienku o sezónnosti zrážok. Iné podmienky zodpovedali semiaridným oblastiam. Svedčí o tom pestré sfarbenie sedimentov, nízky stupeň štruktúrnej a minerálnej zrelosti a epizodický charakter sedimentácie.

Mladšie paleozoikum hronika zachované ako relikt v tejto viacpríkrovovej jednotke je odrazom podmienok vývoja ipoltického priestoru (Vozárová a Vozár, 1993, 1996). Tento priestor bol lokalizovaný na kontinentálnej kôre ako súčasť variských interníd (Vozárová, 1996). Časť mladopaleozoických sekvencií bola tektonicky amputovaná, a preto podklad ipoltického priestoru možno interpretovať len na základe úlomkového materiálu deponovaného v klastických horninách vrchného paleozoika, predovšetkým v nižnobocianskom súvrství (Vozárová,

ZLOMY

1 – jastrabský
2 – čuklasovský
3 – livinský
4 – prašický
5 – bebravský
6 – bobotský
7 – neporadzský
8 – zlom potoka Ciper
9 – mitický
10 – dubodielsky
11 – závadsko – dubničský
12 – majcichovský
13 – sládkovičovský
14 – veľkozálužský
14a – veľkozálužský západný I
14b – veľkozálužský západný II
15 – trnavský východný (vážsky)
16 – lukáčovský
17 – kľačiansky
18a,b – mojmírovské
19 – krškanský
20 – ripniansky
21 – obsolovský
22 – obdokovský
23 - topoľčiansky




Obr. 3 Štruktúrna schéma rišňovskej priehlbiny a Bánovskej kotliny
(Zostavili: M. Elečko, K. Fordinál a D. Vass, 2000.)
1 – vrchný miocén a pliocén, 2 – stredný miocén – Bánovská kotlina (svinianske, kamenské a handlovské súvrstvie, ruskovské vrstvy, vtáčnická fm.), 3 – stredný miocén – rišňovská priehlbina (špačinské, báhonské, ripnianske, vrábeľské a pozbianske súvrstvie), 4 – spodný miocén – Bánovská kotlina, 5 – paleogén Bánovskej kotliny (borovské, okrajové

1973). Tholeiitový trend permských vulkanitov a celkové kontinentálne prostredie možno lokalizovať do režimu regionálneho riftu. Chemický charakter permských vulkanitov korešponduje s pozíciou medziplatňových bazaltov na kontinentálnom okraji alebo v rifte situovanom vnútri vulkanického oblúka (Vozár, 1997, 1999).

Prevládala klastogénna sedimentácia v lakustrickom prostredí. Vrchnokarbónsku humídnu klímu s bohatými zvyškami flóry v perme vystriedali podmienky suchej aridnej až semiaridnej klímy. Vznikali fluviálne a fluviálno-jazerné sekvencie typu „red-beds". V sedimentačnom režime prevládal systém transverzálneho a longitudálneho transportu. Klastický detrit odráža pôvod z bezprostredného podložia alebo z obnaženého okraja bazénu, prípadne zo syngenetických vulkanitov, čo je evidentné v prípade ipoltickej skupiny. Dominantným znakom paleogeografického prostredia sú prejavy synsedimentárnej tektoniky – vývoj regionálnych megacyklov, veľká rýchlosť sedimentácie, prejavy intraformačných nesúhlasností a vulkanická aktivita. Petrofaciálna analýza indikuje provenienciu prevažne z kontinentálneho podkladu, prípadne zo zrezaného vulkanického oblúka (Vozárová, 1996; in Vozárová a Vozár, 1993, 1996).

Mezozoické sekvencie regiónu sa usadzovali v sedimentačných zónach tatrika, veporika a hronika, ktoré boli v uvedenom poradí usporiadané od severu na juh (myslené v dnešných koordinátach). Sedimentačná zóna tatrika bola najbližšie k európskej platforme (vtedajší kontinent), preto zásahy kontinentálnych fácií, najmä v triase, sú významné. Známa je napríklad pestrá fácia karpatského keuperu. Sedimentačný priestor hronika bol, naopak, najbližšie k otvorenému moru (oceánu), preto vplyv pevniny je najslabší.

Pre spodnotriasové obdobie vo všetkých sedimentačných pásmach je charakteristické usadzovanie klastických sedimentov, najprv v kontinentálnych, neskôr s postupujúcou transgresiou mora v plytkomorských podmienkach. Z klastického materiálu splavovaného z pevniny vznikali zlepence, kremence, pieskovce, bridlice a v najvyššej časti spodného triasu aj slieňovce a vápence.

V období stredného a vrchného triasu sedimentácia prebiehala na rozsiahlych plytkomorských karbonátových platformách, do ktorých iba sporadicky prstovite zasiahli kontinentálne alebo lagunárne fácie zo severu (napr. súvrstvie pestrého karpatského keuperu v noriku) alebo panvové až pelagické fácie z juhu (napr. reiflinské vápence v strednom triase). Popri guttensteinských, prípadne gaderských vápencoch sú to najmä ramsauské a hlavné dolomity, ktoré budujú karbonátovú platformu. Jej hrúbka tu dosahovala 600–800 m.

Jurské a spodnokriedové obdobie bolo po kolapse karbonátovej platformy prevažne obdobím sedimentácie pelagických až hlbokomorských sedimentov. Sedimentačný priestor tatrických a veporských sekvencií dosiahol najväčšie prehĺbenie v najvyššom dogeri až spodnom malme. Odrazilo sa to v sedimentácii rádiolaritov a rádioláriových vápencov. V období vrchného malmu a spodnej kriedy sedimentovali prevažne pelagické vápence a slieňovce. Odrazom zvyšujúcej sa orogénnej

aktivity a blížiaceho sa zániku paleoalpínskeho sedimentačného priestoru sú flyšové sedimenty v apte a albe, miestami až v cenomane a spodnom turóne.

V strednej kriede sa tu odohrali významné vrásové udalosti spojené so vznikom centrálnokarpatských príkrovov. Po ich vzniku tu bola v priebehu istej časti vrchnej kriedy (možno aj počas celej vrchnej kriedy) súš. More opäť zaplavilo tento priestor až počas novej rozsiahlej eocénnej transgresie. Začala sa nová, neoalpínska etapa vývoja územia.

*Paleogénne* sedimenty Nitrianskej pahorkatiny ležia v transgresívnej a diskordantnej pozícii na príkrovoch centrálnych Západných Karpát. Táto skutočnosť potvrdzuje, že príkrovová stavba je časom svojho vzniku predeocénneho veku a že sedimentácia paleogénnych súvrství prebiehala v období po presunutí príkrovov.

Od obdobia laramskej fázy vrásnenia do bartónskej transgresie uplynulo zhruba 25 miliónov rokov, keď tu pretrvával režim kontinentálnej suchozemskej éry. Je nesporné, že v takom dlhom období tu museli pôvodne existovať sedimenty charakteristické pre takéto prostredie (svahoviny, fluviálne sedimenty, jazerné sedimenty atď.).

Následná morská transgresia v bartóne zväčša úplne deštruovala, resp. prepracovala usadeniny z predchádzajúceho obdobia (paleocénu až stredného eocénu), po ktorých ešte kde-tu (napr. jv. od Záhrady alebo pri Dubodieli a inde) nachádzame malé relikty. Ide tu takmer výlučne o monomiktné karbonátové brekcie bez akejkoľvek fauny, ktoré môžu predstavovať napr. spevnené podhorské sutiny alebo podobné sedimenty.

Paleogénne sedimenty Nitrianskej pahorkatiny sa usadzovali s vysokou pravdepodobnosťou v priestoroch (Maheľ a Gross, 1975; Gross, 1978), kde v období vrchného lutétu–bartónu až spodného priabónu predpokladáme prepojenie – komunikačný koridor – medzi paleoprovinciou podtatranskej skupiny (na severe) a budínskym vývojom paleogénu (na juhu). Prepojenie (avizované aj Marschalkom, 1968) cez Horehronie na Hornádsko (Vass et al., 1983) viedlo cez Ipeľskú kotlinu a územie Hornej Nitry v smere na vtedy spojenú Rajecko-turčiansku kotlinu. Vývoje zistené v paleogénnych sedimentoch Bánovskej kotliny s charakteristickou asociáciou fauny (veľké foraminifery, koraly atď.), miestami s výrazne nižším stupňom diagenézy hornín, aj vek ich vzniku tomu jednoznačne nasviedčajú.

Už aj Chmelík (in Buday et al., 1967) pričleňuje paleogénne sedimenty Inovca (Záhrada) a Nitrianskej pahorkatiny k tzv. platformovému vývoju, ktorý podľa neho má isté odlišnosti od typického vnútrokarpatského paleogénu.

Fungovanie komunikačného koridoru medzi budínskou a vnútrokarpatskou paleoprovinciou je možné doložiť iba v období usadzovania borovského (bazálneho), resp. okrajového súvrstvia. Neskôr v priabóne až najnižšom oligocéne, keď sa prejavila výrazná subsidencia karpatského bloku ako celku, nastalo úplné prepojenie. Dôkazom toho je skutočnosť, že flyšové sedimenty zubereckého súvrstvia Hornej Nitry – bojnická, bánovská či handlovská oblasť – sa ničím

nelíšia od klasických regiónov podtatranskej skupiny severného Slovenska (Orava, Liptov, Levočské vrchy atď.).

Neprítomnosť bielopotockého súvrstvia v Nitrianskej pahorkatine (v Handlovskej kotline sa nachádza v značnej hrúbke) je možné vysvetliť jeho úplným denudovaním v popaleogénnom období, keď toto územie bolo vyzdvihnuté.

Región Nitrianska pahorkatina v zmysle regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) tvoria tri jednotky. Severnú časť zaberá Bánovská kotlina a južnú časť rišňovská a komjatická priehlbina.

Bánovská kotlina má v rámci nej autonómne postavenie. V spodnom miocéne bolo územie Bánovskej kotliny súčasťou systému depresií, ktoré sa ako strižné brázdy rozprestierali pri okraji bradlového pásma. Tieto depresie v.-z. až vsv.-zjz. smeru sa tiahli zo severného okraja Viedenskej panvy cez stredné Považie do Bánovskej, Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny (Kováč et al., 1989). Vytvorili sa v dôsledku sávskych horotvorných pohybov. Mali charakter členitého archipelágového mora s klastickou sedimentáciou (Kováč et al., 1993a).

Na začiatku spodného miocénu na územie Bánovskej kotliny zasiahlo egenburské more. Na eróziou obnažené predterciérne horniny, resp. sedimenty paleogénu sa ukladali hruboklastické sedimenty (kľačnianske zlepence) a po jeho prehĺbení aj piesčité a pelitické sedimenty (šlíry) čausianskeho súvrstvia. Polohy tufitov v nich poukazujú na súveké vzdialené centrá kyslého vulkanizmu. Koncom egenburgu sa splytčovalo sedimentačné prostredie a znížila sa salinita.

V otnangu vzhľadom na charakter sedimentov, ktoré reprezentuje bánovské súvrstvie, sa zrejme zmenil reliéf znosovej oblasti a obmedzila sa komunikácia s otvoreným morom. Fauna mäkkýšov [*Mytilus* sp. indet., *Congeria* sp. indet., *Gyraulus trochiformis dealbatus* (BRAUN), *Ancylus moravicus* RZEHAK] poukazuje na zníženú salinitu prostredia (Ondrejíčková, 1975).

V priebehu karpatu sa postupne obnovila normálna morská sedimentácia. V spodnej časti karpatu ešte pretrvávali podmienky izolácie (more so zníženou salinitou). Poukazuje na to charakter sedimentov a chudobná fauna. Vo vrchnej časti sa prehĺbilo sedimentačné prostredie a prítomnosť bohatých spoločenstiev mikrofauny poukazuje na spojenie s otvoreným morom. Aj v sedimentoch karpatského veku sa vyskytujú polohy tufitov poukazujúce na súveký kyslý vulkanizmus.

Po orogenetických procesoch sa v ranom bádene vynorili spodnomiocénne sedimenty a nastala ich denudácia. Poukazuje na to neprítomnosť vrchnokarpatských sedimentov (zóna *Globigerinoides sicanus*); (Lehotayová, 1976, 1977; Kováč et al., 1999), ako aj veľké množstvo redeponovaných spodnomiocénnych foraminifer v svinianskom súvrství spodnobádenského veku. Predispozíciu na sedimentáciu mala oblasť južne od jastrabského zlomu, ktorý bol v priebehu stredného miocénu synsedimentárnym zlomom.

Autonómny vývoj pokračoval aj v strednom a sčasti aj vrchnom miocéne. V tomto období zohrala významnú úlohu závadsko-bielická elevácia (obr. 3), ktorá

oddeľovala oblasť rišňovskej priehlbiny Podunajskej panvy od geologického vývoja oblasti dnešnej Bánovskej kotliny.

Svinianske súvrstvie spodnobádenského veku reprezentované ílovcami a pieskovcami s polohami lignitov vzniklo v limnických sladkovodných podmienkach s nepravidelnými ingresiami mora z oblasti Hornonitrianskej kotliny a z územia terajších stredoslovenských neovulkanitov. Generálne zrejme ide o polouzavretú depresiu s nedostatočnou cirkuláciou vodných más a redukčnými podmienkami pri dne. Poukazuje na to bohatý výskyt organickej hmoty, pelosideritov, pyritov, ako aj zriedkavo zastúpených fosfátov. Uvedená depresia sa následkom krátkotrvajúcich morských ingresií občas stala plytkou okrajovou časťou mora, o čom svedčí prítomnosť glaukonitu a dobre vytriedených sedimentov (Gabčo, 1969). Morské ingresie napomohli vznik krátkodobých brakických podmienok [výskyt foraminifer *Ammonia* ex. gr. *beccarii* (L.), ostrakód rodu *Amnicythere*, *Mediocypris*]; (Brestenská, 1965, 1969; Brestenská in Brestenská et al., 1980). Na súveký vulkanizmus poukazuje v sedimentoch prítomnosť kyslých a intermediárnych prvkov a polohy tufitov vo vrchnej časti súvrstvia. Toto súvrstvie v rámci kotliny dosahuje najväčšiu hrúbku.

Vo vyššej časti bádenu (vrchná časť spodného bádenu – stredný báden) sa v sladkovodných podmienkach z podložného súvrstvia postupne vyvíjali sedimenty kamenského súvrstvia. Sú to epiklastické vulkanické ílovce, brekcie, konglomeráty a zlepence s nevulkanickým materiálom.

V priebehu stredného a neskorého bádenu južne od závadsko-bielickej elevácie vplyvom poklesových zlomov sv.-jz. smeru sa otvárali rišňovská a komjatická priehlbina (Kováč a Baráth, 1996; Hók et al., 1999). V rišňovskej priehlbine sa usadzovali prevažne pelitické, v okrajovej časti hrubodetritické sedimenty špačinského a madunického súvrstvia a v západnej časti komjatickej priehlbiny sedimenty pozbianskeho súvrstvia. To, na rozdiel od spomínaných súvrství, obsahuje aj vulkanický materiál v podobe pyroxenických andezitových tufov a lávových prúdov (Priechodská in Harčár et al., 1988). Uvedené súvrstvia ležia priamo na predterciérnom podloží a vznikli v morskom prostredí.

V neskorom bádene sa v Bánovskej kotline v podmienkach močiarneho prostredia vytvorili predpoklady na vznik sedimentov obsahujúcich zuhoľnatené zvyšky rastlín, ekvivalentov handlovského súvrstvia. Zdá sa, že predispozícia na uhoľnú sedimentáciu nebola taká výrazná ako v Hornonitrianskej kotline (podstatne menšia hrúbka, neprítomnosť uhoľných slojov). Možnou alternatívou je, že uvedené sedimenty reprezentujú vrchnú časť kamenského súvrstvia. Z toho by vyplynulo, že oblasť Bánovskej kotliny prestala výraznejšie subsidovať už v strednom bádene.

Po krátkom období erózie sa v strednom sarmate vytvorili podmienky na vznik progradujúcich náplavových kužeľov, ktoré boli gravitačnými tokmi typu „grain flow" a „debris flow" transportované z územia dnešného Vtáčnika do močiarno-

-jazerného prostredia na území súčasnej Bánovskej kotliny (ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie; Kováč et al., 1993b). Andezitový materiál v gravitačných tokoch svedčí o produktoch viacerých vulkanických fáz.

Zdá sa, že prepojenie oblasti sedimentácie v strednom miocéne medzi Bánovskou a Hornonitrianskou kotlinou bolo cez oblasť južnej časti „chalmovského ostrova" a v oblasti dnešného Partizánskeho.

Koncom bádenu oblasť centrálnej Paratétys stratila spojenie s mediteránom. Nastala degradácia mora a osladzovanie sedimentačného prostredia, ktoré sa začiatkom sarmatu zmenilo na brakický vnútrozemský bazén. Z tohto obdobia je z oblasti alpsko-karpatského styku doložený pokles morskej hladiny spojený s eróziou bádenských sedimentov (Hudáčková a Kováč, 1993; Baráth, 1993; Nagy et al., 1998).

V severnej časti rišňovskej priehlbiny sa v priebehu sarmatu a spodného panónu usadzovali sladkovodné sedimenty ripnianskeho súvrstvia (Fordinál a Elečko, 2000). Tvoria ho vápnité pieskovce (na báze) a zelenosivé vápnité íly so zuhoľnatenými zvyškami rastlín, miestami prechádzajúcimi do žlto, hnedo a fialovo škvrnitých ílov s preplástkami uhlia. Smerom k okraju priehlbiny sa zväčšuje hrúbka a pribúda počet piesčitých polôh, ktoré prechádzajú až do zlepencov (Gaža, 1966; 1968b). Ripnianske súvrstvie sa najpravdepodobnejšie usadzovalo v deltovom prostredí.

V južnej časti rišňovskej priehlbiny a západnej časti komjatickej priehlbiny sa v priebehu sarmatu usadzovali v brakickom prostredí sedimenty vrábeľského súvrstvia.

V celej rišňovskej priehlbine a západnej časti komjatickej priehlbiny sa počas panónu v brakickom prostredí vytvorili piesčito-ílovité usadeniny ivanského súvrstvia.

Vo vrchnom panóne závadsko-bielická elevácia stratila funkciu bariéry a Bánovská kotlina sa stala súčasťou výbežku Podunajskej panvy. Prítomné sú sedimenty vrchného panónu a pontu – beladické súvrstvie – a pliocénu (dáku) – volkovské súvrstvie.

Prostredie sa postupom času osladzovalo a nadložné sedimenty beladického súvrstvia sa tvorili v sladkovodnom prostredí. Pri okrajoch pohorí, na tektonickom styku priehlbiny a pohoria vznikali karbonátové sedimenty tvorené travertínmi, sladkovodnými vápencami a jazernou kriedou. Reprezentujú ich hlavinské vrstvy (Fordinál a Nagy, 1997).

V priebehu pliocénu sa na celom území usadzovali sedimenty volkovského súvrstvia (dáku) a v juhovýchodnej časti územia sedimenty najmladších, kolárovských vrstiev (romanu) reprezentujúce usadeniny jazerného, deltového a riečneho prostredia.

Počas rumanu nastal intenzívnejší ústup jazera a skrátili sa jeho sedimentačné priestory. Toto skrátenie má užšiu spojitosť so skrátením priestoru celej Podunajskej

nížiny. Výsledkom toho je prakticky dvojaký vývoj: subakválny (jazerný) a subaerický (suchozemský). Od toho momentu sa začali výraznejšie zakladať hydrosiete na celom študovanom území. Jazerný vývoj sa sústredil do priestoru terajšej nivy Nitry, Váhu, prípadne aj ich nízkych terás. Smerom na sever sa zálivovite vkliňoval do priestoru prielomu Nitry a v doline Váhu smerom na sever presahoval študované územie.

Suchozemský vývoj, reprezentovaný najmä pôdotvornými procesmi, sa sústreďoval na vyzdvihnuté (vynorené) časti pahorkatiny a okolité pohoria.

Geologický vývoj Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých pohorí v kvartéri nadviazal na vývoj vo vrchnom pliocéne, keď sa ohraničili základné morfologické celky, ktoré sa v podstate zachovali počas obdobia kvartéru. Sedimentačné, pedogenetické a geologicko-morfologické procesy počas kvartéru prebiehali diferencovane pri všeobecnej tendencii etapovitého, postupného ochladzovania klimatických pomerov, resp. cyklického striedania teplejších a periglaciálnych období. Tieto zmeny sa odohrávali na pozadí nerovnomerných tektonických pohybov, globálne celkového zdvihu študovaného územia. Uvedené zmeny podmienili cyklické striedanie erózie a akumulácie Nitry, Váhu, Žitavy a ich prítokov.

Po výraznom zarovnaní reliéfu územia koncom pliocénu sa sformovala plošina poriečnej rovne. V dôsledku oživenia neotektonických pohybov počas valašskej fázy došlo k intenzívnemu zdvihu hrasťových štruktúr okolitých pohorí, ako aj diferencovaným pohybom v rámci Nitrianskej pahorkatiny, k intenzívnejšiemu zdvihu vysokých krýh a napokon k postupnému vytváraniu denivelizácie reliéfu. Významnú úlohu pritom zohrali pokračujúce poklesy centrálnej časti Podunajskej nížiny (gabčíkovskej depresie), a tým usmernenie Nitry, a najmä Váhu do jej centrálnej časti (Vaškovský, 1977). Až v strednom pleistocéne ich prietok nadobudol súčasný smer.

V spodnom pleistocéne pri značne zarovnanom reliéfe pahorkatiny pokračovali plošne rozsiahle procesy hlbokého zvetrávania podložia kvartéru popri intenzívne prebiehajúcich procesoch pedogenézy, resp. rozsiahleho vývoja komplexov rubifikovaných pôd so zvýšeným obsahom $Al_2O_3$ a $Fe_2O_3$, blízkym pôdam terra-rosového typu, ktoré poukazujú na priebeh sialiticko-alitického zvetrávania (Košťálik, 1974). V tomto období nastala čiastková stagnácia pohybov.

V najspodnejšom pleistocéne, lokálne pravdepodobne v okrajových častiach gabčíkovskej depresie, zvlášť v centrálnej časti územia v oblasti ripnianskej depresie, nastal slabý pokles územia a vznikli podmienky sporadicky prietočných jazier a prebiehala plytká sedimentácia lukáčovských fluviolimnických vrstiev. Sedimentácia prebiehala v podmienkach teplej klímy s prínosom klastického neopracovaného materiálu prívalových vôd potokov tečúcich z Považského Inovca a splachov rubifikovaných pôd. Geochemické procesy, ktorých výrazom je červená až červenohnedá farba silno limonitizovaných piesčito-hlinitých štrkov lukáčovských vrstiev, svedčí o ich súvekom formovaní s rubifikovanými pôdami.

Akcelerácia neotektonických pohybov je zrejmá až po sedimentácii lukáčovských vrstiev, keď sa rozlámalo a zdvihlo územie a s postupným ochladzovaním klimatických podmienok nastali výraznejšie paleogeografické zmeny. Sumárna amplitúda zdvihu územia za obdobie kvartéru je 40–60 m, čo je o polovicu menej, ako pozorujeme v priľahlých kotlinách.

V dôsledku intenzívneho zdvihu Považského Inovca a nerovnomerného zdvihu jv. a sz. predpolia hrasťovej štruktúry Tribeča, a najmä relatívne slabšieho zdvihu až poklesu priehlbiny stredného toku Nitry prebiehal asymetrický vývoj a zachovanie kvartérnych sedimentov.

V mladšom období spodného pleistocénu s vyznievaním plytkej jazernej sedimentácie s individualizáciou systému dolín pri značne plytkom reliéfe sedimentovali piesčité štrky vrchnej vysokej terasy Bebravy. Regionálne výraznejšie sa zachovala spodná vysoká terasa Nitry a Bebravy s výrazným vývojom rubifikovanej parahnedozemnej pôdy günzko-mindelského (kromer) interglaciálu.

V strednom pleistocéne pri značnej amplitúde zdvihu a prehĺbenia dolín Nitry, Bebravy, Váhu a ich prítokov v podmienkach striedania periglaciálnej a teplejšej interglaciálnej klímy dochádzalo k najvýraznejšiemu formovaniu a sedimentácii fluviálnych a proluviálnych sedimentov terás, terasovaných náplavových kužeľov a výraznej eolickej činnosti – navievaniu sprašových pokryvov. V interglaciálnych podmienkach sa tvorili a formovali hrubé horizonty slabo humóznych, ale stále rubifikovaných parahnedozemí, ktoré sa formovali na spraši a vyznačujú sa všeobecne postupným poklesom stupňa rubifikácie. Ich vývoj sa skončil až na konci stredného pleistocénu.

Na rozhraní stredného a vrchného pleistocénu sa postupne zmenšoval zdvih územia, vyrovnávali sa pozdĺžne profily riek a znížila sa amplitúda prehlbovania tokov. V podmienkach teplej interglaciálnej klímy sa formovali hnedozemné a černozemné pôdy rissko-würmského interglaciálu.

Nástup obdobia vrchného pleistocénu znamenal záverečné dotvorenie reliéfu pahorkatiny. V dolinách riek prebiehala sedimentácia fluviálnych piesčitých štrkov nízkej terasy a dnovej akumulácie nív. Domnievame sa, že sedimentácia prebiehala v dvoch cykloch, v mladšom a staršom, prakticky v rovnakej výškovej pozícii. V sútokovej časti Nitry a Váhu však išlo len o prikladanie mladšej sedimentácie k fluviálnym štrkom nízkej terasy.

Záverečná etapa vrchného pleistocénu bola charakteristická rozsiahlou eolickou činnosťou, navievaním sprašových pokryvov, ktoré do značnej miery zamaskovali staršie formy a sedimenty. Navievanie spraší bolo prerušované obdobiami formovania prevažne interštadiálnych hnedozemných fosílnych pôd.

V období neskorého glaciálu würmu dominovala pokračujúca eolická činnosť, formovanie plochých, pozdĺžne pretiahnutých presypov eolických pieskov, ktoré prekrývajú močiarovité spraše nízkej terasy, okraje a sporadicky centrálne časti strednopleistocénnych terás Váhu a Nitry.

V záverečnej etape kvartéru, v holocéne, nastala rozsiahla laterálna erózia Nitry, Váhu a ich väčších prítokov, pri ktorej boli postupne resedimentované presypy naviatych pieskov. Pri značnej stagnácii až slabom poklese územia nív na väčšine tokov v staršom období holocénu prebiehala sedimentácia povodňových ílov, v klimatickom optime holocénu (atlantik) prerušená tvorbou humóznych pôd a slatín. V priľahlej horskej časti územia Tribeča, Považského Inovca a Strážovských vrchov v dôsledku regresívnej erózie tokov prebiehalo prehlbovanie riečnych dolín a formovanie najmladších holocénnych fluviálnych a proluviálnych sedimentov.

Pre mladšie obdobie holocénu bola charakteristická litofaciálne pestrá sedimentácia hlinitých a piesčitých sedimentov povodňového krytu – nivnej fácie, ktorá sa dopĺňala vkliňujúcimi sa a prekrývajúcimi proluviálnymi sedimentmi plochých náplavových kužeľov bočných potokov.

V záverečnej fáze holocénu pri definitívnom vyrovnávaní pozdĺžneho profilu Nitry, Váhu a Bebravy tieto rieky výrazne meandrovali. V opustených zazemnených meandroch sedimentovali najmladšie hnilokalové a organické slatinné sedimenty. Na sprašových pokryvoch pahorkatiny a pleistocénnych terás a terasovaných kužeľov v závere sa sformovali hlboké horizonty prevládajúcich černozemných a hnedozemných pôd, ktoré predurčili, aby sa oblasť Nitrianskej pahorkatiny zaradila k pôdohospodársky najprodukčnejším územiam nášho štátu.

Intenzifikácia pôdohospodárstva, meliorácia a regulácia tokov podmienili a v mnohých prípadoch urýchlili súčasné geologické procesy. S rozsiahlym odlesnením pahorkatiny sa zintenzívnili procesy zosúvania, plošného splachu a výmoľovej erózie. V južnej časti územia, najmä na nesúdržných sypkých piesčitých sedimentoch pri jarnom režime vetrov prebieha eolická činnosť, deflácia a čiastočná akumulácia povrchových pôdnych vrstiev. Napríklad v sútokovej časti Nitry a Váhu pozdĺž vetrolamov sa akumulujú previate pôdne sedimenty. Ich hrúbka miestami presahuje 1,5 m. V záveterných častiach svahov sa sezónne tvoria presypy previevaných pieskov. Ich celková hrúbka medzi Novými Zámkami a Bánovom miestami presahuje 3 m. Charakteristickým javom pre sprašové pokryvy je ich presadavosť a formovanie uzavretých plytkých depresií. Výrazným fenoménom spojeným s hospodárskou a komunálnou činnosťou je hromadenie organizovaných, a najmä neorganizovaných skládok odpadu, znehodnocujúcich životné prostredie.

## CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK

### Stavba predterciérneho podložia a interpretácia geofyzikálnych údajov

*Interpretácia tiažových meraní*

V západnej časti Slovenska je na mape úplných Bouguerových anomálií zrejmý prejav vysokej pozície MOHO-diskontinuity so sumárnym účinkom terciérneho, čiastočne paleogénneho pokryvu. Rozoznávame v nej na jednej strane výrazné kladné anomálie v tatriku (Malé Karpaty, Považský Inovec, Tribeč), resp. v ponorených chrbtoch v podloží terciéru (zakryté pokračovanie Tribeča, handlovská predterciérna elevácia, Strážovské vrchy). Na druhej strane sú to záporné zóny v severných výbežkoch Dunajskej panvy a medzihorských depresiách (blatnianska priehlbina, rišňovská priehlbina, bánovská depresia, komjatická priehlbina a hornonitrianska depresia).

Kladná anomália v Považskom Inovci zodpovedá zlomovým zónam na východnom okraji pohoria. Relatívne záporná zóna na juhovýchodnej strane Považského Inovca je spôsobená prítomnosťou ľahších granitoidov.

Výrazná je kladná anomália Tribeča (dosahuje +10 mGal). Jej severozápadné obmedzenie nie je totožné s obmedzením vyvolaným gravitačnými účinkami terciéru. Tiažový gradient sa nachádza už v pohorí Tribeč, čo signalizuje ľahšie granitoidné horniny v horskom masíve.

Uvedené kladné anomálie sú oddelené od seba výraznými zápornými zónami, ktoré sú odrazom tiažových účinkov výplne neogénnych depresií severných výbežkov Dunajskej panvy. Sú to: blatnianska priehlbina, pravdepodobne pôvodu pull apart, obdobne aj rišňovská priehlbina s pokračovaním do beckovskej depresie, kde sú evidentné aj sedimenty paleogénu. Podobnú náplň má aj Hornonitrianska kotlina, ktorú dopĺňa záporná zóna v podloží v smere na pohorie Žiar.

*Zdroje magnetických anomálií*

Anomálne účinky paleovulkanitov, prevažne paleobazaltov mladopaleozoickej ipoltickej skupiny v príkrove hronika (Vozárová a Vozár, 1988), sú v Považskom Inovci a v topoľčianskej časti rišňovskej priehlbiny a v Nitrických vrchoch sú nitrické anomálie.

Osobitne zaujímavé sú anomálne prejavy pripovrchových až odkrytých kryštalinických hornín tatrika. Konkrétne ide o horniny rulovo-amfibolitového komplexu, čiastočne aj intermediárne magmatity v Považskom Inovci.

Anomálny prejav prevažne zakrytých, čiastočne aj pripovrchových granitoidov a príbuzných kryštalinických hornín tatrika predstavuje hlohovecká anomália pri južnom okraji Považského Inovca. Anomálie v Tribeči sú viazané na granitoidy

a tzv. skýcovské anomálie viazané na metamorfity. Je samozrejmé, že s účinkami granitoidov a metamorfovaných hornín je potrebné uvažovať aj v predterciérnom podloží, no ich účinok vzhľadom na väčšiu hĺbku uvažovaného zdroja sa premieta podstatne nižšími hodnotami.

*Interpretácia podložia na základe seizmických profilov*

Profil 7HR/88 prechádza neogénom v blatnianskej priehlbine. Samotná štruktúra tejto severnej časti Podunajskej panvy je mimoriadne zaujímavá a z obrazu seizmických reflexov dobre definovaná. Poklesový zlom na západnom upätí južnej časti Považského Inovca nemá zvyčajný sklon okolo 50°, ale podstatne menší – okolo 20°. Zároveň je sledovaný podložnými reflexmi, bežne charakteristickými pre zlomy v Karpatoch. Pod Považským Inovcom sú reflexy do 4 s zväčša subhorizontálne.

Profil 6HR/88 je pokračovaním profilu 6HR/87 v oblasti Považský Inovec – Nitrianska pahorkatina – Tribeč. Mimoriadne výrazná a hustá je reflektivita pod východnou časťou kryštalinika Považského Inovca v rozmedzí časovej registrácie 1,5 až 4,5 s. Je pravdepodobné, že sa v tejto oblasti odrážajú mylonitové zóny kryštalinika. V Západných Karpatoch ojedinelý je reflex pod pohorím Považského Inovca upadajúci na JV na časovej registrácii 11,5–14 s. Zlom na východnom obmedzení pohoria rozdeľuje odrazy na tie, ktoré upadajú na JV, a tie, ktoré upadajú na SZ. Vo vrchnej a spodnej kôre pod neogénom Nitrianskej pahorkatiny prevládajú subhorizontálne odrazy. Dobre reflexná MOHO-diskontinuita je na časovej registrácii 11,8–12 s, čo pri oprave prepočtu vzhľadom na neogénny komplex zodpovedá hĺbke 32–34 km.

Transekt 6HR poskytuje podklady na riešenie stavby a vzťahov externe postaveného tatrika s predpolím. Tatrikum je výrazne členené na subhorizontálne etáže prevládajúcich granitoidov a relatívne tenších zón metamorfitov. Charakteristické sú prevažne subhorizontálne reflexné zóny, ktoré interpretujeme ako metamorfované komplexy, prípadne mylonitové zóny. Ich ohraničenie od zón s relatívne nižšou reflektivitou (granitoidy) je dobre kontúrované a pokladáme ho za prejav tektonických kontaktov. Podobný štýl stavby odrážajú aj reflexy v predterciérnom podloží Nitrianskej pahorkatiny až po severozápadný okraj Tribeča. V podloží zobrazeného tatrika interpretujeme spodnú kôru.

Osobitnú etáž predstavujú alpínske príkrovové jednotky vyššieho rádu (krížňanský príkrov, príkrovy hronika), ktoré možno v tejto oblasti interpretovať jednak na základe obrazu geologickej mapy, jednak na základe údajov z vrtov hlavne na Považí a v Hornonitrianskej kotline.

Problematickou otázkou aj v tejto oblasti je zastúpenie penninika. Podľa Maheľa (1981) je penninikum v Západných Karpatoch zastúpené váhikom, ktoré citovaný autor definoval a priestorovo vymedzil na základe tektonických úvah

a interpretácie profilu vrtu Soblahov-1. V podstate interpretácia najspodnejších horizontov alpínskej stavby Západných Karpát ostáva naďalej veľmi problematická a v súčasnej etape poznania aj v transekte 6 HR vymedzujeme spodné etáže dobre štruktúrovaného tatrika s predpokladaným striedaním granitoidov a metamorfitov. Ohraničenie tatrika od spodnej kôry je interpretované na rozhraní polí reflexov medzi 5 a 6 s dvojnásobného času registrácie. Spodná kôra je charakteristická nesúvislými, ale výraznými horizontálnymi reflexmi.

## TATRIKUM

### *KRYŠTALINIKUM*

Inovecké kryštalinikum predstavuje najspodnejší horizont tatrika a v danom území ho zastupuje komplex metasedimentov a komplex granitoidov, v ktorých vystupujú menšie aj väčšie telesá amfibolitov. Metasedimenty reprezentujú najmä kryštalické bridlice svorového až rulového charakteru, ktoré najmä v severovýchodnej časti regiónu prevládajú nad granitoidnými a migmatitickými horninami.

***Metamorfity** (staršie paleozoikum?)*

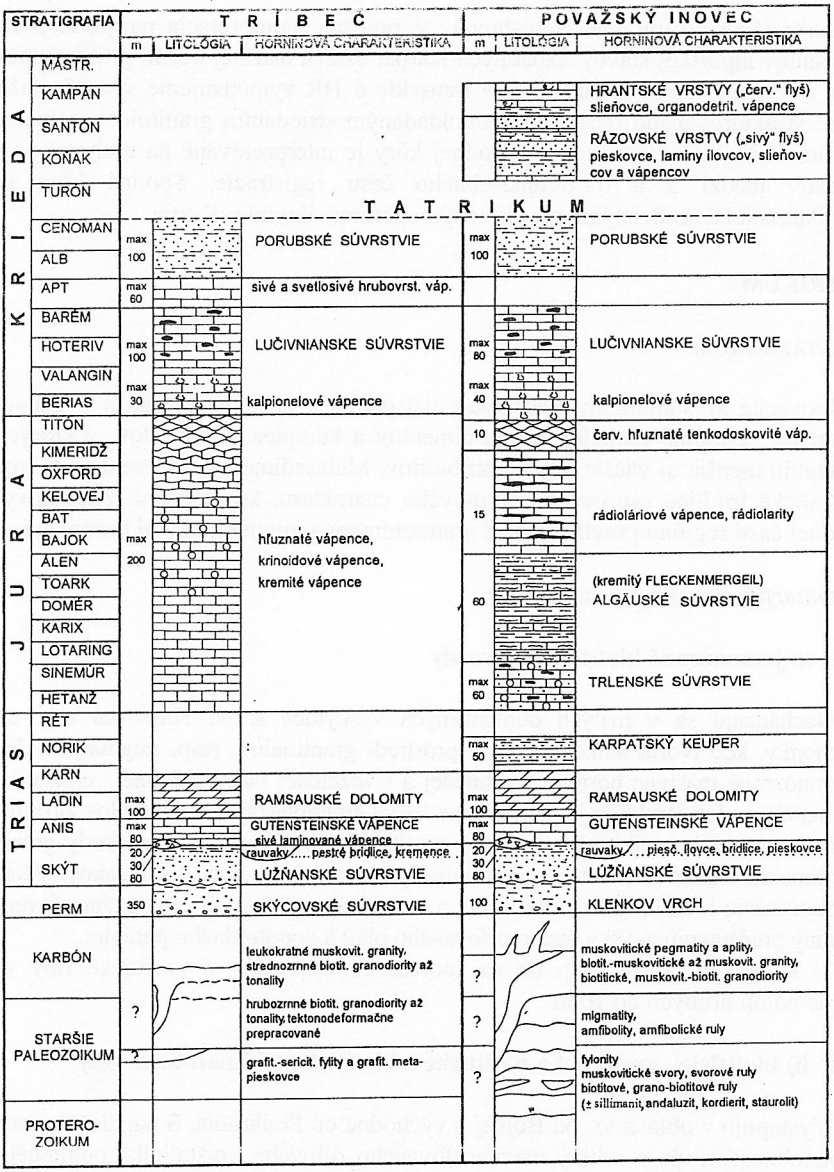
### 134 a) jemnozrnné biotitické pararuly

Nachádzajú sa v malých obmedzených výskytoch s. od Hlohovca a s. od Duchonky, kde tvoria tenké polohy v prostredí granitoidov, resp. migmatitov. Ide o jemnozrnné masívne horniny sivohnedej a sivozelenej farby, lokálne s prúžkovanou textúrou. Ich štruktúra je orientovane lepidogranoblastická a minerálne zloženie kremeň, plagioklas (albit až oligoklas), biotit, (nepatrne muskovit), niekedy granát a sillimanit. Blízko kontaktu s granitoidmi prejavujú intenzívnejšiu muskovitizáciu a chloritizáciu biotitu, ako aj albitizáciu a sericitizáciu živcov. Tieto metamorfované horniny predstavujú zvyšky metamorfovaného plášťa granitoidného plutónu.

V komplexe biotitických rúl sa sporadicky vyskytujú aj grafitické ruly vo forme polôh hrubých do 10 m.

### 134 b) biotitické, granaticko-biotitické a biotiticko-sillimanitické ruly

Vystupujú v oblasti sz. od Bojnej a východne od Podhradia. S najväčšou pravdepodobnosťou ide o relikty metamorfovaného rulového kryštalinika pohlteného intrúziou granitoidov (na viacerých miestach sme pozorovali obohatenie granitoidov metamorfným biotitom). Vlastné ruly predstavujú pestrú škálu hornín masívnej textúry, často jemne prúžkovanej. Majú usmernenú lepidogranoblastickú štruktúru a minerálna asociácia závisí od chemického zloženia pôvodného proto-




Obr. 4 Litostratigrafická kolónka tatrika – Tribeč, Považský Inovec (zostavili: M. Polák, J. Ivanička, J. Határ a M. Havrila)

litu, hlavne od pomeru Fe/Mg a od obsahu K, Na a Ca. Zistili sa nasledujúce kritické minerálne asociácie:

staurolit + biotit + kremeň;
kordierit + almandín ± staurolit;
granát + biotit;
kordierit + biotit + sillimanit.

Uvedené minerálne asociácie signalizujú pomerne vysokú teplotu (nad 600 °C) pri nízkom až strednom tlaku.

### 133 muskovitické až muskoviticko-chloritické svory

V severnej časti regiónu (medzi dolinou Chotina a Svinianskym potokom) sú najrozšírenejším horninovým typom. Tvoria hrubý metasedimentárny komplex, ktorý obsahuje tenšie aj hrubšie polohy svorových rúl a malé telieska amfibolitov. V prípade svorov ide o stredno-, prevažne však hrubozrnné lupeňovité sivozelené metasedimenty, ktoré sú výsledkom hercýnskej regionálnej metamorfózy. Prográdna vetva metamorfózy dosiahla podmienky staurolitovej izogrády. Podstatnými minerálnymi zložkami sú kremeň, muskovit (často hrubolupeňovitý), albit až oligoklas, staurolit, kyanit, andaluzit, ojedinele sillimanit a reliktný biotit a granát. Z akcesorických minerálov je najčastejší apatit, zirkón, rutil, ilmenit a magnetit. Retrográdnu premenu charakterizuje najmä sericitizácia, chloritizácia, albitizácia a zvýšený obsah kremeňa. Muskoviticko-chloritické variety majú zvýšený podiel chloritu na úkor muskovitu a relatívne väčšiu prítomnosť pôvodného biotitu. Vyskytujú sa v oblasti Stará hora (k. 396) – Dubodiel – Trenčianske Jastrabie. Horniny sú zväčša silno tektonodeformačne prepracované, majú až bridličnatú textúru a podľa foliačných plôch sú často intenzívne sekundárne prekremenené. Metamorfná bridličnatosť progresívnej i retrográdnej metamorfózy je generálne konformná so smermi horninových pruhov, teda SV–JZ až V–Z, a vo väčšine prípadov aj s pôvodnou vrstvovitosťou. Plochy vrstvovej bridličnatosti generálne upadajú 25–40° na JV.

### 132 kremenno-muskovitické a kremenno-biotitické svorové ruly

Tvoria tenké, ale aj hrubšie polohy v komplexe muskoviticko-chloritických svorov. Súvislejšia poloha vystupuje sz. od Dubodielu. Ide o jemno- až strednozrnné, prevažne hrubolavicovité, prípadne doskovité, ale aj masívne kryštalické horniny sivej farby so zelenkavým odtieňom. Metamorfná bridličnatosť je pomerne výrazná a spôsobuje lineárne usmernenie minerálnych súčiastok, z ktorých dominujú kremeň, muskovit, pomerne hojný je aj jemnošupinkovitý biotit a kyslý plagioklas. Zriedkavo je prítomný aj ortoklas, ale zdá sa, že nie je primárnym

rálom asociácie, ale produktom granitizačnej káliovej metasomatózy. Pomerne častá je aj grafitická prímes.

### 131 amfibolity, amfibolické ruly

Vo svorovom komplexe aj v migmatitoch, resp. v rulách len sporadicky vystupujú neveľké, na krátku vzdialenosť sa vykliňujúce ložné telesá metabazitov. V študovanom území ich nachádzame severne od Starej hory (k. 396) a v blízkosti sútoku Bystrého potoka s potokom Chotina, ako aj sz. od Lipovníka, kde pozične vystupujú nad biotitovými rulami.

Sú to jemnozrnné masívne, výrazne metamorfne usmernené, len zriedkavo strednozrnné horniny zelenej farby. Makroskopicky majú nevýrazne prúžkovanú, prípadne drobnoočkovitú textúru. Vzácne sme však pozorovali aj výrazne jemne prúžkovanú textúru, prípadne pri prieniku pegmatitov rekryštalizovanú, všesmerne strednozrnnú textúru. Štruktúra amfibolitov je nematoblastická, v prípade amfibolických rúl granonematoblastická. Obe skupiny hornín, ktoré vystupujú spolu, majú toto kritické spoločenstvo metamorfovaných minerálov: amfiboly + plagioklasy + titanit + ilmenit a len miestami malé množstvo kremeňa. Menej prítomný je magnetit a veľmi vzácne spinel. Akcesóriami sú zirkón a apatit. Ako produkt premeny sú často v hojnom množstve prítomné minerály epidotovo-zoizitovej skupiny a chlorit. Bežný je mladší muskovit fengitického zloženia.

Podľa Vozárovej (in Határ et al., 1998) protolit študovaných amfibolitov predstavovali bazalty. Amfibolity podľahli diaftoréze, čo sa prejavuje v chloritizácii a epidotizácii amfibolov a saussuritizácii plagioklasov. V odkryvoch často pozorujeme deformáciu amfibolitových lavíc za vzniku plytkých vrás s amplitúdou niekoľko mm až dm. Vrstvová bridličnatosť má kryštalizačný charakter, sekundárna kliváž je puklinová.

### 130 kremenno-sericitické bridlice (fylonity)

Tvoria súvislé pásmo sv.-jz. smeru od doliny Nová hora po dolinu Chotina. Ide o jemnozrnné sivé až tmavosivé horniny s dokonalou bridličnatou textúrou. Tvorí ich jemnozrnný kremeň a jemnošupinkovitý sericit, menej chlorit. Akcesoricky sú prítomné tabuľkovité relikty albitu a muskovitu, resp. baueritizovaného biotitu. Na foliačných plochách možno vzácne pozorovať grafitickú substanciu, oveľa častejšie sú vyhojené hrubozrnným sekundárnym kremeňom. Akcesórie predstavuje zirkón, titanit a magnetit. Štruktúra hornín je granolepidoblastická. Ide o silno mylonitizované (fylonizované) horniny, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou mali pôvodné kremenno-živcové zloženie s nízkym obsahom sľúd (ruly). Tento predpoklad potvrdzuje aj fakt, že uvedené horniny vystupujú na tektonickom styku južného a severného bloku kryštalinika Považského Inovca.

## 129 grafiticko-sericitické fylity, grafitické metapieskovce

V danom území sa nachádzajú v podobe malého šošovkovitého telesa cca 2 km východne od Horných Lefantoviec, konkrétne v ľavom svahu Lefantovského potoka. Toto teleso je obmedzené zlomovou dislokáciou oddeľujúcou hrubozrnné biotitické granodiority od leukokratných granitov.

Z uvedenej lokality sa študovali dve vzorky (886a, b), ktoré pochádzajú z toho istého sedimentárneho súboru.

Vzorka č. 886a predstavuje jemnozrnnú horninu s jemne prúžkovanou textúrou. Sivé a svetlosivé prúžky sú nerovnakej hrúbky (1–4 mm) a majú náznaky gradačného usporiadania. Kryštalizačná bridličnatosť je plošne paralelná s prúžkami, ktoré predstavujú relikt pôvodnej sedimentárnej laminácie. Metamorfná bridličnatosť je porušená systémom kliváže, pozdĺž jej plôch makroskopicky pozorujeme limonitové povlaky. Štruktúra odráža pôvodnú lamináciu. Striedajú sa v nej mikrogranolepidoblastické prúžky s lepidoblastickými, pričom sú zachované relikty blastopsamitovej štruktúry. Pôvodne klastické zrná tvorí výlučne kremeň veľkosti cca 0,1 mm. Ostatná časť štruktúry je podstatne jemnozrnnejšia, zložená z usmerneného agregátu metamorfných minerálov. Reprezentuje ich asociácia: kremeň + sericit ± albit, epidot, vzácne biotit. Akcesorické minerály sú zirkón, rutil, apatit a turmalín.

Vzorka 886b predstavuje makroskopicky tmavosivú, jemne laminovanú horninu, ktorá má usmernenú textúru s výrazným systémom strižnej kliváže. Štruktúra je veľmi nerovnomerne zrnitá, lepidogranoblastická, reliktne blastopsamitová. Relikty klastických zŕn piesčitej veľkosti tvorí kremeň. Ostatnú časť štruktúry tvorí agregát metamorfných minerálov. Medzi nimi prevláda kremeň + sericit + grafit. Len veľmi vzácne sa zistili zrná albitu. Bežným akcesorickým minerálom je červenohnedý rutil.

Asociácia metamorfných minerálov dovoľuje zaradiť obe horninové vzorky ku skupine metamorfitov nízkeho stupňa premeny, zodpovedajúceho P-T podmienkam fácie zelených bridlíc. Vzhľadom na charakter textúry a relikty blastopsamitovej štruktúry možno tieto horniny nazvať piesčité grafiticko-sericitické fylity (886a), resp. grafitické metapieskovce (886b).

Z terénneho výskumu vyplýva, že uvedené metasedimenty ležia na leukokratných granitoch. Z toho dedukujeme, že ide o zachovaný relikt primárneho sedimentárneho plášťa granitoidného telesa. Ich stratigrafické postavenie je nejasné. Ak pripustíme, že sú staropaleozoické, potom ich regionálna metamorfóza sa uskutočnila vo variskom orogéne. Prítomnosť biotitu, aj keď v nepatrnom množstve, priečneho muskovitu, zvýšený obsah rutilu a pomerne silná rekryštalizácia grafitu môže nasviedčať na slabý kontaktný účinok granitovej intrúzie. Nemožno vylúčiť ani alochtónnu pozíciu týchto metasedimentov.

## 128 migmatity

V dôsledku hercýnskeho orogenetického cyklu aj v Považskom Inovci sa prejavili procesy migmatitizácie a granitizácie. Komplex postkinematických migmatitov sa nachádza v severnejšej časti územia (medzi potokom Železnica a potokom Chotina), kde je spätý pozvoľnými prechodmi s pararulami a granitoidmi. Tvoria ho najmä stredno- až hrubozrnné stromatitické typy, v ktorých je v prevahe biotitický paleosom nad kremeňovo-živcovým neosomom. Štruktúra je stromatiticko-lepidogranoblastická a podstatné minerálne zložky sú kremeň > kyslý plagioklas > biotit. K akcesóriam patrí granát, zirkón, apatit a magnetit. Retrográdna premena sa prejavuje sericitizáciou a feldšpatitizáciou plagioklasov, ako aj chloritizáciou, resp. baueritizáciou biotitu. Horniny sú aj tektonodeformačne prepracované.

***Granitoidy** (karbón)*

### 127a) hrubozrnné biotitické granodiority-tonality, zriedkavo biotiticko--amfibolické diority

Tvoria hlavnú horninovú náplň hlohoveckého granitoidného telesa. Sú všeobecne silno zvetrané, kataklázované až mylonitizované. V okrajových – vrcholových – partiách prechádzajú do biotitických leukogranodioritov – leukomonzogranitov, ako je to na kontakte so zvyškami pararulového plášťa, do ktorého prenikajú v podobe apofýz a siete žiliek. Výrastlice plagioklasov sú zonálne so sericitizovanými jadrami. Z draselných živcov je prítomný ortoklas – pertit, zriedkavejšie mikroklin. Zo sľúd takmer výlučne prevažuje biotit, muskovit je veľmi zriedkavý. Akcesórie predstavujú zirkón, apatit, ale aj alanit prevládajúci nad monazitom, titanit a magnetit, čo svedčí o ich príslušnosti ku granodioritom Tribeča (Broska a Uher, 1988). Ojedinelé úlomky biotiticko-amfibolických dioritov potvrdzujú ich prítomnosť.

### 127b) hrubozrnné biotitické granodiority až tonality – tektonodeformačne prepracované

Sú najrozšírenejším petrografickým typom granitoidov Tribeča. Rozšírenie hrubozrnných granitoidov v danom území je plošne viazané na oblasť medzi Podhoranmi-Bádicami a Oponicami. Ide o hrubozrnné tmavosivozelené horniny, ktoré majú viac-menej lineárne usmernenú textúru v závislosti od tektonickej deformácie. Tektonodeformačné účinky alpínskych procesov sa v nich prejavili rôznou intenzitou (katakláza až mylonitizácia) prevažne vo forme užších alebo širších zón. Štruktúra hornín je blastogranitická a základná minerálna asociácia je plagioklasy > kremeň > K živec (hlavne ortoklas) > < biotit ± amfibol, akcesorické minerály (titanit, alanit, magnetit, zirkón, apatit), sekundárny chlorit a sericit.

granitoidy spravidla postupne smerom k vonkajšiemu okraju granitoidnej intrúzie prechádzajú do strednozrnných variet.

### 126 strednozrnné biotitické granodiority až tonality

V danom území sa vyskytujú východne od Solčian, kde vystupujú v podobe malého telieska vynárajúceho sa spod spodnotriasových kvarcitov. Nachádzajú sa aj v opustenom kameňolome („Jazierko") v severnej časti Nitry. Spravidla budujú vrchnejšie, resp. okrajové partie granitoidných masívov. Vzájomný prechod s hrubozrnnými varietami je zväčša pozvoľný. Strednozrnné biotitické granodiority až tonality sú vizuálne pestrejšie. Ich sfarbenie sa pohybuje v sivých tónoch a je závislé od pomeru obsahu živcov a biotitu, prípadne od intenzity metasomatických procesov vedúcich k vyššiemu obsahu K živcov. Vo všeobecnosti platí, že biotitu je menej ako v prípade hrubozrnných variet a je častejšie premenený (vybieľovanie, chloritizácia). Častejšia a intenzívnejšia sericitizácia plagioklasov a chloritizácia biotitu spôsobuje zelenkavé zafarbenie hornín. Majú všesmerne zrnitú a masívnu textúru, pri tektonicky postihnutých s lineárnym usmernením. Základnú minerálnu asociáciu tvoria plagioklasy ($An_{50-0}$) > kremeň > K živce (ortoklas > mikroklin) > < biotit (± muskovit) a akcesorické minerály (zirkón, apatit, ± titanit, turmalín).

### 125 stredno- až hrubozrnné biotiticko-muskovitické granodiority

Tieto granodiority sa vyskytujú sz. od Bojnej, kde vystupujú v spodnejších častiach mohutného telesa tvoreného biotiticko-muskovitickými až muskovitickými granitmi. Často možno pozorovať postupné prechody od biotitických granodioritov s postupným pribúdaním muskovitu. Hranice nie sú ostré, to znamená, že nejde o samostatnú oddelenú intruzívnu fázu, ale postupnú zmenu podmienok vo vrcholových častiach.

### 124 biotiticko-muskovitické až leukokratné muskovitické granity, často s pegmatitoidným vývojom

Tieto granitoidy vystupujú jednak na západnom okraji daného regiónu, a to v oblasti medzi Bojnou a Duchonkou, jednak tvoria malé teleso na východnom okraji regiónu v. od Lefantoviec. Budujú vrchnú etáž plutónu aj jeho kupoly. Často možno pozorovať postupné prechody od biotitických granodioritov s postupným pribúdaním muskovitu až vymiznutím biotitu. Leukokratnejší typ Ms-Bt, prípadne len s Ms a granátom, tvorí vrchnú „etáž", dnes morfologicky vrcholové časti – pôvodne kupolové časti intrúzie. Pre takéto vrcholové časti tvorené biotiticko-muskovitickými až muskovitickými granitoidmi je charakteris-

tický častý výskyt hrubozrnných muskovitických pegmatitov v podobe šmúh, žíl a ich rojov. Charakteristický je blízky kontakt s metamorfovaným kryštalinikom s prienikmi granitov a pegmatitov. Hlavnú minerálnu asociáciu tvorí kremeň, ortoklas (niekedy aj mikroklin), albit-oligoklas, ku ktorým niekedy pristupuje aj biotit. Akcesoricky sú prítomné zirkón a apatit. Štruktúra je hypidiomorfne zrnitá. Miestami sú granity aj tektonicky postihnuté, čo sa prejavuje undulóznym zhášaním kremeňa a kataklázou živcových výrastlíc.

**123 muskovitické pegmatity a aplity**

Žily a malé telieska pegmatitov a aplitov s muskovitom, niekedy s granátom, prenikajú všeobecne obidvoma typmi opísaných granitoidov. Pokiaľ sú situované v biotitických granodioritoch, spôsobujú vo svojom okolí muskovitizáciu. Najväčší výskyt pegmatitov na tomto území je v oblasti Bojnej a dve malé telieska sa vyskytujú v oblasti sútoku Chotinky a Bystrého potoka. Vystupujú v prostredí migmatitov a sú geneticky zviazané s leukokratnými muskovitickými granitmi ako ich žilné formy. Ich hlavné minerálne zložky tvoria kremeň, ortoklas, mikroklin a muskovit.

## *OBALOVÁ SEKVENCIA*

### *Perm*

Relikty permského súvrstvia v pozícii obalu inoveckého kryštalinika sú v mapovanom území zachované z. od Trenčianskeho Jastrabia. Tvoria ich najmä jemnozrnné sivofialové pieskovce a piesčité bridlice, na báze ktorých vystupujú šošovkovité polohy strednozrnných zlepencov. Tento horninový súbor pričleňujeme ku kálnickej skupine (pôvodne ju definovali Novotný a Mihál' in Štimmel et al., 1984).

*Kálnická skupina*

Na základe superpozície hlavne vo vzťahu k horizontom spodného triasu a na základe litologického charakteru v porovnaní s ostatnými výskytmi v Západných Karpatoch bola kálnická skupina stratigraficky zaradená do permu. Sú v nej vymedzené súvrstvia – chalmovské, Klenkovho vrchu, selecké a krivosudské. Pôvodne definovanú skupinu prehodnotili Vozárová a Vozár (1988) a navrhli jej rozšírenie o istvičovské súvrstvie, t. j. bazálne súvrstvie celej obalovej sekvencie. Z uvedeného vyplýva nasledujúca postupnosť súvrství: istvičovské, chalmovské, Klenkovho vrchu, selecké a krivosudské.

**Súvrstvie Klenkovho vrchu**

V severovýchodnej časti pohoria Považský Inovec na základe korelácie s typovými profilmi v západnej časti pohoria v malom výskyte vymedzujeme súvrstvie Klenkovho vrchu, ktoré leží priamo na kryštaliniku. Hrúbka súvrstvia je odhadom cca 75 m, maximálne 100 m. V rámci vymedzeného súvrstvia možno rozlíšiť dve fácie:

**122a) polymiktné zlepence**

Sú to stredno- až drobnozrnné polymiktné zlepence sivohnedej, sivej, miestami hrdzavej farby. Sú hrubolavicovité, vnútri lavíc je možné pozorovať lokálne zjemňovanie do vrchných častí. Zlepence sú zložené z úlomkov kremeňa, granitov, svorov, rúl a vulkanických hornín – ryolitov a ich tufov a tufitov. Zlepence sa miestami striedajú s hrubozrnnými litickými drobami.

**122b) pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc**

Ide o stredno- až drobnozrnné pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc a vulkanoklastických sedimentov (piesčité tufy a tufity). Najvrchnejšiu časť tvoria jemné ílovité bridlice. Táto fácia sa vyvíja zo súboru zlepencov a litických drôb a predstavuje vrchnú časť tu vymedzeného súvrstvia. Sedimenty sú fialovej a fialovosivej farby. Miestami sme v bridliciach pozorovali stopy po bioturbačnej činnosti a drobné konkrécie karbonátov.

*MEZOZOIKUM*

Mezozoické sekvencie budujú podstatnú časť územia, ktoré obklopuje Nitriansku pahorkatinu. Zo severnej strany sú to Strážovské vrchy, západný okraj tvorí Považský Inovec, východný okraj pohorie Tribeč. Mezozoické komplexy budujúce okraje Bánovskej kotliny a Rišňovskej priehlbiny sú súčasťou tektonických jednotiek prvého rádu: tatrika, veporika a hronika.

Mezozoické súvrstvia tatrika vystupujú v študovanej oblasti len v izolovaných výskytoch na východnej strane Považského Inovca (v okolí Patrovca a Dubodielu, medzi Tesármi a Záhradou, s. od Nitrianskej Blatnice a Vozokan, sz. od Ardanoviec a Šalgoviec medzi Hlohovcom a Tepličkami) a na severozápadných svahoch Tribeča.

**Trias**

**121 tatrikum (mezozoikum vcelku)** – len v geologickom reze

**120 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, bridlice (skýt)**

Vystupuje na východnom okraji Považského Inovca (v izolovaných výskytoch jz. od Patrovca, medzi Tesármi a Záhradou, s. od Vozokan, sz. od Šalgoviec a Ardanoviec, s. od Hlohovca na Vrchných Kamenných horách a v pruhu izolovaných výstupov na severných svahoch Studenej doliny, t. j. z. a sz. od Tepličky) a v malých hôrkach na sz. svahoch Tribeča, v priamom nadloží kryštalinických hornín.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové až biele, zväčša výrazne lavicovité, jemno- až hrubozrnné kremenné pieskovce, kremence a arkózy s vložkami piesčitých bridlíc. Bazálne časti tvorí zväčša hrubozrnný materiál, konglomeráty, ktoré sú zložené v prevažnej časti z kremenných obliakov, len zriedkavo sa v nich nachádza aj kryštalinický materiál.

Sedimentácia lúžňanského súvrstvia prebiehala vo fluviálnom prostredí riečnych nív v plytkovodnom prostredí. Klastický materiál bol transportovaný divočiacimi riekami.

Petrograficky ho tvoria úlomky kremeňa (60–90 %) prevažne angulárneho tvaru. Nestabilnú zložku zastupujú tak K živce, ako aj Ca-Na živce. Pristupujú sľudy, najmä muskovit, častý je baueritizovaný biotit. Základná hmota je sericitická, tmel kremitý. Vek súvrstvia na základe analógie je spodný trias.

**119 verfénske vrstvy: pestré piesčito-ílovité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov (skýt)**

Súvrstvie vystupuje v Považskom Inovci na severných svahoch Studenej doliny z. a sz. od Tepličky, kde celý rad odkryvov vytvára viac-menej súvislý pruh, v Červenom jarku, sz. od Vozokan a j. od Timoradze.

Súvrstvie pestrých bridlíc je bezprostredne späté s podložnými lúžňanskými vrstvami. Prechod z podložného súvrstvia je pozvoľný a vyznačuje sa zvýšenou frekvenciou vložiek pestrých peliticko-psamitických hornín. Charakteristickým znakom je ich pestré sfarbenie – sú fialové, červené a zelené. Textúra týchto hornín je prevažne laminovaná, podmienená striedaním pelitického a psamitického materiálu. Petrograficky zodpovedajú ílovito-piesčitým bridliciam až prachovcom. Obsahujú vložky drobnozrnných pieskovcov. Veľkosť klastických zŕn dosahuje maximálne 0,1 mm. Majú peliticko-psamitickú štruktúru. Na zložení klastických zŕn sa podieľajú predovšetkým kremeň a úlomky sľúd. Z nestabilnej zložky sú prítomné zrná mikroklinu a sericitizovaného plagioklasu. Bežne sa vyskytujú úlomky acidných vulkanitov blastofelzitovej štruktúry. Pre drobnozrnné pieskovce je charakteristická poikiloblastická štruktúra. Základná hmota je sericitická a sericiticko-karbonátová, tmel je kremitý.

### 118 rauvaky: sivožlté, s vložkami dolomitov (spodný trias)

V nadloží spodnotriasových kremencov sa na niekoľkých miestach (napr. na severných svahoch Studenej doliny z. a sz. od Tepličky) nachádzajú polohy rauvakov. Vyskytujú sa v podloží aniských karbonátových hornín.

Rauvaky sú sivožltej farby, majú výrazne pórovito-brekciovitú štruktúru. Často obsahujú úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vo vrchných častiach súvrstvia sa nachádza niekoľko lavíc sivožltých dolomitov kryptokryštalickej štruktúry bez akýchkoľvek organických zvyškov. Štruktúra bez pórovitosti s vysokým podielom ílovitej zložky svedčí o tom, že ide o primárne dolomity.

Stratigraficky zaraďujeme súvrstvie do najvyššej časti spodného triasu.

### 117 gutensteinské dolomity (anis)

Tvoria úzky pruh sz. od Ardanoviec. Zastupujú ich vrstvy tmavosivých lavicovitých dolomitov.

### 116 gutensteinské vápence: tmavosivé a čierne vápence (anis)

Vystupujú prevažne v normálnom stratigrafickom nadloží sedimentov spodného triasu. Litologicky sú to sivé a tmavosivé, často laminované lavicovité (10 až 30 cm) vápence. Sú prevažne mikrokryštalické, niekedy hrubokryštalické, výrazne metamorfované, miestami nadobúdajú charakter mramorizovaných vápencov až mramorov. Mikrofaciálne sú to sparity, resp. pseudosparity, výrazne metamorfované, často so znakmi smerového lineárneho usmernenia základných stavebných prvkov. Sú takmer bez alochémov, len zriedkavo vo forme fantómov sú prítomné úlomky krinoidových článkov. Klastická prímes je zriedkavá a vyskytuje sa vo forme úlomkov angulárnych zŕn kremeňa. Tento typ vystupuje v južnej časti Považského Inovca v širšom okolí Hlohovca.

Len miestami (napr. j. od Podhorian, v spodnej časti lomu pri Nových Mlynoch, sz. od Vozokan a v okolí Tepličky) sa nachádzajú charakteristické vápence gutensteinského typu – čierne, lavicovité (10–20 cm), miestami s náznakmi červíkovitých typov. Mikrofaciálne sú to mikrity, resp. biomikrity. Organické zvyšky sú zastúpené zriedkavo článkami krinoidov, ostrakódami a peletami. Klastickú prímes tvoria aleuritické zrná kremeňa.

Na základe ich postavenia vo vrstvovom slede v nadloží spodnotriasových sedimentov a v podloží ramsauských dolomitov ich „per analogiam" zaraďujeme do anisu.

**115 ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity (ladin–spodný karn)**

Vystupujú v malom rozsahu v oblasti Drážoviec, sz. a jv. od Podhorian, jv. od Krnče, j. od Súloviec a s. od Červeného jarku.

Litologicky sú to sivé a tmavosivé celistvé mikrokryštalické, často aj rekryštalizované dolomity. Sú prevažne lavicovité (10–30 cm). Miestami obsahujú polohy tmavosivých až čiernych vápencov, silno dolomitizovaných.

Z mikroštrukturálneho hľadiska sú to zväčša sparity, biosparity, často so zvyškami dasykladaceí, ktoré sú zväčša veľmi zle zachované, resp. ich stielky sú vylúhované. Pomerne často obsahujú detrit krinoidových článkov, úlomky lamelibranchiát, brachiopód a gastropód. Často sú prítomné oolity, resp. ich fantómy. Vek súvrstvia podľa Bieleho (1962) a Bystrického (1983) je ladin–spodný karn.

**114 karpatský keuper: bridlice, pieskovce (norik)**

Vystupuje v Považskom Inovci sz. od Vozokan a s. od kóty Háj. Severne od kóty Háj súvrstvie vystupuje temer výlučne v nadloží sedimentov spodného triasu, stredný trias je zachovaný len reliktne. Severozápadne od Vozokan sa nachádza v nadloží sedimentov stredného triasu. Nadložie na oboch lokalitách tvoria sedimenty spodného liasu.

Súvrstvie pozostáva z psefiticko-psamitických hornín (kremenné pieskovce až kremence) a z pelitických, resp. peliticko-psamitických hornín (ílovité a ílovito-piesčité bridlice). *Kremenné pieskovce až zlepence* sú väčšinou jemno- až strednozrnné. Niekedy obsahujú voľne rozptýlené obliaky žilného kremeňa, vyskytnú sa aj klasty čiernych silicitov a kaolinizovaných živcov. V porovnaní s kremencami spodného triasu sú farebne pestrejšie, poróznejšie a majú pestrejšie petrografické zloženie. *Ílovité a ílovito-piesčité bridlice,* zriedkavo sľudnaté, sú pestrofarebné (sivé, sivozelené, okrovožlté, prevažne červenofialové). Uvedené horninové typy súvrstvia karpatského keuperu sú sprevádzané *rauvakmi.*

Fosílie sa nevyskytujú. Štúr (1860) zaradil súvrstvie k červenej jalovine, Ferenczi (1918) mu priradil vrchnotriasový vek.

**113 kössenské vrstvy (fatranské súvrstvie): sivé vápence s organogénnym detritom (rét)**

Súvrstvie najvyššieho triasu je vyvinuté len rudimentárne v zoborskej skupine Tribeča. Bolo lokalizované v dvoch malých šošovkách juhovýchodne od Drážoviec. Litologicky ide o tmavosivé až čierne, slabo krinoidové, často oolitické, miestami lumachelové a organodetritické vápence. Obsahujú časté polohy a vložky piesčitých bridlíc.

## 112 hľuznaté vápence, krinoidové vápence, kremité vápence (lias–malm)

*Krinoidové vápence.* Vystupujú spod kvartérnych sedimentov na severných svahoch Sedliska a na chrbte sz. od lokalít Sedlisko a Soroš.

Súvrstvia liasu–?dogeru (Biely, 1961), novšie len liasu (Polák in Ivanička et al., 1997), vystupujú v nadloží už opísaných súvrství tribečskej sekvencie. Nadložné komplexy nie sú známe.

Súvrstvie zastupujú sivé krinoidové vápence s hľuzami čiernych rohovcov. Obsahujú prímes klastického kremeňa piesčitej kategórie. Miestami sú vápence jemnozrnné, bez krinoidového detritu. Vzdialene pripomínajú trlenské súvrstvie inoveckej sukcesie.

Okrem toho sa našli aj béžové až ružové a hnedočervené až fialové krinoidové vápence bez rohovcov. Mikrofaciálne sú to biosparity až biosparrudity, často temer bez základnej sparitickej hmoty, tvorené len detritom krinoidových článkov s premenlivou prímesou klastického kremeňa.

Metamorfné postihnutie je zreteľné mikroskopicky (foliácia, prejavy tlakového rozpúšťania s koncentráciou Fe koloidov na plochách vzniknutých tlakovým rozpúšťaním, plastická deformácia dvojčatných lamiel v článkoch ľalioviek). Podobné sedimenty v pohorí Tribeč Biely (1961) zaradil do liasu–dogeru, Polák (in Ivanička et al., 1997) do liasu.

*Béžové a sivé až hnedosivé tenkovrstvovité kremité až rádiolárioové vápence.*

Našli sa, rovnako ako hľuznaté vápence, len v umelých odkryvoch (d. b. č. 599/81). Podobné horniny Biely (1961) v pohorí Tribeč (napr. na lokalite Veľké pole) zaradil do dogeru, Polák (in Ivanička et al., 1997) do dogeru až spodnej časti oxfordu.

*Ružové až hnedočervené hľuznaté vápence.* Hľuzy tvorí ružový krinoidový vápenec, základnú hmotu hnedočervený až fialový zbridličnatený mikrokryštalický vápenec s detritom krinoidov. Tieto horniny sa získali len z umelých odkryvov urobených pri stavbe oplotenia vinohradov severne od Hlohovca (d. b. č. 599/81). Nie je isté, či netvoria len bloky v kvartéri. Podobné horniny uvádza Biely (1961) z Tribeča (napr. z Drážoviec) a zaraďuje ich do malmu. Polák (in Ivanička et al., 1997) udáva ich stratigrafické rozpätie vrchný oxford–kimeridž.

## 111 trlenské súvrstvie: piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice (hetanž–sinemúr)

Súvrstvie vystupuje v Považskom Inovci sz. od Vozokan a s. od Červeného jarku a v okolí Patrovca. Litologicky súvrstvie tvoria prevažne tmavosivé až čierne piesčité a piesčito-krinoidové vápence s častými hľuzami čiernych rohovcov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s vysokým podielom biodetritu, úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiát, brachiopód a foraminifer. Klastickú prímes tvoria úlomky angulárnych zŕn kremeňa veľkosti 0,01–2 mm. Percentuálne zastúpenie klastického komponentu dosahuje miestami až 10 %. Kullmanová (1980) uvádza z tohto súvrstvia lamelibranchiát *Gryphaea arcuata*, na základe ktorého bol odvodený vek súvrstvia spodný lias (hetanž–sinemúr).

### 110 vápence s evinospongiami (hetanž–domér)

Zistili sa v Považskom Inovci v pruhu začínajúcom sa asi 0,5 km sz. od kóty Háj tiahnucom sa po kótu Starý vrch, t. j. sz. od Ardanoviec a Šalgoviec. Ich podložie vzhľadom na zlú odkrytosť je neznáme. Nadložie, rovnako ako v prípade trlenského súvrstvia, s ktorým sa laterálne zastupujú, tvoria algäuské vrstvy.

*Vápence* sú sivé, sivohnedé až ružové, jemnozrnné (sparity, biomikrosparity). Sú prestúpené sieťou „puklín" vyplnených kalcitom (evinospongie, resp. cementy). Z organických zvyškov obsahujú články ľalioviek, aptychy, juvenilné amonity, globochéty, ihlice húb, úlomky lamelibranchiát, brachiopód a ostne ježoviek.

Z vápencov pochádzajú amonity karixu až doméru: *Amaltheus* sp. (cf. *margaritatus*) MONTF., *?Uptonia (?Androgynoceras)* sp. a *Phyloceras* sp. (Rakús in Maheľ, 1967). Spodná hranica súvrstvia nie je paleontologicky preukázaná.

### 109 sivé hrubokrinoidové vápence (vyšší lias)

Vystupujú v nadloží spodnoliasového súvrstvia. Dajú sa vyčleniť v jurskom komplexe s. od Podhorian. Litologicky sú to sivé a tmavosivé, miestami aj ružovkasté, výrazne hrubokrinoidové vápence. Od spodnoliasových sa odlišujú svetlejšou farbou, podstatne hrubozrnnejšou štruktúrou a veľkosťou detritu krinoidových článkov. Majú podstatne nižší obsah úlomkov klastického kremeňa.

### 108 algäuské súvrstvie: tmavosivé slienité a škvrnité vápence, slienité bridlice (lotaring–toark)

Vystupuje v nadloží trlenského súvrstvia, resp. v nadloží vápencov s evinospongiami (v Červenom jarku, s. od Starého vrchu a Patrovca). Litologicky ho tvoria tmavosivé slienité škvrnité vápence s vložkami čiernych slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú to hlavne biomikrity. Prevládajúcou organickou zložkou sú ihlice spongií, prevažne silno kalcifikované. Ďalšími zložkami sú ostrakóda, globochéty, zriedkavé sú prierezy foraminifer. Priame paleontologické dôkazy z tohto územia nemáme. Na základe anlógie zaraďujeme algäuské súvrstvie do vyššieho liasu.

### 107 kremitý fleckenmergel (toark–álen)

Vrstvy vystupujú na južnom svahu „bradielka" z. od osady Patrovec. Ide o čierne bridličnaté slieňovce, čiastočne škvrnité, so stopami červov a úlomkami iných vápnitých organizmov. Hlavnú masu predstavujú sivé až tmavosivé lavicovité škvrnité vápence s vložkami slienitých bridlíc. Občas sa v nich vyskytujú hľuzy rohovcov.

### 106 rádiolóriové vápence, rádiolarity (doger)

Toto súvrstvie vystupuje len vo veľmi malom rozsahu na sz. strane lokality Patrovec, v okolí Červeného jarku sz. od Ardanoviec. Tvoria ho sivozelené lavicovité rádiolóriové vápence s polohami zelených a zelenosivých rádiolaritov. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s prevládajúcimi kalcifikovanými rádiolóriami, častými ostrakódami a globochétami. Kullmanová (1980) uvádza *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK.

V tesnom nadloží v niekoľkých malých odkryvoch vystupujú červené a žltkavé, slabo hľuznaté vápence. Mikrofaciálne sú to biomikrity s výraznou prítomnosťou sakokóm, filamentov, globochét, foraminifer a aptychov. Toto súvrstvie patrí ku kimeridžu.

V najvyšších častiach vystupujú sivohnedé tenkolavicovité až doskovité vápence. Mikrofauna, ktorú uvádza Kullmanová (1980), dokumentuje titónsky vek súvrstvia.

### 105 pestré krinoidové a piesčité vápence, rohovce (doger)

Súvrstvie má značné rozšírenie v okolí Drážoviec, kde je odkryté pri severnom okraji obce v opustenom kameňolome. Nachádza sa aj v okolí Mecheníc a vrchu Kalvária v Nitre. Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria ružové, červené, fialové, žltosivé a svetlé až biele vápence. Vápence sú zväčša výrazne lavicovité. Sú prevažne krinoidové, piesčito-krinoidové a piesčité, často prechádzajú až do vápnitých pieskovcov (pri Drážovciach) s náznakmi gradačného zvrstvenia. Vápence obsahujú hľuzy a tenké polohy tmavosivých a červených silicitov. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biosparity s vysokým obsahom klastickej prímesi.

### 104 pestré vápence, rohovce (oxford–kimeridž)

V nadloží pestrých vápencov dogeru vystupujú sedimenty najvyššej jury, resp. sa z nich priamo vyvíjajú. Výrazne vystupujú na vrchu Kalvária v Nitre a v kameňolome v Drážovciach, kam prechádzajú bezprostredne z podložného súvrstvia. V spodnej časti sú tieto horniny zastúpené červenými hľuznatými

a pseudohľuznatými lavicovitými vápencami obsahujúcimi hľuzy a polohy červených rohovcov. V ich nadloží súvrstvie pokračuje čevenými a fialovými celistvými jemnozrnnými, slabo krinoidovými lavicovitými vápencami. Do súvrstvia je zaradená aj tenká poloha (3 m) svetlosivých až bielych vrstvovitých vápencov, ktoré vystupujú uprostred súvrstvia červených vápencov.

Vrchnú časť profilu predstavujú svetlosivé lavicovité až doskovité vápence s hľuzami tmavosivých rohovcov. Celé súvrstvie je slabo metamorfované.

**103 sakokómové vápence: biele, žltkasté a ružové tenkodoskovité piesčité vápence (kimeridž)**

Vystupujú v úzkom pruhu na severnom svahu „bradielka" na západnom okraji osady Patrovec. Tvoria ich svetloružové celistvé kalcitové žilky alebo ružové, nevýrazne hľuznaté vápence. Pre obidva litofaciálne typy je charakteristická sakokómová mikrofácia. Na základe toho sa súvrstvie začleňuje do kimeridžu. Spolu so sakokómami sa vyskytujú „vlákna" globochét, krinoidov, foraminifer a aptychy (Kullmanová in Brestenská, 1980).

**Krieda**

**102 lučivnianske súvrstvie: tmavosivé slienité a rohovcové vápence (valangin–barém)**

Tvorí vrcholové časti „bradla" Patrovca, vystupuje aj s. od Červeného jarku a v širšom okolí Drážoviec. Litologicky ho tvoria sivé a tmavosivé slienité lavicovité (10–30 cm) vápence. Vo vápencoch sú časté hľuzy tmavosivých až čiernych rohovcov.

Mikrofaciálne sú to biomikrity s pomerne hojným organickým komponentom. Zastupujú ho rádiolárie, ostrakóda, filamenty, kalcisféry a kalpionely. Kullmanová (1980) uvádza: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISH, *Crassicolaria parvula* REMANE, *Crassicolaria colomi* DOBEN, *Tintinopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, *Remaniella cadishiana* (COLOM).

Na základe uvedeného faunistického spoločenstva zaraďujeme súvrstvie do beriasu až spodného barému.

V najvyššej časti komplexu vo forme nesúvislých odkryvov vystupujú ojedinelé tmavosivé zrnité rohovcové vápence, ktoré zastupujú pravdepodobne najmladšie súvrstvie veku valangin–barém.

**101 sivé a svetlosivé hrubovrstvovité vápence (apt)**

Horniny aptského veku vystupujú v pruhu, ktorý sa tiahne z. od kóty Pliešky smerom k Mecheniciam, a v odkryvoch na sz. svahu vrchu Kalvária. Tvoria ich sivé a svetlosivé celistvé a jemnokryštalické vápence, masívne a hrubolavicovité,

s ojedinelou jemnou organodetritickou štruktúrou. Sú charakteristické aj vysokým stupňom skrasovatenia. Mikrofaciálne ide o mikrosparity a sparity.

**100 porubské súvrstvie: ílovité bridlice, piesčité vápence, jemnozrnné pieskovce (alb–cenoman)**

Vystupuje s. od Červeného jarku. Porubské súvrstvie završujúce vrstvový sled tatrika vystupuje väčšinou v nadloží lučivnianskej formácie. V tektonickom nadloží porubského súvrstvia je zliechovská sukcesia veporika.

Siliciklastické súvrstvie albu flyšového charakteru pozostáva z troch litologických zložiek: pelitov (ílovce až piesčité ílovce), psamitov (pieskovce) a psefitov (zlepence). *Ílovce* prevažne sivohnedej farby sú slabo vápnité, sľudnaté, často piesčité. *Pieskovce*, po zvetraní hnedosivej, na čerstvom lome modrosivej farby, sú vrstvovité, slabo vápnité, prevažne jemnozrnné, väčšinou siliciklastické, ale v prípade hrubozrnných variet aj s výrazným podielom úlomkov karbonátov a rohovcov. Z textúr je bežné rovnobežné zvrstvenie, pričom sa vyskytuje aj šikmé zvrstvenie. *Zlepence* vystupujúce v spodnejšej časti súvrstvia sa našli pri kóte 368,9, t. j. 0,5 km s. od Červeného jarku a s. od Nitrianskej Blatnice. Sú to polymiktné intraformačné ortozlepence s dobre opracovanými obliakmi bez prednostnej orientácie. Obliakovú analýzu z lokality Nová Lehota urobili Mišík et al. (1981). Zlepence charakterizovali ako výplň kanálov na submarinných náplavových kužeľoch v spodnej časti kontinentálneho svahu, transportovanú gravitačnými tokmi typu „debris-flow", pričom prítomnosť exotických hornín nemožno podľa nich odvodiť z lokálnych zdrojov tatrika a fatrika.

Fosílie: Salaj a Samuel (1966) uvádzajú zo spodnej časti súvrstvia *Epistomina (Brotzenia)* cf. *spinulifera spinulifera* (REUSS) a z vyšších častí súvrstvia *Hedbergella roberti* (GANDOLFI) a *Thalmanninella* cf. *ticinensis* (GANDOLFI) z lokality j. od Jeleních jám. Súvrstvie prvýkrát opísal Ferenczi (1918) pod názvom spodnoliasové grestenské pieskovce a zaradil ho do spodného liasu. Maheľ (1950) zaradil súvrstvie k albu.

## VEPORIKUM

*KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV*

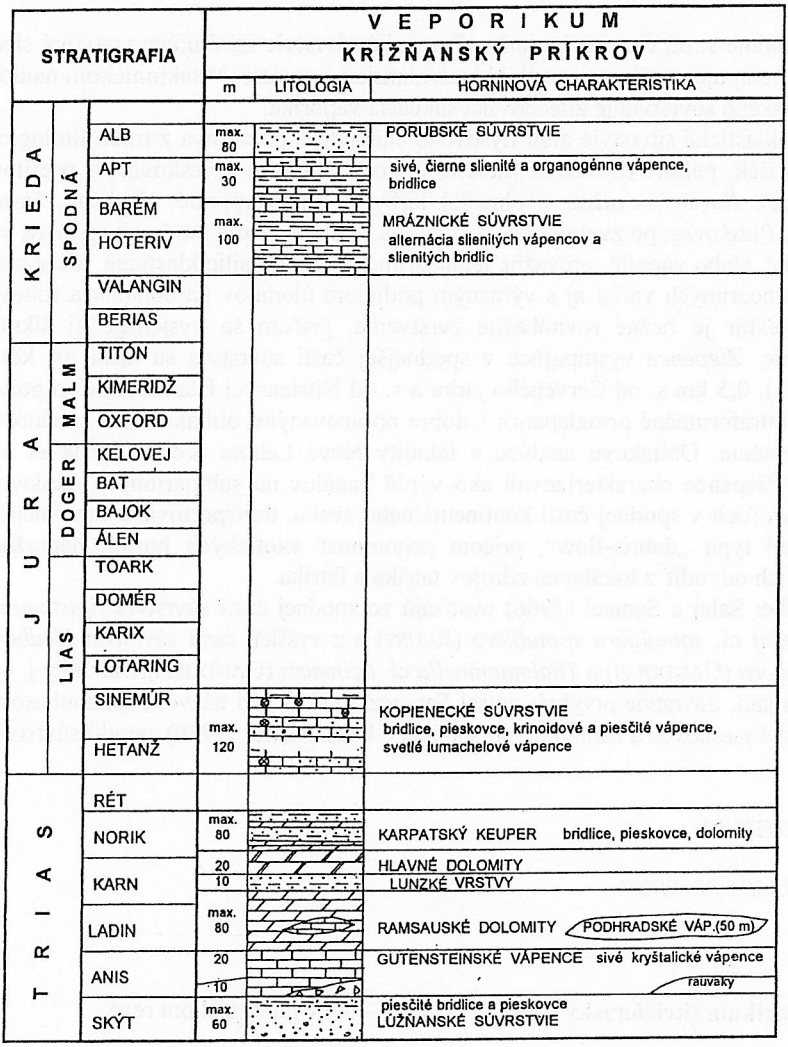
### Trias

**99 veporikum (krížňanský príkrov vcelku)** – len v geologickom reze

Krížňanský príkrov vystupuje v severnom Tribeči j. od Partizánskeho, v Strážovských vrchoch v okolí Slatinky nad Bebravou a Trenčianskych Mitíc a v Považskom

Inovci v izolovanej kryhe mezozoika s. od Radošiny a na východnej strane južnej časti pohoria v úseku medzi Červeným jarkom sz. od Ardanoviec a Studenou dolinou pri Tepličkách.

Zo súvrství krížňanského príkrovu sú v študovanom území zastúpené:




Obr. 5 Litostratigrafická kolónka veporika – krížňanský príkrov (Zostavil: M. Polák)

## 98 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, bridlice (skýt)

Lúžňanské súvrstvie má v Tribeči pomerne veľké rozšírenie. Lemuje mladopaleozoické sedimenty tiahnuce sa v pruhu s. od Debnárovho štálu na Sokolský vrch, ďalej v úzkom pruhu j. od Veľkého poľa, na Veľkú Ostrú, Hrubý vrch, Oselnú skalu až do Drahožickej doliny.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové až biele, zväčša výrazne lavicovité (10–80 cm), jemno- až hrubozrnné kremenné pieskovce, kremence a arkózy. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 80 m. Bazálne časti tvorí zväčša hrubozrnný materiál, konglomeráty, ktoré sú zložené v prevažnej časti z kremenných obliakov, len zriedkavo sa v nich nachádza aj kryštalinický materiál. Maximálna veľkosť obliakov dosahuje 8 cm.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 70–95 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Sú polykryštalické aj monokryštalické. Pôvodne prevažne izometrický tvar zŕn je v dôsledku kataklázy zmenený na elipsovitý a na predĺžených zakončeniach zŕn sa nachádzajú drobné novovzniknuté kremenné zrnká. Litické úlomky predstavujú jemnozrnné vulkanické felzitické horniny.

Nestabilný komponent zastupujú úlomky K a Ca-Na živcov, muskovit a baueritizovaný biotit. Základná hmota je sericitická. Tmel tvorí kremeň.

Vek súvrstvia nebol biostratigraficky doložený. Na základe litofaciálneho vývoja a superpozície toto súvrstvie zaraďujeme do spodného triasu–skýtu.

## 97 rauvaky: sivožlté, s vložkami dolomitov (spodný anis)

Polohy rauvakov sa nachádzajú na jv. okraji Považského Inovca.

Sú sivožltej farby a výrazne pórovito-brekciovitej štruktúry. Často obsahujú úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vo vrchných častiach súvrstvia sa nachádzajú lavice sivožltých dolomitov kryptokryštalickej štruktúry bez akýchkoľvek organických zvyškov. Ich štruktúra bez pórovitosti a s vysokým podielom ílovitej zložky svedčí o tom, že ide o primárne dolomity.

Stratigraficky zaraďujeme toto súvrstvie do najspodnejšej časti stredného triasu.

## 96 gutensteinské vápence: vápence, dolomity (anis)

Gutensteinské vápence s. s. vo veporiku Tribeča majú len rudimentárny vývoj. Na študovanom území sme ich lokalizovali iba na troch miestach: jv. od Kolačna na severnom úpätí kóty 312,2, sz. od kóty 482,3 a na jz. svahu Kolianovej. Vystupujú v podloží, resp. laterálne prechádzajú do svetlých vápencov. Samotné gutensteinské vápence sú vyvinuté v podobe tmavosivých až čiernych lavicovitých (10 až 30 cm) celistvých a jemnozrnných vápencov. Obsahujú lavičky svetlých dolomitov.

Zo štruktúrneho hľadiska sú to zväčša biomikrity, resp. sparity s pomerne malou frekvenciou organickej zložky, ktorá je zastúpená predovšetkým úlomkami krinoidových článkov, ostrakód a úlomkami lamelibranchiát. Pomerne časté sú pelety. Klastická prímes je zriedkavá, vo forme angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej kategórie. Časté sú mikrostylolity. Maximálna hrúbka gutensteinských vápencov je 20 m. Gutensteinské vápence krížňanského príkrovu Západných Karpát (Bystrický, 1972, 1983) vekove zodpovedajú aniskému stupňu.

**95 svetlosivé a biele kryštalické a mramorizované vápence (anis)**

Gutensteinské vápence smerom do nadložia miestami laterálne prechádzajú do svetlosivých, bielych a béžových vápencov, ktoré sú výrazne zastúpené v aniskom stupni veporika Tribeča. Tieto vápence sú značne rozšírené v oblasti Plešovice a Kopanice. Výrazný pruh vytvárajú v úseku kóty Šimnov a pokračujú v smere na Klížske Hradište.

Z litologického hľadiska sú to svetlosivé, biele, béžové, pleťové, niekedy ružové vápence. Veľmi často sú laminované, tvorené tmavosivými až čiernymi pruhmi striedajúcimi sa s bielymi mramorizovanými pásikmi. Sú prevažne hrubolavicovité až masívne. Sú jemné až strednozrnné, často nadobúdajú až mramorizovaný charakter. Miestami obsahujú polohy a lavice svetlých a tmavých dolomitov.

Zo štruktúrneho hľadiska sú to hlavne sparity, v menšej miere sú zastúpené mikritické typy. Organický komponent je zriedkavý a prevažne zle zachovaný. Nachádzajú sa tu úlomky krinoidových článkov, lamelibranchiát a brachiopód. V niektorých výbrusoch sa našli oolity a pelety. Celá hornina je silno rekryštalizovaná, čo je spôsobené metamorfózou. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 80–100 m. Na základe postavenia vo vrstvovom slede súvrstvie podľa Bieleho (1962) a Bystrického (1982) vekove zodpovedá anisu.

**94 podhradské vápence: tmavosivé organodetritické (krinoidové, lumachelové) vápence (?vrchný ilýr–?longobard)**

Podhradské vápence vystupujú spravidla uprostred ramsauských dolomitov, kde tvoria polohy hrubé miestami do 50 m. Vystupujú v Považskom Inovci na Ovčej skale, na severných svahoch Bukoviny a Holého vrchu, jz. od Horných Otrokoviec a na lokalite Čertova pec.

Litologicky ide o tmavosivé až čierne lavicovié (10–50 cm) vápence. Sú prevažne organodetritickej povahy, zväčša krinoidové, menej frekventované sú lumachelové typy. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity, resp. biomikrosparity s vysokou frekvenciou alochémov. Z organizmov obsahujú úlom-

ky bivalvií, brachiopód, gastropód, článkov echinodermát, ihlíc spongií, foraminifer a ostrakód. Časté sú oolitové polohy a pelety. Klastickú prímes tvoria zrná angulárneho kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku ich vyčlenili Mock a Sýkora v Podhradskej a Nolčovskej doline vo Veľkej Fatre na základe konodontovej fauny. Pevný (in Havrila a Vaškovský, 1983; in Havrila et al., 1998) z materiálu Havrilu z Považského Inovca sz. od Svrbíc určil nasledujúcu konodontovú mikrofaunu: z d. b. č. 510/81: *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER), *N. triassica praecursor* KOZUR et MOSTLER, *N. dropla* (SPASOV et GANEV), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Neoplectospathodus muelleri* KOZUR et MOSTLER, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Th. planorbicula* MOSTLER, *Achistrum* sp., *Gondolella* sp.; z d. b. č. 462/80: *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *G. excelsa* (MOSHER), *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica praecursor* KOZUR et MOSTLER, *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *Achistrum* sp., *Theelia planorbicula* MOSTLER, *Th. pseudoplanata* KOZUR et MOCK, *Th. immisorbicula* MOSTLER, *Th. patinaformis* MOSTLER, *Priscopedatus triassicus* MOSTLER, *P. multiperforatus* MOSTLER, *P.* sp. Opakovaným rozpúšťaním bolo spoločenstvo z d. b. č. 462/80 doplnené o: *Theelia* sp., *Gondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR et MIETTO a *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

Na základe tohto paleontologického materiálu bol stanovený vek spodný až stredný fasan. Vzhľadom na to, že uvedé vzorky nereprezentujú celú hrúbku podhradských vápencov, treba rátať so širším stratigrafickým rozpätím fácie.

### 93 ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity (ladin)

Ramsauské dolomity veporika vystupujú v Tribeči hlavne z. od Kolačna, v Považskom Inovci vystupujú na veľkých plochách na východnej strane južnej časti pohoria v okolí Horných Otrokoviec a Tepličky, v izolovanej kryhe krížňanského príkrovu s. od Radošiny. Litologický sú to obyčajne sivé a tmavosivé, prevažne vrstvovité (10–30 cm) celistvé jemnokryštalické, často aj hrubokryštalické dolomity. Často obsahujú polohy a lavičky organodetritických, prevažne krinoidových dolomitov.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o sparity, biosparity, len zriedka sú prítomné mikritické typy. Z organickej zložky sú prítomné úlomky a články krinoidov, lamelibranchiát, zle zachovaných foraminifer a dasykladaceí. Bolo však možné určiť *Diplopora annulata* SCHAF. a *Teutleporella herculea* STOPP. (Biely, 1962). Vek súvrstvia na základe uvedených dasykladaceí je ladin.

**92 lunzké vrstvy: ílovce, pieskovce (jul–spodný tuval)**

Lunzké vrstvy vystupujú ako šošovky uprostred dolomitov v Tribeči len v jedinej šošovke sz. od osady Šípok. Rozsiahlejšie výstupy sú v južnej časti Považského Inovca na Bukovine a Holom vrchu. Celý rad drobných telies šošovkovitého tvaru vystupuje v izolovanej kryhe krížňanského príkrovu s. od Radošiny.

Litologicky ich tvoria tmavosivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice, ako aj vložky a polohy tmavosivých a tmavých jemnozrnných pieskovcov. V severovýchodnej časti pohoria sú lunzké vrstvy výrazne prevrásnené a metamorfované, bridlice sú často fylitizované. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 10 m.

Sú zložené zo 60–70 % úlomkov kremeňa augulárnych tvarov. Veľkosť zŕn nepresahuje 2 mm. Nestabilnú zložku zastupujú úlomky K a Ca-Na živcov, výrazný podiel, niekedy až 10 %, má sericit a muskovit. V mnohých prípadoch ide o novotvorené sľudy, muskovit a sericit, ojedinele dosahujúci veľkosť 3 mm. Lunzké vrstvy vekove per analogiam zodpovedajú (Bystrický, 1972, 1983) strednému karnu (julu).

**91 hlavné dolomity: lavicovité sivé celistvé kryštalické dolomity (vrchný karn–spodný norik)**

Len v miestach, kde vystupujú lunzké vrstvy (napr. na Bukovine, Holom vrchu a s. od Radošiny v Považskom Inovci), môžeme v ich nadloží vyčleniť hlavné dolomity, ktoré na základe identických pomerov v iných pohoriach Západných Karpát zodpovedajú vrchnému karnu. Tie sa po litologickej stránke prakticky nelíšia od ramsauských dolomitov. Sú to sivé a tmavosivé, prevažne jemnokryštalické dolomity, často pórovité, len zriedkavo ide o celistvé typy. Mikrofaciálne sú to predovšetkým sparity, zriedkavo biosparity s ojedinelými zvyškami organickej zložky, zastúpenej predovšetkým úlomkami echinodermát, stielkami rias a iného detritu. Podstatná časť úlomkov je rekryštalizovaná.

**90 karpatský keuper: ílovce, kremenné pieskovce, kremence, dolomity (norik)**

V nadloží strednotriasových ramsauských dolomitov vystupuje pestré súvrstvie karpatského keuperu. Výraznejšie je toto súvrstvie vyvinuté na západných a východných svahoch Osečného vrchu, j. od Brodzian, v okolí Šimnova a tiež s. od Radošiny v Považskom Inovci. Karpatský keuper tvoria tri základné litologické zložky: pelitická (bridlice), psamitická (pieskovce) a karbonátová (dolomity). Tieto zložky sú vo východnej časti územia dominantným litologickým komponentom. V severnej časti územia v súvrství výrazne dominujú pestré (červené, fialové, zelené) ílovité bridlice. Bridlice sú zložené prevažne z illitu, chloritu,

sericitu a dispergovaných Fe zložiek, prevažne hematitu. Kremeň tvorí prímes vo forme ostrohranných zŕn veľkosti maximálne 0,5 mm. Psamitickú zložku tvoria stredno- až jemnozrnné pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Spravidla sú sústredené do spodných častí súvrstvia. Litologicky sú to svetlé, sivé a ružové pieskovce až kremenné pieskovce. Petrograficky sú zložené z kremenných zŕn, ktorých obsah sa pohybuje v rozmedzí 50–75 %. Úlomky kremeňa sú zväčša augulárnych tvarov veľkosti 1–2 mm. Prítomné sú aj sericitované živce, ortoklas, plagioklas a muskovit. Základná hmota je kremito-sericitická, tmel je kremitý.

Dolomity tvoria časté vložky, niekedy vytvárajú aj hrubšie polohy, do 10 až 15 m. Sú to zvyčajne lavicovité (10–80 cm) biele, svetlosivé a žltkavé, veľmi jemnozrnné dolomity s vysokým podielom ílovitej zložky. Časté sú preplástky žltých ílovitých bridlíc, ktoré sú prevažne metamorfované na fáciu fylitov. Mikrofaciálne ide o horniny s afanitickou štruktúrou bez akýchkoľvek alochémov so zriedkavou prímesou aleuritického kremeňa. Na základe pozície vo vrstvovom slede v nadloží karnu a v podloží kössenských vrstiev súvrstvie karpatského keuperu vekove zodpovedá noriku.

## 89 ramsauské a hlavné dolomity: lavicovité dolomity (stredný až vrchný trias)

Ramsauské dolomity tvoria podstatnú časť plochy pohoria medzi Bankou a Koplotovcami, a teda aj podstatnú časť plochy mezozoika na tomto území. Súvrstvie vystupuje v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží lunzkých vrstiev.

Dolomity sivej, tmavosivej, zriedka až čiernosivej, prípadne hnedosivej farby sú vrstvovité s premenlivou hrúbkou vrstiev (2–100 cm), väčšinou s rovnými vrstvovými plochami. Sú prevažne drobnozrnné až hrubozrnné (cukrovité), menej kryptokryštalické, typu chemogénneho dolomitu s typickou svetlou, bielosivou, mierne žltkastou patinou. Na ne sú viazané polohy žltých, okrových až sivohnedých ílovitých bridlíc premenlivej hrúbky. Pre súvrstvie je charakteristický typický dolomitový rozpad, prípadne ihličkovitý rozpad kolmý na vrstvové plochy. Bežné sú laminované textúry (paralelná laminácia). Vyskytujú sa aj intraformačné brekcie.

Chemické analýzy z nich uvádzajú Michel (1956) a Masár (1980).

Organizmy (gastropóda) sa zistili na jedinej lokalite, 1 km sv. od Horného Trhovišťa (d. b. č. 607/81). Vek je stanovený len na základe pozície vo vrstvovom slede.

Dolomity vystupujú spod kvartérnych sedimentov v izolovaných úlomkovitých odkryvoch na južných svahoch Studenej doliny 2 km jz. od obce Tepličky.

Sú rôznych odtieňov sivej farby. Väčšinou sú mikrokryštalické. Bežné sú v nich pseudomorfózy po síranoch a textúry typu „birdseyes". Metamorfóza nie je taká zreteľná ako vo vápencoch, prejavuje sa len rekryštalizáciou.

Pozícia hlavného dolomitu vo vrstvovom slede v nadloží lunzkých vrstiev je zreteľná najmä v okolí kóty Bukovina, kde tvorí čiapky na hrebeňoch. Sedimenty karpatského keuperu v jeho nadloží sa na mapovanom území vyskytujú len sporadicky (j. od kóty Bukovina).

Súvrstvie tvoria biele, svetlosivé a tmavosivé zrnité, dobre vrstvovité dolomity s hrúbkou vrstiev 1–85 cm. Vrstvové plochy sú rovné. Sporadicky je zachovaná laminovaná textúra. Ojedinele sa vyskytujú „birdseyes". Pre toto súvrstvie je charakteristická najmä fácia kryptokryštalických dolomitov, pripomínajúcich keuperdolomit. Sú svetlosivé, s bielou až žltkastou patinou, vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 5–25 cm, s tenkými polohami okrovožltých až červenofialových ílovcov.

Fosílie sa nezistili. Vek (podstupeň, tuval) je stanovený na základe pozície vo vrstvovom slede.

**88 kössenské vrstvy (fatranské súvrstvie): sivé vápence s organogénnym detritom (rét)**

Súvrstvia najvyššieho triasu vystupujú predovšetkým v širšom okolí obce Brodzany, v úzkom pruhu na svahoch kóty Osečný vrch. Reprezentujú ich tmavosivé až čierne lavicovité, slienité lumachelové a organodetritické vápence obsahujúce hojnú faunu lamelibranchiát a brachiopód.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s vysokou frekvenciou organickej zložky, tvorenej dobre opracovanými úlomkami lamelibranchiát, brachiopód, krinoidových článkov, foraminifer a ostrakód.

## Jura

**87 kopienecké súvrstvie: bridlice, pieskovce, krinoidové a piesčité vápence, svetlé lumachelové vápence (hetanž–sinemúr)**

Súvrstvie v Považskom Inovci pozostáva z kremenných vápnitých, dobre vytriedených pieskovcov, ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc a vápencov s organickým detritom. Vápence s organickým detritom (krinoidy, bivalviá, brachiopóda) až organodetritické vápence (hlavne krinoidové), miestami lumachelové, sú sivej, modrosivej až čiernosivej farby. Vetraním nadobúdajú hnedosivú až okrovú farbu. Sú vrstvovité, s nerovnými vrstvovými plochami, s hrúbkou vrstiev 2–30 cm. Častá je laminovaná textúra. Vápnité ílovce a piesčité ílovce sú sivozelenej, modrosivej, čiernosivej, hrdzavej až okrovej farby. Charakteristická je sľudnatosť. Pieskovce, za čerstva modrosivej farby, sú vápnité, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 1–15 cm), s laminovanou textúrou.

Fauna: Kochanová (1965) z lomu pri liehovare v Radošinej uvádza: *Plagiostoma valoniensis* (DEFR.), *Plicatula (Plicatula) hettangiensis* (TERG.), *Liostrea irregularis* (MÜNST.) a *Modiolus* sp.

Vek: faunou sa preukázal hetanž. Spodnoliasový vek súvrstvia stanovil už Stache (1864), ktorý súvrstvie opísal j. od Ratnoviec.

## Krieda

### 86 mráznické súvrstvie: sivé slienité vápence, slieňovce, slienité bridlice (valangin–barém)

Toto súvrstvie vystupuje v obmedzenom rozsahu s. od Slatinky nad Bebravou, s. od Trenčianskych Mitíc, j. od kóty Šípok a v. od Partizánskeho.

Z litologického hľadiska súvrstvie predstavuje alternáciu sivých a tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10–30 cm). Hranica s podložným osnickým súvrstvím je neostrá.

Mikrofaciálne sú vápence výrazne biomikritické, s hojnou frekvenciou organických zvyškov. Sú to predovšetkým rádiolárie spumeláriového typu – zväčša kalcifikované, ihlice spongií, ostrakóda, filamenty, foraminifery, ojedinelé sú prítomné prierezy aptychov, hrubostenných bivalvií a echinodermát. Biely (1962) uvádza zo západného svahu Osečného vrchu amonit *Beriasella* cf. *pontica* RETOWSKI. Z paleontologicky dôležitých mikrofosílií boli identifikované: *Cadosina vogleri* BORZA, *Calpionellopsis* sp., *Timtinopsella longa* COLOM, *Colomisphaera minutissima* COLOM. Z foraminifer sú prítomné *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. a *Hedbergella* sp. Hrúbka súvrstvia dosahuje maximálne 100 m. Vek súvrstvia na základe uvedenej mikrofauny je vrchný valangin–barém.

### 85 porubské súvrstvie: ílovité bridlice, piesčité vápence, jemnozrnné pieskovce (alb)

Najmladšia litostratigrafická jednotka krížňanského príkrovu v študovanom území je porubské súvrstvie. Vystupuje v nadloží karbonátového mráznického súvrstvia v oblasti Banskej, lazov Hvojníkovi, j. od Radobice, v severnej časti v oblasti Slatinky nad Bebravou a Trenčianskych Mitíc.

Z litologického hľadiska porubské súvrstvie tvorí alternácia sivých a tmavosivých, slabo slienitých bridlíc a tmavosivých, do hrdzava zvetrávajúcich jemnozrnných pieskovcov. Pieskovce sú zväčša tenkolavicovité (10–15 cm). V pieskovcoch sa zriedkavo vyskytujú tenké polohy mikrokonglomerátov. Bridlice sú v prevahe v pomere cca 2 : 1. V spodnej časti súvrstvia vystupujú prevažne tmavosivé a žltkavé piesčité tenkolavicovité vápence.

Vápence majú prevažne mikritickú štruktúru. Klastický komponent tvorí v jednotlivých prípadoch až 30 %. Tvoria ho úlomky kremeňa prevažne angulárneho tvaru veľkosti do 2 mm. Zriedkavé sú šupinky sľúd a úlomky karbonátových hornín. Ojedinelé sú úlomky foraminifer a lamelibranchiát.

Pieskovce sú z petrografického hľadiska tvorené na 60–70 % úlomkami kremeňa veľkosti 1–2 mm prevažne angulárneho tvaru. Nestabilný komponent tvoria úlomky K živcov, Ca-Na živce, sericit a muskovit, zriedkavý je biotit. Akcesórie zastupuje zirkón, zriedkavejší je rutil a turmalín. Základná hmota je karbonátová, tmel tvorí kalcit.

Porubské súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do spodného albu. Je zaradené na základe mikrofauny, pochádzajúcej z bridlíc zo sz. svahu Baraních rožkov (Biely, 1962; Salaj, 1962): *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Haplophragmoides nonionioides* REUSS, *Lagena apiculata* REUSS, *Bigenerina complanata* REUSS, *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA, *Anomalina (Gavelinella) complanata* REUSS, *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* REUSS, *Anomalina (Anomalina) djaffarovi* AGARALOVA, *Epistomina (Brotzenia)* cf. *spinulifera* REUSS, *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Lenticulina* sp.

## HRONIKUM

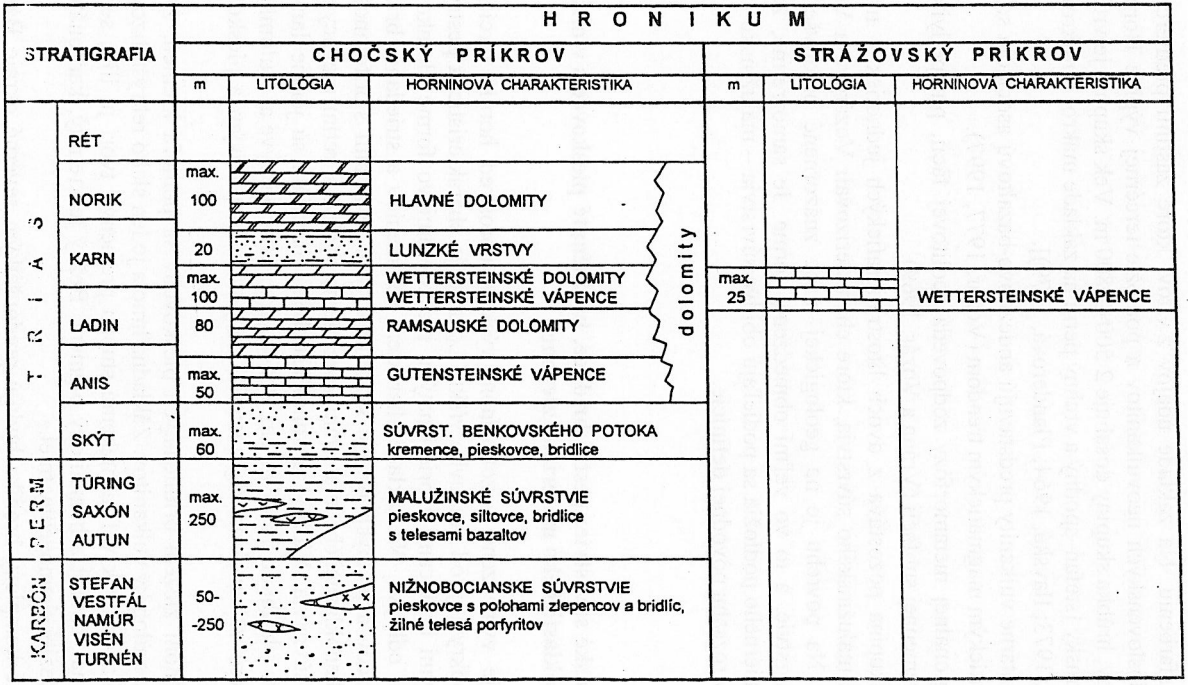
Hronikum (sensu Andrusov, 1973) je významná tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Reprezentuje ju sústava bezkorenných príkrovov. Práve v tomto mapovanom území sa vyskytujú na povrchu len redukované časti tejto jednotky, ale na stavbe predterciérneho podložia Nitrianskej pahorkatiny a severných častí Dunajskej panvy sa podieľa tak mezozoikum, ako aj mladšie paleozoikum hronika zastúpené ipoltickou skupinou (obr. 6).

### *CHOČSKÝ PRÍKROV*

### Mladšie paleozoikum

#### *Ipoltická skupina*

Predstavuje vulkanickosedimentárny súbor opakujúcich sa malých aj veľkých sedimentárnych cyklov. Absolútnu prevahu majú klastické sedimenty v sprievode andezitovo-bazaltových výlevov a sprievodných vulkanoklastík. Pre vnútornú stavbu ipoltickej skupiny je charakteristické hrubnutie klastického materiálu od bázy do jej vrchných častí a v tom istom smere aj výrazná zmena v zafarbení sedimentov – od prevažne tmavosivých a sivých odtieňov k pestrému červenosivému




Obr. 6 Litostratigrafická kolónka hronika (Zostavili: M. Polák a J. Vozár, 2000)

a červenému sfarbeniu. Na základe údajov z vrtov, ktoré zastihli predterciérne podložie stredoslovenských neovulkanitov a podložie tercérnej výplne Hornonitrianskej kotliny, hrúbka skupiny dosahuje 2 500–2 800 m. Vek skupiny je vrchnokarbónsko-permský [stefan–spodný a vrchný perm na základe makro- a mikroflóry (Sitár a Vozár, 1973; Ilavská, 1964; Planderová, 1979)].

Synsedimentárne vulkanity predstavujú andezitovo-bazaltovú asociáciu so stúpajúcim tholeiitickým magmatickým trendom (Vozár, 1977, 1997).

Stupeň regionálnej metamorfózy zodpovedá zeolitovej fácii, pumpellyitovo-prehnitovo-kremennej subfácii (Vrána a Vozár, 1969).

Ipoltická skupina pozostáva z dvoch litostratigrafických jednotiek – nižnobocianskeho a malužinského súvrstvia, ktoré charakterizovali Vozárová a Vozár (1979, 1981). Na povrchu je na geologickej mape znázornené predovšetkým malužinské súvrstvie, a to vo veľmi obmedzenej forme. Je samozrejmé, že na stavbe predterciérneho podložia sa podieľajú obidve súvrstvia – malužinské i nižnobocianske, v rozsahu pôvodnej definície.

**Perm**

**84 malužinské súvrstvie: pestré bridlice, bridličnaté pieskovce s vložkami vulkanoklastického materiálu, zlepence**

Súvrstvie je vymedzené v izolovanom výskyte uprostred hornín terciérno-kvartérneho pokryvu j. od Jankovho vŕšku. Lokalita je charakteristická pestrými, hlavne červenými bridlicami a bridličnatými pieskovcami vo forme úlomkov in situ a v malom odkryve. Na základe charakteru sedimentov a striedania bridličnatých pieskovcov a jemných bridlíc s bioturbačnými textúrami s prítomnosťou bázického vulkanoklastického materiálu korelujeme výskyt s tretím megacyklom malužinského súvrstvia. Vložky vulkanoklastického materiálu sú jemne laminované, jednotlivo s hrúbkou niekoľko cm. Pozorujeme ich v odkryve aj v úlomkoch. Podľa charakteru vulkanoklastický materiál zodpovedá popolovým a pieskovým tufitom.

Na minerálnom zložení bridličnatých pieskovcov sa podieľa kremeň, živce, klastické sľudy a úlomky vulkanitov. Základná hmota je len slabo rekryštalizovaná (prechod od diagenézy k veľmi nízkemu stupňu premeny), tvorí ju illit, sericit, kremeň, karbonát, chlorit a hematitový pigment. Bežný je kremitý, karbonátový, sericitový a železitý chemogénny tmel.

Mezozoické komplexy hronika budujú predovšetkým severné okraje Bánovskej kotliny, resp. južné okraje Strážovských vrchov, severozápadný okraj Tribeča – chalmovský ostrov – a východné okraje svahov Považského Inovca pri Závade.

Maheľ (1967, 1985) rozčlenil hronikum Strážovských vrchov na nasledujúce základné jednotky: chočský príkrov, v ktorom vyčlenil čiernovážsky vývin, bielovážsky vývin a prechodný, bebravský vývin.

Južné okraje Strážovských vrchov v tomto zmysle buduje prevažne bielovážsky faciálny typ. V juhovýchodnej časti okolia Veľkých Vesteníc a v oblasti chalmovského ostrova sú to prevažne súbory čiernovážskeho typu. Stratigrafické rozpätie tohto komplexu je anis–vrchny trias (norik).

Dolomitové masy vystupujúce j. od Partizánskeho v Tribeči zaradil Biely (1975) k chočskému príkrovu a svetlé vápence vystupujúce v ich nadloží k strážovskému príkrovu.

Izolovanú kryhu mezozoika pri Závade v Považskom Inovci pozostávajúcu hlavne z dolomitov zaradil Maheľ (in Maheľ et al., 1967) k chočskému príkrovu, zatiaľ čo Bystrický (1973) ju chápal ako súčasť tematínskeho príkrovu, ktorý zaraďoval k vyšším subtatranským príkrovom, teda ku gemeriku, neskôr k siliciku.

## Trias

### 83 súvrstvie Benkovského potoka: kremence, kremenné pieskovce, bridlice, slienité vápence (skýt)

Ako litostratigrafickú jednotku ho definoval Biely (1983) pre bazálnu pieskovcovú časť spodnotriasovej sekvencie hronika v Nízkych Tatrách. Súvrstvie je vyvinuté na južných svahoch Šípku a prebieha smerom na západ po južných svahoch Kamenných prielohov až k Brodzanom. Litologicky sú to biele, ružové, často však aj fialové, stredno- až hrubozrnné kremence a kremité pieskovce, vytvárajúce lavice hrubé 15–100 cm. Miestami obsahujú polohy mikrokonglomerátov. Vo vrchných častiach súvrstvia sa častejšie nachádzajú preplástky pestrých ílovitopiesčitých bridlíc.

Štruktúra horniny je psamitická, 70–80 % tvoria úlomky kremeňa rôzneho typu, zväčša angulárneho charakteru. Veľkosť úlomkov nepresahuje 3 mm. Živce sú zastúpené cca 5–8 % ortoklasu, v menšej miere sú to plagioklasy. Pomerne častý je sericit a muskovit. Z akcesórií je bežným minerálom zirkón, zriedkavý je rutil a turmalín. Základná hmota je kremito-sericitická, tmel je kremitý. Maximálna hrúbka súvrstvia v tomto území nepresahuje 50 m.

### 82 rauvaky: sivožlté s vložkami dolomitov (spodný trias)

V študovanom území tvoria izolované šošovky tiahnuce sa po južných svahoch Šípku, Kamenných prielohov a tvoria úzky pruh s. od kóty Veľká hora (mimo územia regiónu). Jediný malý výskyt je na severnom svahu vrchu Chotoma.

Ide o okrovožlté rauvaky brekciovitej štruktúry, často obsahujúce úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vystupujú na styku benkovského súvrstvia a tektonickej šupiny nižnobocianskeho súvrstvia. Na základe pozície ich vekovo zaraďujeme do najvyššej časti spodného triasu.

### 81 gutensteinské vápence: tmavosivé a čierne vápence (anis)

Táto litostratigrafická jednotka je vyvinutá hlavne s. od Trenčianskych Mitíc, sv. od Motešíc v okolí kóty Domková, v. od Timoradze, v niekoľkých miestach chalmovského ostrova a z. od Závady na hrebeni kóty Vinište.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne lavicovité vápence s hojnými bielymi kalcitovými žilkami. Hrúbka vrstiev varíruje od cm lamín po lavice hrúbky 1–2 m. Vo vápencoch sa často vyskytujú polohy svetlosivých lavíc dolomitov. Zriedkavo obsahujú vložky a polohy organodetritických vápencov so zvyškami rias a krinoidových článkov.

Mikrofaciálne sú to biomikrity a mikrosparity s nízkou frekvenciou organických zvyškov. Z organizmov sú prítomné úlomky krinoidov, lastúrnikov, brachiopód a foraminifer.

### 80 gaderské vápence: vápence (anis–ladin)

Niektoré šošovky tmavosivých vápencov uprostred dolomitov chalmovského ostrova štruktúrou veľmi pripomínajú novodefinované gaderské vápence (Polák et al., 1996). Sú hrubolavicovité, dosahujú hrúbku niekoľko desiatok metrov. V ich nadloží nasleduje masa svetlých až svetlosivých ramsauských dolomitov. Aj v týchto dolomitoch sa ešte nájdu šošovky svetlých alebo dolomitických vápencov. Ide zrejme o relikty pôvodných vápencov, ktoré boli dolomitizované.

### 79 ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity (vrchný anis–ladin)

S určitosťou môžeme k ramsauským dolomitom zaradiť len niekoľko výskytov v oblasti Trenčianskych Mitíc a v okolí Slatinky nad Bebravou.

Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Sú to zväčša drobnokryštalické, celistvé, často pórovité typy. Mikrofaciálne ide prevažne o sparity s ojedinelými zvyškami rias. Vek týchto dolomitov na základe prítomnosti rias *Diplopora annulata* (SCHAF) bol stanovený na ladin.

**78 reiflinské vápence: sivé a tmavosivé slienité hľuznaté vápence s rohovcami (vrchný anis–kordevol)**

V študovanom území vystupujú tieto vápence s. od Kostolných Mitíc, kde zaberajú malé plošné rozšírenie a hrúbka súvrstvia nepresahuje 30 m. Vystupujú v bezprostrednom podloží lunzkých vrstiev.

Litologicky sú to sivé a tmavosivé slienité, často hľuznaté vápence s hľuzami a súvislejšími polohami tmavosivých rohovcov. Sú zväčša lavicovité (5–30 cm). Mikrofaciálne sú to biomikrity s charakteristickými mikrofáciami pelagického typu. Zo súvrstvia pochádza bohaté spoločenstvo konodontov (Maheľ, 1985), ktoré dokumentujú vek súvrstvia vrchný anis–kordevol.

**77 wettersteinské vápence: svetlosivé a biele organodetritické a organogénne vápence (vrchný anis–spodný karn)**

Vystupujú v južnej časti Strážovských vrchov a sú lokalizované z. od Trenčianskych Mitíc, v širšom okolí Motešíc a v oblasti Slatinky nad Bebravou. Litologicky ich tvoria svetlosivé až biele lavicovité a hrubolavicovité, často až masívne organodetritické a organogénne vápence. Mikrofaciálne sú to hlavne biosparity s pomerne hojnou frekvenciou organických zvyškov, v konkrétnom prípade prevláda detrit dasykladaceí a kostrových elementov rifotvorných organizmov. Bystrický (1982) uvádza bohaté spoločensvo dasykladaceí, ktoré dokumentujú vek wettersteinských vápecov ako ladin–spodný karn.

**76 lunzké vrstvy: sivé jemnozrnné pieskovce, piesčité bridlice (jul)**

Sú lokalizované s. od Zemianskych Mitíc a s. od Záhrady, resp. z. od Závady. Maximálna hrúbka súvrstvia je cca 20 m.

Litologicky sú to sivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce striedajúce sa so sivými a zelenosivými piesčitými bridlicami. Pieskovce tvoria obyčajne tenké lavice hrúbky do 10 cm, bridlice dosahujú miestami hrúbku do 2 m.

Petrograficky sú pieskovce zložené z úlomkov kremeňa (65–70 %). Veľkosť zŕn neprevyšuje 1 mm. Nestabilnú zložku tvoria K a Ca-Na živce (cca 10 %) a sľudy. Základná hmota je karbonátovo-sericitická, tmel je karbonátový. Maheľ (1985) uvádza z lunzkých (šípkovských) vrstiev fosílie (lamelibranchiáta, foraminifery), ktoré dokumentujú stredný karn–jul.

**75 hlavné dolomity: lavicovité, sivé celistvé, pórovité a kryštalické dolomity (vrchný karn–norik)**

V študovanom území tvoria hlavné dolomity najvyššiu litostratigrafickú jednotku chočského príkrovu. Môžeme ich vyčleniť v nadloží lunzkých vrstiev, kardiových vrstiev a v nadloží strednotriasových členov.

Litologicky sú hlavné dolomity prevažne svetlosivej farby. Sú prevažne hrubolavicovité (1–2 m ), zväčša celistvé, mikrokryštalické, zriedkavejšie pórovité. Mikrofaciálne sú to najmä biosparity s rôznou frekvenciou organických zvyškov. Hlavný komponent tvorí detrit bivalvií a brachiopód.

**74 ramsauské a hlavné dolomity: lavicovité dolomity (stredný až vrchný trias)**

Komplex týchto dolomitov tvorí podstatnú časť študovaného územia. Vystupujú v území medzi Trenčianskymi Miticama a Motešicami a v. od Timoradze.

Litologicky sú to sivé, často svetlosivé celistvé a jemnokryštalické, sporadicky pórovité dolomity. Sú zväčša masívne, niekedy lavicovité, prevažne hrubolavicovité (2–3 m).

Čo sa týka ich stratigrafického postavenia, nemôžeme ho presne stanoviť pre nedostatok paleontologického materiálu, resp. neprítomnosť iných litostratigrafických jednotiek v súvrstviach, ktoré by pomohli komplex dolomitov rozčleniť.

*STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV*

**73 wettersteinské vápence (ladin)**

Na kóte 372,2 m z. od Brodzian a jz. od Partizánskeho vystupujú vo forme tektonických trosiek nad ramsauskými dolomitmi chočského príkrovu (Biely, 1975, 1977; Polák in Ivanička et al., 1998) svetlosivé až biele vápence. Sú prevažne masívne až hrubolavicovité, často organodetritické až organogénne, miestami sa vyskytujú oolitické vápence. Vápence sú výrazne tektonicky porušené, pukliny sú potiahnuté častým limonitickým povlakom. Zo štrukturálneho hľadiska sú to prevažne biosparity, len zriedka sú aj mikritické typy. Z organickej zložky je veľmi hojný najmä detrit lamelibranchiát, gastropód, dasykladaceí, a predovšetkým tzv. „riasových hrudiek", časté sú úlomky a prierezy vápnitých hubiek – sfinktozoí. Biely (1977) z týchto vápencov z identickej trosky v. od Krásna uvádza *Daonella indica* BITT., *Colospongia catenulata* OTT. a *Macroporella beneckei* SALOM. Toto spoločenstvo jasne indikuje ladinský vek vápencov. Celkový charakter vápencov, ako aj uvedená mikrofaciálna náplň dokumentuje, že ide o charakteristické wettersteinské vápence ladinského veku.

*TEMATINSKÝ PRÍKROV*

**72 wettersteinské dolomity (ladin–karn)**

Vystupujú len medzi Závadou a Záhradou. Sú súčasťou tematínskeho príkrovu (sensu Bystrický, 1973), v minulosti zaraďovaného ku gemeriku. Vystupujú v nad-

loží gutensteinských vápencov a v podloží lunzkých vrstiev. Západne od obce Závada sú odkryté vo veľkých lomoch, kde sa ťažia. Zastúpené sú pravdepodobne lagunárnym vývojom. Sú svetlosivej až bielej farby, často cukrovité, hrubovrstvovité až masívne. Pre silný stupeň rekryštalizácie sa v nich nenašli žiadne organizmy. Nezistili sa ani mikroskopicky, lebo hornina je rekryštalizovaná na čistý dolosparit.

Fosílie z tejto fácie sa zistili len mimo skúmaného územia, v okolí Tematína v západnej časti Považského Inovca.

## POPRÍKROVOVÉ (POKRYVNÉ) ÚTVARY

### Krieda

**Belická sukcesia** (Plašienka et al., 1994)

Sedimenty vrchnej kriedy v rámci regiónu sa zistili len v najjužnejšom cípe Považského Inovca s. od Hlohovca (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983).

Jej litologický charakter je rovnaký ako v severnej časti Považského Inovca, kde sedimenty vrchnej kriedy zistené Kullmanovou a Gašparikovou (1982) sú súčasťou belickej sukcesie a kde belickú sukcesiu stanovili Plašienka et al. (1994). V južnej časti Považského Inovca je vrchná krieda zastúpená hornobelickým súvrstvím s rázovskými a hrantskými vrstvami. Toto súvrstvie je fragmentom rozsiahlejšieho bazénu, ktorého staršie ani mladšie členy v južnom Inovci zatiaľ nepoznáme.

Pod termínom belická sukcesia Plašienka et al. (1994) chápu litotektonickú jednotku so sukcesiou stratigrafického rozsahu vrchná jura–vrchná krieda, vzniknutú na oceánskej (penninickej, resp. váhickej) doméne externe od tatrika. Charakteristickými členmi jej vrstvového sledu sú: silicitové lazianske súvrstvie vrchnej jury–spodnej kriedy a flyšové hornobelické súvrstvie vrchnej kriedy s rázovskými vrstvami („sivý" flyš) koňaku–santónu a hrantskými vrstvami („červený" flyš) kampánu–mástrichtu.

Vrchná krieda vystupujúca severne od Hlohovca zreteľne leží v nadloží granodioritov tatrika. Ich kontakt nie je odkrytý. V nadloží vrchnej kriedy (na iných miestach v nadloží spomenutých granodioritov, prípadne v nadloží sedimentov spodného triasu) vystupujú vápence pokladané za trias tribečskej sukcesie, ktorý je litologicky zhodný s kryhou Hradiska v severnej časti Považského Inovca (Plašienka et al., 1994). Kontakt vrchnej kriedy s nadložím (vápencom triasu) je zreteľne tektonický – násunový. Celé súvrstvie je deformované a metamorfne postihnuté, so vznikom metamorfnej foliácie a pravdepodobne aj s novotvorbou minerálov. Preto treba konštatovať, že stavba vnútorných Západných Karpát bola výrazne pogosausky dotvorená, ako je to už dlho známe v Severných vápencových Alpách.

Príslušnosť belickej sukcesie k váhiku nie je preukázaná. Jej vzťah k tribečskej sukcesii tatrika nebol doteraz uspokojivo charakterizovaný.

**Hornobelické súvrstvie**

Tvoria ho vrchnokriedové flyšové sedimenty stratigrafického rozsahu koňak až kampán (rázovské a hrantské vrstvy).

**71 rázovské vrstvy („sivý" flyš): pieskovce, laminy ílovcov, slieňovcov a vápencov (koňak–santón)**

Rázovské vrstvy vystupujú vo vinohradoch s. od Hlohovca a s. od reštaurácie Jašter.

Sivohnedé kremenné vápnité *pieskovce*, na vrstvových plochách sľudnaté, sa striedajú s veľmi jemnozrnnými sedimentmi – laminitmi (páskované „zebra" slieňovce). Laminity sú tvorené dvoma základnými zložkami – vápnitou (s hrúbkou lamín priemerne 1 mm) a nevápnitou (s hrúbkou lamín len desatiny mm). Vápnitú zložku zastupujú hlavne *slieňovce* okrovej farby, zriedkavejšie hnedosivé vápence. Nevápnitá zložka je zastúpená sivozelenými *ílovcami*.

Rázovské vrstvy vystupujúce pri Hlohovci majú pravdepodobne distálnejší charakter ako v severnom Inovci. Chýbajú v nich hrubšie zlepence (gravelity).

Vek vrstiev je stanovený len na základe analógie so severným Inovcom, kde ho preukázali Kullmanová a Gašpariková (1982).

**70 hrantské vrstvy („červený flyš"): slieňovce, organodetritické vápence (kampán)**

Hrantské vrstvy vystupujú vo vinohradoch s. od Hlohovca a j. od reštaurácie Jašter.

Pozostávajú z vápnitých bridličnatých ílovcov (slieňovcov) pestrých farieb (tehlovočervenej, hnedočervenej, hnedofialovej, ružovej a béžovej) a v malej miere aj z pestrých organogénnych vápencov.

Tehlovočervené *slieňovce* sa na prvý pohľad niekedy zdajú metamorfne nepostihnuté, väčšinou sú však metamorfne zbridličnatené a sú svetlejšie (ružové). Obsahujú spoločenstvo foraminifer (vzorka 955/E, výbrus č. 2200/83) kampánu. Mikrofaciálne ich vyhodnotila Boorová (in Havrila et al., 1998), ktorá z nich z foraminiferového biomikritu/biomikrosparitu (foraminiferový wackestone, lokálne packstone) s čiastočne rekryštalizovanou a silicifikovanou základnou hmotou určila (resp. revidovala spoločenstvo foraminifer kampánu určené Salajom in Havrila et al., 1983) nasledujúcu asociáciu foraminifer kampánu (pravdepodobne vyššieho): *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Globotruncana rugosa* (MARIE),

*Globortuncanita* aff. *atlantica* (CARON), *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Heterohelix* sp., *Heterohelix* cf. *striata* (EHRENBERG), *Hedbergella* sp. Prierezy schránok, resp. komôrok planktonických dierkavcov sú silno rekryštalizované, niektoré z nich vplyvom tlakového postihnutia sú čiastočne amputované. Okrem toho sa veľmi vzácne vyskytuje kremeň prachovej až piesčitej frakcie, niekedy undulózne zhášajúci. Bežné sú hydrosľudy so známkami usmernenia, resp. oxidy Fe, koré tvoria povlaky.

Ostatné litologické variety slieňovcov sú väčšinou zreteľnejšie tlakovo postihnuté, zbridličnatené, s tvorbou ílových minerálov na vrstvových plochách, resp. plochách foliácie a nezistila sa v nich žiadna fauna.

V pestrých (prelivy béžovej, sivej a hnedočervenej farby) *vápencoch* s organickým detritom sa zistila asociácia foraminifer kampánu – najpravdepodobnejšie spodného (vzorka 952/B, výbrus č. 2199/83). Mikrofaciálne ich vyhodnotila Boorová (in Havrila et al., 1998), ktorá z biomikrosparitu/biomikritu (foraminiferový packestone) s viac-menej rekryštalizovanou, lokálne silicifikovanou základnou hmotou určila dierkavce (niektoré z nich sú čiastočne pohltené v základnej hmote). Sú zastúpené silno rekryštalizovanými prierezmi schránok, resp. komôrok dominujúcej planktonickej a zriedkavej bentickej zložky (*Anomalina* sp., *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp.). Planktón reprezentuje *Globotruncanita elevata elevata* BROTZEN, *Globotruncanita elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Hedbergella* sp., *Hedbergella monmouthensis* (OLSSON). Organické zvyšky sú zastupené aj filamentmi, resp. rekryštalizovaným biodetritom. Prítomný je autigénny aj klastický, undulózne zhášajúci kremeň prachovej až piesčitej frakcie. Vyskytol sa bližšie neurčený ťažký minerál, lupienok muskovitu, resp. hydrosľudy, pyrit a záteky oxidov Fe.

Hrantské vrstvy vystupujúce s. od Hlohovca majú pravdepodobne distálnejší charakter ako v severnom Inovci. Chýbajú v nich hrubšie klastiká.

## TERCIÉR

### Paleogén

*PODTATRANSKÁ SKUPINA*

Paleogénne sedimenty (v zmysle Grossa, Köhlera a Samuela, 1984) v regióne zaraďujeme do *podtatranskej skupiny*. Vo všetkých starších prácach (Maheľ, 1953, 1974, 1985; Brestenská et al., 1980; Gašparik, 1953 atď.) sa tieto usadeniny označovali ako centrálnokarpatský paleogén alebo vnútrokarpatský paleogén.

V úvode je potrebné pripomenúť, že paleogénne sedimenty Nitrianskej pahorkatiny sú tvorené litofaciálnymi celkami (súvrstviami) s istými odlišnosťami od

typických postupností klasickej podtatranskej skupiny. Nie je tu vyvinuté napr. hutianske súvrstvie (ktoré je regionálne vyvinuté v ostatných územiach) a nenachádzame tu ani len relikty očakávaného bielopotockého súvrstvia. Ďalšou odlišnosťou opisovaného regiónu je výskyt desiatky až niekoľko 100 m hrubého súvrstvia hornín okrajovej litofácie (označené ako terchovské vrstvy; in Šimon et al., 1977) nachádzajúcej sa v pozícii, kde by sme očakávali hutianske súvrstvie (obr. 7).

Paleogénne sedimenty v Nitrianskej pahorkatine vystupujú iba v nesúvislých denudačných reliktoch bez možnosti štúdia profilov, kde by bolo možné sledovať priamo superpozíciu súvrství. Nadložné celky nad borovským súvrstvím sú bežne prekryté hrubými kvartérnymi pokryvmi znemožňujúcimi detailnejšie členenie.

Jediným „bodom", kde máme kompletný geologický profil paleogénnych súvrství v tomto regióne, je termálny vrt BnB-1 v Bánovciach nad Bebravou (hoci tu sa priebežne neodoberalo vrtné jadro).

V študovanom území rozlišujeme ***borovské, okrajové*** (terchovské) a ***zuberecké súvrstvie.***

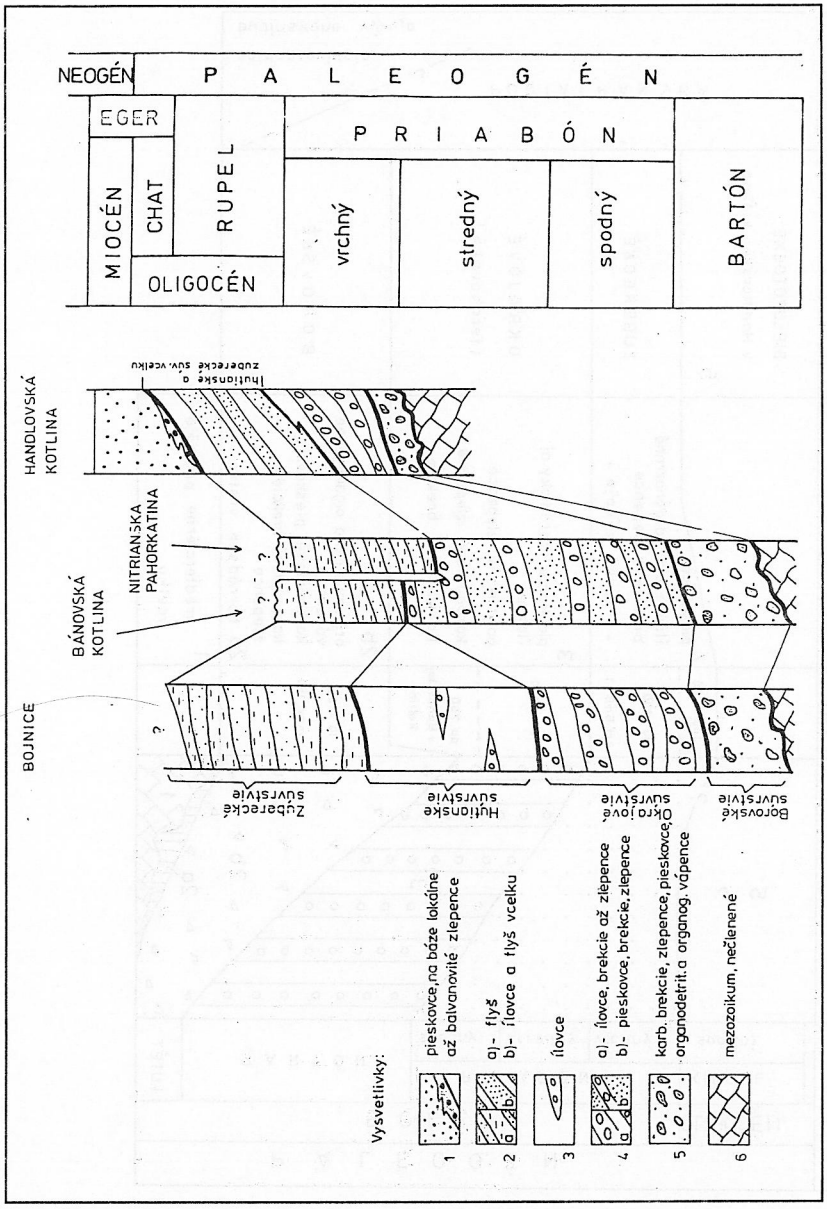
**69b) paleogén vcelku** (len v geologickom reze);

**69a) borovské súvrstvie: brekcie, zlepence, pieskovce, organodetritické vápence, v spodnej časti lokálne hornádske vrstvy (bartón–spodný priabón)**

Pod borovským súvrstvím (v zmysle Grossa, Köhlera a Samuela, 1984) chápeme všetky paleogénne sedimenty rôzneho pôvodu (kontinentálne, deltové, morské – transgresívne), ktoré sa usadili priamo a diskordantne na staršie predterciérne podložie. V prevažnej miere ide o morské sedimenty neflyšového charakteru, pozostávajúce z pestrej palety horninových typov.

Spodná, miestami značne nerovná plocha opisovaného súvrstvia konzervuje členitý reliéf suchej zeme, ktorý sa tvoril v období kontinentálnej suchozemskej etapy, v paleocénno-strednoeocénnom období (pretrvávajúcom cca 25 mil. rokov; podľa rádiometrických údajov Berggrena et al., 1983). Borovské súvrstvie vytvára súvislý pruh na južnom úpätí Strážovskej vrchoviny (čo je už mimo územia nášho regiónu), ale v Nitrianskej pahorkatine ho nachádzame iba na malých plochách v nadväznosti na jeho mezozoické podložie, bežne na tektonicky vyzdvihnutých kryhách (obr. 8).

Najspodnejšie polohy bez akejkoľvek fauny, tvorené stmelenými ostrohrannými úlomkami, predstavujú najskôr predtransgresívne sedimenty, označené (Filo a Siráňová, 1998) ako *hornádske vrstvy*. Tie bývajú často úplne deštruované alebo prepracované následnou transgresiou. Sú to sedimenty, ktorých charakteristickým znakom je, že najspodnejšie polohy sú tvorené klastikami hornín tvoriacich ich




Obr. 7 Korelačná litostratigrafická kolónka nadväzujúcich regiónov.
(Zostavil: P. Gross, 1997.)

Obr. 8 Litologicko-stratigrafická kolónka paleogénu. (Zostavil: P. Gross, 2000).

bezprostredné podložie, neprejavujúce žiadne znaky usadzovania v morskom prostredí, s úlomkami, ktoré nevykazujú ani najmenšie náznaky transportu.

Tam pričleňujeme napríklad dolomitové brekcie, výrazné svojou čisto bielou farbou, vystupujúce v údolí bezmenného potoka 1 km severne od Nových mlynov (východné úpätie Považského Inovca). Sú takmer na nerozoznanie od podložných triasových dolomitov. Najspodnejšie polohy borovského súvrstvia sú tu tvorené 0,5 až 3 cm veľkými úlomkami dolomitov, ktoré sú stmelené dolomitovými zrnami pieskovej frakcie bez akejkoľvek inej cudzorodej prímesi. Vyššie v profile opisovaného súvrstvia postupne pribúdajú úlomky, ale už aj opracované obliaky mezozoických hornín širšieho okolia. Hornina sa stáva polymiktnou.

Na lokalite Nové mlyny (2 km jv. od osady Záhrady) vystupujú karbonátové brekcie s vysokou prevahou dolomitových úlomkov nad vápencami, resp. ojedinelými úlomkami až zrnami kremencov, pieskovcov (nie paleogénneho veku) a kremeňa. Tmel je karbonátovo-ílovitý, často pórovitý, takže hornina vizuálne pripomína rauvaky. Podobne ani tu sa nenašli žiadne organické zvyšky.

Na severnom okraji Skačian v smere na Sviniu horu (363,2 m) leží borovské súvrstvie priamo na verfénskych horninách chočského príkrovu. Obliaky sú tu tvorené červenofialovými bridlicami, siltovcami a pieskovcami, kremencami a žilným kremeňom, pričom smerom do nadložia začínajú postupne pribúdať obliaky karbonátov veľké až do 60 cm. Celý tento pruh borovského súvrstvia má charakteristický piesčito-ílovitý červenofialový tmel, ktorý je príčinou podobného sfarbenia pôdy v širokom okolí.

Na východ od Skačian v zárezе cesty k cintorínu je odkryté súvrstvie numulitových vápencov v nadloží s vápnito-ílovitými pieskovcami, ktoré sú tiež doslova preplnené numulitmi. Bieda (1957) z nich určil druhy *Nummulites perforatus sismondai* (ARCHIAC), *Assilina exponens* (SOWERBY), *Assilina spina* (ROISSY) a považuje ich za asociáciu lutétskeho veku.

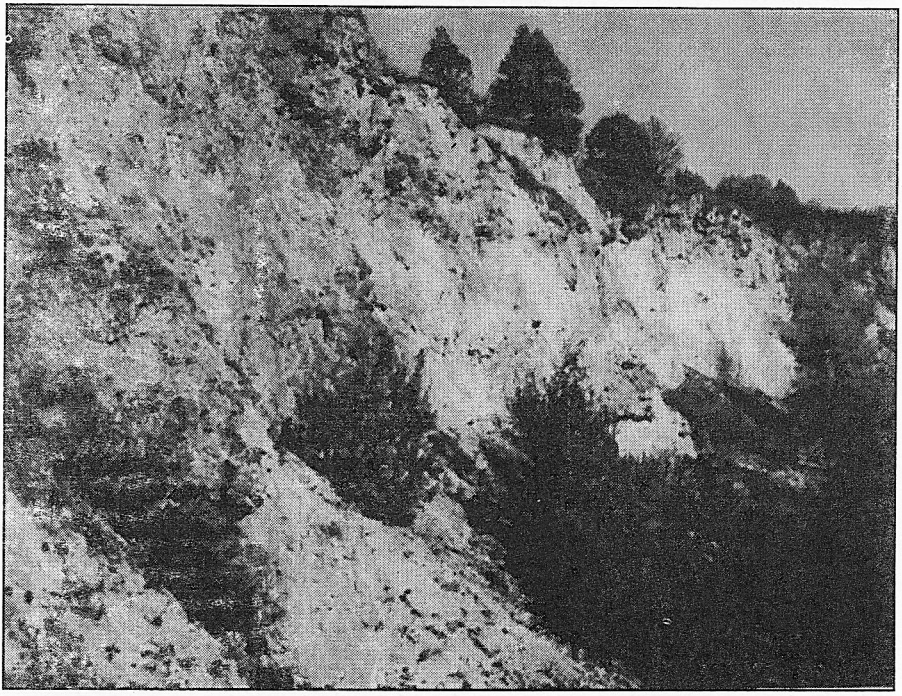
Bohatú faunu mäkkýšov z tejto lokality spracovala Ondrejíčková (1958). Najhojnejšie sú zastúpené ulitníky, najmä turitely *Turritella imbricata* (LAM.), *Turritella cornifera* (DESCH.) a iné, cerítie *Campanilla cornucopiae* (SOW.), *Potamites vulcani* (BROGN.) a iné, ampuliny *Ampulina rustica* (DESH.) a i., z lastúrnikov určila *Corbula exarata* (DESH.). Okrem mäkkýšov sa tu vyskytujú ježovky a koraly.

Denudačné zvyšky borovského súvrstvia sa nachádzajú aj v okolí Záhrady (Brestenská, 1954), kde najspodnejšie polohy tvoria karbonátové brekcie a zlepence s karbonátovým tmelom piesčitej zrnitosti, miestami s hojnými numulitmi a ojedinelými pekténmi. Vo vyšších polohách sa nachádzajú lavice numulitových vápencov, tiež s jadrami mäkkýšov a úlomkami ježoviek.

Na malej ploche jv. od Záhrad opisuje Brestenská v podloží karbonátových zlepencov fosílnu hlinito-ílovitú sutinu s prevahou úlomkov kryštalinika, ktorá v jej interpretácii vznikla v kontinentálnom období pred transgresiou paleogénne-

ho mora. Detailným štúdiom tohto odkryvu sa zistilo, že študované zlepence tvorené snáď až 90-percentným podielom silno zvetraných rúl sa nachádzajú preukázateľne v nadloží borovského súvrstvia a náležia už k neogénnemu sedimentačnému cyklu. Ďalšie lokality zlepencov tohto typu sme nikde v širšom okolí nezistili.

V okolí Bánoviec nad Bebravou sa nachádzajú drobnozrnné karbonátové brekcie pri Látkovciach, Vesteniciach a Hradišti. Dokonale odkryté borovské súvrstvie sa nachádza v opustenom lome 1 km jv. od Uhrovca pri ceste na Jankov vŕšok.



Obr. 9 Zlepence borovského súvrstvia, lokalita Hradište – opustený kameňolom.
Foto: J. Pristaš.

Súčasťou najmä vyšších polôh borovského súvrstvia sú organogénne a organodetritické vápence. Nachádzajú sa v prístupných odkryvoch na lokalite Marušiná (cca 3 km sv. od Uhrovca, tesne za hranicami regiónu). Veľké foraminifery vyzbieral a určil Köhler (1992).

Ide tu o nasledujúce druhy: *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites* cf. *heimi* (ROZLOZSNIK), *Nummulites millecaput* (BOUBÉE), *Nummulites peforatus* (MONTFORT), *Nummulitec.* cf. *striatus* (BRUGUIÉRE), *Nummulites.* cf. *variolarius*

(LAM.), *Operculina schwageri* (SILVESTRI), *Assilina exponens* (SOWERBY), *Discocyclina* cf. *discus* (RÜTT.), *Discocyclina pulcra* (CHECCHIA – RISPOLI), *Discocyclina strophiolata* (GÜMBEL), *Asterocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., *Linderina* sp.

Z iných organických zvyškov tu boli identifikované koralinné riasy, *Solenomeris, Distichoplax biserialis* (DIETRICH), machovky, lastúrniky *(Ostrea)*, červy (*Ditrupa* sp.) aj serpulidné rúrky, krinoidy, ostne ježoviek, malé foraminifery *(lokhartie)*, rotalidy, *Gyroidinella carpathica* (SAM.), aglutinancie, miliolidy, sférogypsiny, sesilné nubekulárie a vzácne aj globigerinidné formy.

Ako prostredie vzniku táto asociácia avizuje otvorenú rampu smerujúcu k moru, jej plytkovodnú časť s deštrukciou organizmov vlnami. Stratigrafické postavenie lokality je bartón.

Nie celkom doriešeným problémom je výskyt dolomitových brekcií s dolomitovým zrnitým tmelom, ktoré sa nachádzajú 1 km j. od Dubodielu. V ich blízkom okolí sa vyskytujú východy ramsauských dolomitov, ktoré môžeme považovať za ich bezprostredné podložie.

Brekcie je možné klasifikovať ako súčasť ramsauských dolomitov (tektonická brekcia?). Na základe prítomnosti úlomkov a blokov gutensteinských vápencov v materiáli (Pristaš et al., 1999) sa skôr prikláňame k verzii, že tu ide o najspodnejšiu časť borovského súvrstvia. Ani v týchto brekciách sa nenašla žiadna fauna.

Vo výskumnom geotermálnom vrte FGTZ-1 Topoľčany (Fendek et al., 1989) bola pod 1 510 metrami neogénnych sedimentov prevŕtaná karbonátová brekcia v hrúbke 125 m (úsek 1 510–1 635 m). Havrila a Vozárová (in Fendek et al., 1989) ju opisujú ako dolomitovú a nižšie vápencovú brekciu.

V prípade prvého typu brekcií v základnej dolomitovej hmote zemitého vzhľadu „plávajú" úlomky celistvého dolomitu rôznych odtieňov sivej farby. Veľkosť klastov sa pohybuje od mm úlomkov do maximálne 35 mm. Základná hmota je charakterizovaná ako dolosparit až dolomikrit. Zriedkavo sa tu vyskytujú úlomky schránok ulitníkov bez bližšieho určenia.

Pri druhom type brekcií sú úlomky tvorené gutensteinskými vápencami veľkými do 15 mm, ktoré sú rozptýlené vo vápnitej základnej hmote. Je možné charakterizovať ju ako mikrit s akcesorickými zrnami kremeňa; úlomky ako mikrosparit až sparit s paralelnou laminációu. Ako uvádzajú autori, vek súvrstvia môže byť stredný trias alebo paleogénne borovské súvrstvie. Opisované brekcie neposkytli žiadnu stratigraficky cennú faunu.

V termálnom vrte BnB-1 (Bánovce nad Bebravou) bolo prevŕtané borovské súvrstvie od 1 900 m do konečnej hĺbky vrtu 2 000 m, t. j. v hrúbke 100 m. Tento údaj je iba orientačný, pretože vrtné jadro sa odobralo z hĺbky 1 800 m a posledné z hĺbky 2 000 m. Vrchnú hranicu borovského súvrstia sme stanovili interpoláciou.

Borovské súvrstvie vo vrte tvorí monomiktná dolomitová brekcia s úlomkami veľkými 2 až 70 mm, ojedinele sa našli klasty veľké až 170 mm. Tmeliacu hmotu tvorí jemnozrnná dolomitová drvina hnedoružovej až ružovej farby. Brekcie majú

jemne pórovitú textúru (najskôr ide o dutiny po rozpadnutých a vylúhovaných klastoch dolomitu).

Hrúbka borovského súvrstvia v Nitrianskej pahorkatine je značne premenlivá. Kolíše od niekoľkých metrov do maximálne 150 m.

Stratigrafické začlenenie borovského súvrstvia v regióne bolo stanovené na základe štúdia veľkých foraminifer (Bieda, 1957; Vaňová in Maheľ a Gross, 1975 a Köhler in Kernáts et al., 1992). Výsledky týchto štúdií poukazujú na bartón až najnižšiu časť priabónu.

**68 okrajové súvrstvie (terchovské súvrstvie): brekcie, zlepence, pieskovce, ojedinelé polohy ílovcov (bartón–spodný priabón)**

V regióne Nitrianskej pahorkatiny nachádzame uvedené sedimenty zachované len vo forme denudačných reliktov, zrezaných väčšinou až na úroveň bazálneho borovského súvrstvia.

Všetky vyššie súvrstvia (okrajové i zuberecké) paleogénneho cyklu nachádzame prakticky izolovane.

Pretože územie opisovaného regiónu priamo nadväzuje na pomerne dobre preskúmanú Bánovskú kotlinu (Maheľ a Gross, 1975; Kernáts et al., 1992; Gross, 1980), je takmer isté, že vrstvové sledy – celky – budú viac-menej identické.

V severnej časti Bánovskej kotliny (v úseku Kšinná – Omastiná – Rudno) nad borovským súvrstvím sa nachádzajú desiatky až stovky metrov hrubé polohy prevažne karbonátových zlepencov, striedajúce sa s pieskovcami a ojedinelými tenkými vrstvičkami ílovcov.

Zo sedimentologického hľadiska je tu už jasný náznak prehlbovania panvy (ílovce), no blízkosť okraja je výrazne avizovaná brekciami, zlepencami a pieskovcami s úlomkovým materiálom takmer zhodným s materiálom borovského súvrstvia. Zrejme zdrojové zóny klastického materiálu, ktorých deštrukciou sa vytvorili bazálne sedimenty, aj počas tvorby okrajového súvrstvia naďalej dodávali hrubé klastiká.

Také hrubozrnné a hrubé polohy, aké sa našli v severnej časti Bánovskej kotliny (400–700 m v úseku Omastinná – Nitrianske Rudno), sme na území Nitrianskej pahorkatiny nikde nenašli. V okolí Hradišťa, resp. Skačian, a inde nachádzame iba hrubozrnné pieskovce s kde-tu vtrúsenou frakciou drobnozrnných zlepencov, resp. lavičkami drobnozrnných, prevažne karbonátových zlepencov.

Predpokladáme, že v Bánovskej časti tohto územia sa nachádza proximálna časť okrajového súvrstvia, resp. kužeľa, zatiaľ čo v priestore Hradište – Skačany a inde sa stretávame s distálnou časťou litofácie.

Aj v Bánovskej kotline vo vyšších horizontoch nadobúdajú prevahu hrubozrnné až strednozrnné pieskovce. Polohy zlepencov, často parazlepencov, v hrubých pieskovcových úsekoch majú miestami preukázateľne charakter

podmorských zosuvov. Na rozdiel od pomerne jednotvárneho zloženia hornín borovského súvrstvia (častá monomiktnosť) je v obliakovom materiáli okrajového súvrstvia už vyššia horninová pestrosť. Okrem najhojnejších karbonátových klastov tu nachádzame aj obliaky kremeňa, granitoidných hornín, kryštalických bridlíc a tiež paleogénne intraklasty.

Východy okrajového súvrstvia sa nachádzajú pri Skačanoch a Hradišti. Tu sú horniny v pripovrchovej časti značne rozložené, rozpadajúce sa na nesúdržný piesok, čo znemožňuje meranie úložných pomerov a vôbec akékoľvek detailné štúdium súvrstvia. Nesúvislé, kvartérnymi sedimentmi prekryté odkryvy sa nachádzajú aj v okolí Pravotíc, Jerichova a Vysočian.

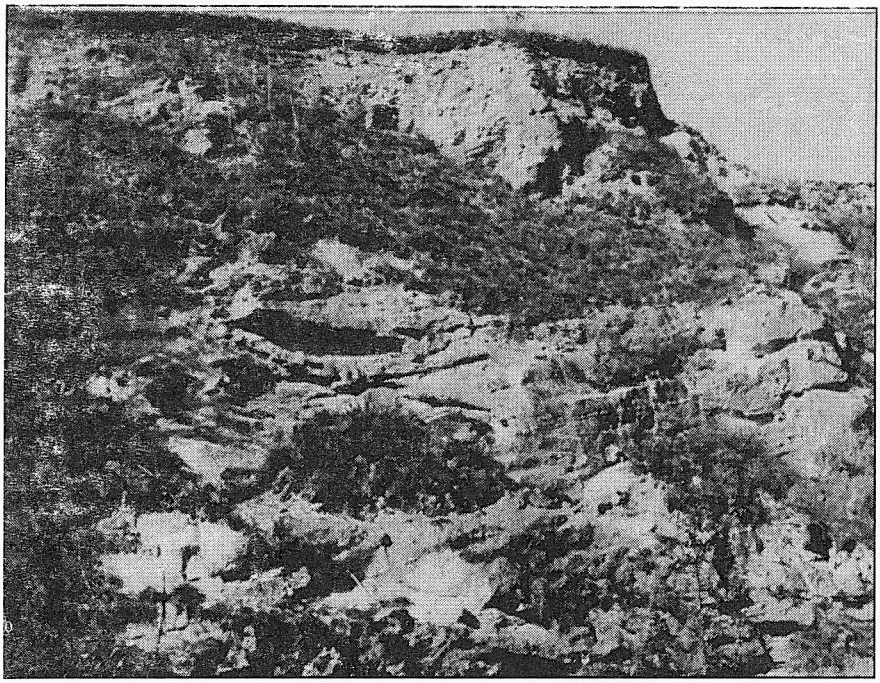
Reprezentačný odkryv sa nachádza v lomovej stene na západnom okraji Vysočian (obr. 10). Vystupujú tu masívne, niekoľko m hrubé, slabo spevnené pieskovce. Pieskovec je žltosivej farby, stredno- až hrubozrnný, miestami už na dotyk rozpadavý. Veľmi osobité sú v ňom cm až dm hrubé lavice (výrazne tvrdšie a v dôsledku selektívneho zvetrávania vystupujúce z mäkších pieskovcov) modrosivých vápnitých pieskovcov so zvýšeným podielom organických zvyškov, predovšetkým veľkých foraminifer. Tieto horniny je možné klasifikovať ako organodetritické piesčité vápence. Vytvárajú buď súvislé, neprerušované lavice, alebo častejšie sú prerušované, znova sa objavujúce, tvoriace niekoľko decimetrov až metrov dlhé šošovkovité útvary. Takéto „potrhanie" pôvodne súvislej polohy mohlo vzniknúť v dôsledku synsedimentárneho skĺzavania zapríčineného napr. zvýšením sklonu morského dna počas sedimentácie (tektonika). S podobnými fenoménmi sa stretávame napr. vo vyššej časti borovského súvrstvia v Liptovskej kotline (Gross et al., 1980, str. 40).

Analýzu faunistického spoločenstva tu uskutočnil Köhler (in Pristaš et al., 1997), ktorý určil nasledujúce druhy: *Nummulites budensis* (HANTKEN), *Nummulites* cf. *fabiani*, *Nummulites orbignyi* (GALEOTTI), *Nummulites* aff. *prestwichianus* (JONES), *Nummulites pulchellus* (DE LA HARPE), *Nummulites semicostatus* (KAUFM.), *Nummulites stiratus striatus* (BRUGUIÉRE), *Nummulites granulosus* (BOUSAC), *Discocyclina pratti* (MICHELIN), *Discocyclina pulcra* (CHECCHIA – RISPOLI), *Discocyclina sella* (D´ARCHIAC), *Dixcocyclina strophiolata* (GÜMBEL), *Discocyclina varians* (KAUFMAN), *Asterocyclina* sp.

Z ostatných organických zvyškov tu boli identifikované koralinné riasy, machovky, lastúrniky, červy (*Ditrupa*), krinoidy, malé foraminifery (sférogypsiny, rotalidy, aglutinácie a miliolidy).

Na základe zachovanej fauny ide o plytkovodný sediment so sústavným vysokým prínosom detritického materiálu, pravdepodobne čiastočne splavovaným do príbrežnej časti panvy.

V termálnom vrte BnB-1 bolo prevŕtané okrajové súvrstvie v úseku od 1 300 do 1 900 m, t. j. v 600-metrovej hrúbke. V tejto hrúbke s občasným jadrovaním a slabým výnosom jadra sa striedajú stredno- a hrubozrnné pieskovce s 20–200 až 400 cm



Obr. 10 Lavice pieskovcov marginálneho súvrstvia paleogénu pri Vysočanoch.
Foto: J. Pristaš.

hrubými lavicami polymiktných zlepencov, kde-tu s tenkými, do niekoľko cm hrubými polohami ílovcov.

Zlepence s obliakmi od 0,5 do 2 cm sú tvorené klastami spodného triasu (červenofialové bridlice, siltovce, kremence a pieskovce). Zväčša sú gradačne zvrstvené. V návrte 1 608–1 614 m majú zlepence v prevahe základnú hmotu tvorenú piesčito-ílovitou substanciou. V nej „plávajú" úlomky dolomitov, verfénskych hornín, ojedinele kremeňa, ktoré sa navzájom nedotýkajú. Ide tu o typické parazlepence s najväčšími obliakmi do 7 cm. Pieskovce v tomto úseku tvoria 100 až 200 cm hrubé lavice. Ílovce vystupujúce v tenkých polohách majú výrazné tektonické zrkadlá.

V najspodnejšom návrte okrajového súvrstvia (1 795–1 800 m) majú prevahu svetlosivé nevápnité pieskovce nad ojedinelými, do 5 cm hrubými polohami nevápnitých ílovcov. V pieskovcoch nachádzame ojedinelé vtrúsené obliaky prevažne dolomitov veľkých do 3 cm a zriedkavé, do 7 cm veľké závalky ílovcov (?paleogénneho veku).

Hrúbka okrajového súvrstvia v sv. časti Nitrianskej pahorkatiny sa pohybuje v rozmedzí 100–?200 m. V smere k Bánovskej kotline narastá, pričom maximum, cca 700 m, dosahuje už mimo územia regiónu, v priestoroch medzi Kšinnou a Nitrianskym Rudnom (Maheľ a Gross, 1975; Gross, 1978).

Vek súvrstvia v Bánovskej kotline bol stanovený na základe štúdia veľkých foraminifer (Vaňová in Maheľ a Gross, 1975; Köhler in Kernáts et al., 1992; Köhler in Pristaš et al., 1997). Pohybuje sa v rozmedzí bartónu a priabónu. Na väčšine lokalít bol stanovený spodný priabón.

### 67 zuberecké súvrstvie: pieskovce a ílovce (flyš), sporadicky s lavicami brekcií a zlepencov (vrchný priabón–?spodný oligocén)

Po usadení plytkovodného borovského súvrstvia a do istej miery hlbšie usadeného okrajového súvrstvia pravdepodobne v dôsledku ilýrskej fázy vrásnenia došlo k poklesu karpatského bloku ako celku, a tým aj k regionálnemu vývoju flyšu zubereckého súvrstvia v podtatranskej skupine. Tento litotyp sa dnes všeobecne považuje za sediment hlbokého mora.

Vo flyšových sedimentoch Bánovskej kotliny nachádzame miestami vtrúsené úlomky a obliaky karbonátov, niekedy tenké lavice karbonátových brekcií a zlepencov. Častá je aj prítomnosť zuhoľnatenej rastlinnej drviny atď., čo svedčí stále o nie veľkej vzdialenosti od pevniny alebo o existencii početných ostrovov.

Relatívne najlepšie odkrytie flyšu zubereckého súvrstvia nachádzame v širokom okolí Bánoviec nad Bebravou, čo je už sčasti mimo regiónu Nitrianskej pahorkatiny.

Flyš zubereckého súvrstvia je možné sledovať od Uhrovca cez Naštice po Bánovce, po oboch brehoch potoka Radiša, kde vystupuje v eróznych svahoch potoka spod pliocénnych a kvartérnych sedimentov. V podobnej pozícii nachádzame flyšové sedimenty s. od Brezolúp (nad potokom Hydina) a v okolí Miezgoviec. Flyšové sedimenty v okolí Jerichova a v smere na vrch Široká (329 m) sú zastúpené (Dzulynski a Smith, 1964) subfáciou flyšu s prevahou pieskovcov.

Pieskovce na uvedených lokalitách sú najčastejšie homogénne zvrstvené, menej často nepravidelne zvrstvené, stredno- i hrubozrnné. Tvoria lavice hrubé 10–30 cm, maximálne 100 cm. Vápnitý tmel je po krátko trvajúcom zvetrávaní odplavený, hornina sa postupne stáva pórovitou, rozpadáva sa, až sa mení na slabo súdržný piesok.

V niektorých laviciach sa nachádzajú vtrúsené, navzájom sa nedotýkajúce obliaky dolomitov alebo aj vápencov. Na spodnej strane lavíc nachádzame ojedinelé stopy po činnosti organizmov (organoglyfy). Stopy indikujúce smer transportu materiálu po morskom dne sme, žiaľ, nenašli.

Ílovce sú premenlivo vápnité i nevápnité, s rôznym podielom siltovej prímesi, dosahujúce hrúbku 10–20 cm, maximálne 50 cm. V subfácii flyšu s prevahou pies-

kovcov (Jerichov a inde) dosahujú ílovce hrúbku iba niekoľko mm, resp. úplne chýbajú. V takýchto prípadoch je medzi pieskovcovými lavicami iba viac-menej výrazná vrstvová škára.

V termálnom vrte BnB-1 bolo zuberecké súvrstvie prevŕtané v úseku 700 (830?) až 1 300 m, t. j. v hrúbke 550 m. Do určitej miery je otázne rozhranie neogénu a paleogénu, ktoré sa litologicky prejavuje v hĺbke 700 m (z údajov opisu vrtu P. Grossom); Bondarenková et al. (1990) uvádzajú rozhranie v hĺbke 830 m (bez faunistických dôkazov).

Flyšové súvrstvie vo vrchnej časti má prevahu vápnitých ílovcov nad lavicami pieskovcov. Ílovce majú bežne siltovcovú prímes, miestami s konvolútovou laminá-ciou. V úseku 904–909 m vysoko prevládajú ílovce, tektonicky silno porušené, prehnetené, s množstvom technických zrkadiel. Občas sa tu vyskytujú do 20 cm hrubé lavice siltovcov až jemnozrnných pieskovcov so sklonom do 45°. Tie sú homogénne zvrstvené.

V spodnej časti zubereckého súvrstvia v opisovanom vrte (od 1 150 do 1 350 m) bolo prevŕtané súvrstvie s pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov (typický flyš). Hrúbka pieskovcov a ílovcov dosahuje bežne okolo 50 cm.

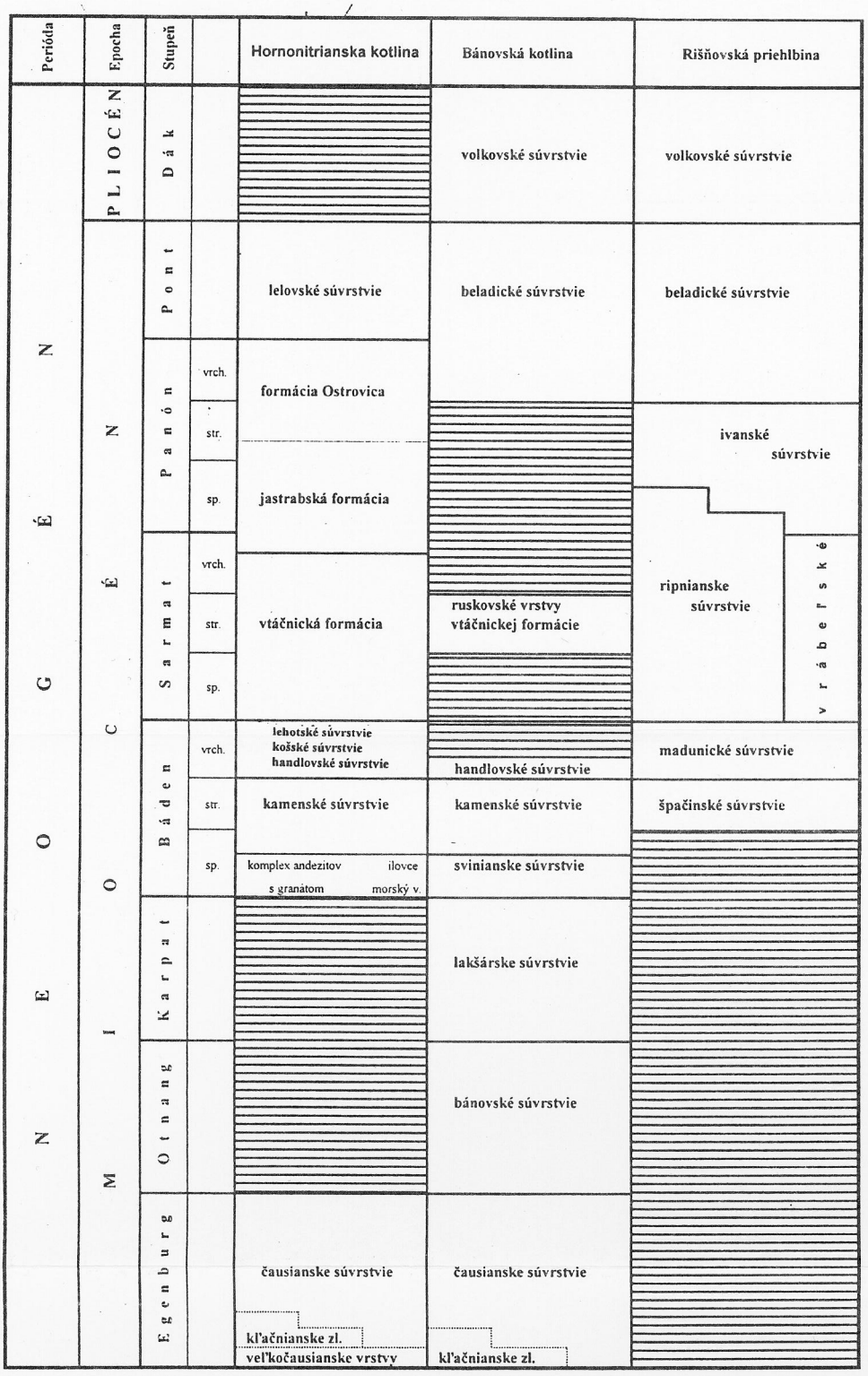
O výskytoch flyšu na území Nitrianskej pahorkatiny (južne od Bánovskej kotliny) nemáme takmer žiadne záznamy. V prirodzených odkryvoch, ba ani vo výkopových prácach sa nenašiel. Pre všeobecne hrubý kvartérny pokryv nemožno vylúčiť jeho výskyty niekde pod ním.

Je tu možná aj tá alternatíva, že v popaleogénnom období územie Nitrianskej pahorkatiny bolo oproti Bánovskej kotline tektonicky vyzdvihnuté. V dôsledku toho boli vyššie polohy tvorené zubereckým súvrstvím takmer kompletne denudované. Táto úvaha však ostáva iba v hypotetickej rovine.

### 66 zuberecké súvrstvie: silno vápnité ílovce s ojedinelými tenkými lavicami pieskovcov (vrchný priabón–?spodný oligocén)

Na severnom okraji Veľkých Krštenian vidno striedanie 10–50 cm hrubých polôh okrovo žltých, silno vápnitých ílovcov (fácia pripomína typický šlír) s niekoľko cm hrubými lavicami jemnozrnných a strednozrnných pieskovcov. Pelity majú ostrohranný hrubokusovitý rozpad bez akýchkoľvek náznakov bridličnatého rozpadu. Pieskovce sú vápnité, slabo súdržné až rozpadavé. Opisovaný vývoj budí dojem neogénnych sedimentov.

Nájdená mikrofauna (Samuel in Gross, 1980), pokiaľ ju nebudeme ako celok považovať za redeponovanú, poukazuje na priabónsky vek sedimentov. Podobne aj staršie určenia (Brestenská in Kuthan et al., 1963) mikrofauny [*Globigerina* ex gr. *bulloides* (ORB.), *Globigerina eocanica* (TERQUEM), *Globigerina varianta* (SUBOTINA) a iné, globorotálie, gümbeliny, hantkeniny atď.] potvrdzujú vrchno-




Obr. 11 Litostratigrafia jednotlivých jednotiek regiónu Nitrianska pahorkatina a ich korelácia s Hornonitrianskou kotlinou (Zostavil: K. Fordinál, 2000.)

bez sedimentácie

eocénny (priabónsky) vek súvrstvia. Hrúbka flyšového vývoja v okolí Veľkých Krštenian dosahuje do 90 m.

V prípade, že určená mikrofauna by bola kompletne resedimentovaná, opisovaný vývoj by už nenáležal k sedimentom paleogénneho veku, ale muselo by sa podmienečne uvažovať o jeho neogénnom zaradení.

Celková hrúbka flyšu zubereckého súvrstvia v Bánovskej kotline dosahuje 600 m, ba možno aj 700 m; južným smerom do Nitrianskej pahorkatiny sa jeho hrúbka výrazne zmenšuje a na mnohých miestach sa už nevyskytuje vôbec (napr. vo vrte Topoľčany).

Na základe výsledkov štúdia malých foraminifer (Samuel, nepublik. údaje) a vápnitého nanoplanktónu (Potfaj, nepublik. údaje) z niekoľkých odobraných vzoriek sa vek stanovil na vyššiu časť priabónu. Spodnooligocénny vek sa tu zatiaľ jednoznačne nepotvrdil.

## Neogén

Región Nitrianska pahorkatina v zmysle regionálnogeologického členenia (Vass et al., 1988) tvoria tri jednotky. Severnú časť zaberá Bánovská kotlina a južnú časť tvorí rišňovská a komjatická priehlbina.

Neogénne sedimenty Nitrianskej pahorkatiny majú iný vývoj v severnej časti regiónu – Bánovskej kotline – ako v južnej časti – rišňovskej priehlbine a západnej časti komjatickej priehlbiny. Líšia sa stratigrafickým rozšírením, ako aj faciálnym vývojom sedimentov.

Spodnomiocénne sedimenty na území Nitrianskej pahorkatiny sa zistili len v Bánovskej kotline. Zastupujú ich sedimenty egenburského až karpatského veku. Usadzovali sa v morskom a brakickom prostredí. Strednomiocénne sedimenty (bádenské až sarmatské) Bánovskej kotliny vznikli v sladkovodnom prostredí, len v období spodného bádenu zasahovali do tejto oblasti ingresie mora z Hornonitrianskej kotliny. Na spoločný vývoj s Hornonitrianskou kotlinou poukazuje aj prítomnosť vulkanoklastických hornín bádenského a sarmatského veku pochádzajúcich z Vtáčnika (tab. 1). Vrchnomiocénne sedimenty (vrchnopanónske až pontské?) sa usadzovali v sladkovodnom jazernom prostredí a vývoj bol už spoločný s rišňovskou priehlbinou. Táto komunikácia pokračovala aj v priebehu pliocénu.

V rišňovskej a komjatickej priehlbine sa začal neogénny sedimentačný cyklus až v strednom bádene. Stredno- a vrchnobádenské sedimenty sa usadzovali v morskom prostredí. Sarmatské a spodnopanónske usadeniny sedimentovali v severnej časti rišňovskej priehlbiny v sladkovodnom, pravdepodobne deltovom prostredí (Fordinál a Elečko, 2000), v južnej časti rišňovskej a západnej časti komjatickej priehlbiny v brakickom prostredí (Gaža a Beinhauerová,

1976). Strednopanónske sedimenty sa v oboch uvedených priehlbinách usadzovali v jazernom brakickom prostredí a vrchnopanónske a pontské v sladkovodnom prostredí. Pliocénne sedimenty vznikli v jazernom, deltovom a riečnom prostredí (Töröková, 1999).

## Miocén

### Spodný miocén

#### Egenburg

#### 65 čausianske súvrstvie – kľačniansky zlepenec: zlepence, pieskovce

Čausianske súvrstvie pozostáva z bazálnych okrajových a šelfových, resp. panvových sedimentov.

Hrubozrnné bazálne sedimenty boli opísané ako kľačniansky zlepenec. Hlavnú masu súvrstvia tvorí sivý vápnitý íl/ílovec a prach/prachovec s piesčitou laminá-ciou a bridličnatým rozpadom (šlír). Sú to sedimenty otvoreného morského šelfu. Šlír leží buď priamo na kľačnianskom zlepenci, alebo prechod tvorí ich striedanie s vápnitými lavicovitými pieskovcami.

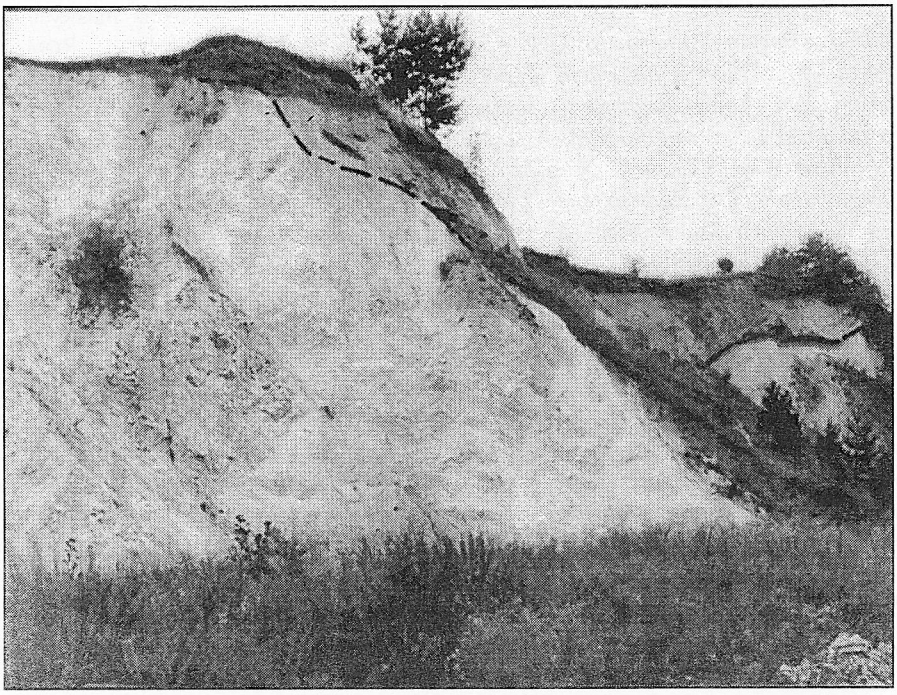
Súvrstvie leží transgresívne a diskordantne na predneogénnom podloží, a to buď na súvrstviach paleogénu, alebo na zvrásnených alpínskych jednotkách centrálnych Západných Karpát mezozoického veku. Vystupuje na povrch najmä v s. časti kotliny (oblasť medzi jastrabským a bebravským (timoradzským) zlomom. V južnej časti Bánovskej kotliny sú sedimenty čausianskeho súvrstvia zakryté sedimentmi bánovského súvrstvia otnanského veku.

*Kľačniansky zlepenec* tvoria v prevažnej miere zlepence, v menšej miere sú zastúpené aj pieskovce. Reprezentuje morské litorálne usadeniny (obr. 12).

Kľačniansky zlepenec leží diskordantne a transgresívne na značne členitom mezozoickom podklade. Uvedené sedimenty lemujú južný okraj Strážovských vrchov medzi Trenčianskymi Miticami a Krásnou Vsou a východný okraj Považského Inovca v okolí obce Dubodiel. Väčšina výskytov predstavuje len denudačné zvyšky pomerne malej plošnej rozlohy a hrúbky. Hrúbka sedimentov overená vrtmi v okolí Horných a Dolných Motešíc dosahuje cca 40 m (Kollárik, 1962; Mikuláš, 1968).

Klastickú zložku zlepencov tvoria takmer výhradne mezozoické karbonatické horniny (dolomity, vápence), v menšom množstve žilný kremeň. Veľkosť obliakov sa pohybuje v rozmedzí 1 až 6 cm, väčšie obliaky sa vyskytujú zriedkavo a sú viazané na bázu vrstiev. Okrem hrubozrnných zlepencov sa vyskytujú aj jemnozrnné, prechádzajúce do hrubozrnných pieskovcov. Spevnenie polôh

zlepenca závisí od karbonátového tmelu, resp. obsahu dolomitového piesku (pevné, resp. rozpadavé polohy).



Obr. 12 Transgresia egenburgu na dolomity chočského príkrovu; Krásna Ves – kameňolom. (Foto: J. Pristaš.)

Zlepence vznikali v štrkových osypoch na okrajoch skalnatého pobrežia. Pozorovateľné je v nich šikmé zvrstvenie spôsobené vlnením a výrazné narastanie hrúbky polôh smerom do panvy, ktoré bolo determinované značným paleosklonom pobrežia (Baráth a Kováč, 1989; Baráth, 1993). Na základe fauny mäkkýšov možno konštatovať, že uvedené klastické sedimenty boli deponované do normálneho morského infralitorálneho prostredia.

V pelitických vložkách nachádzajúcich sa v kľačnianskych zlepencoch sa zistila asociácia foraminifer s prevahou lageníd a aglutinancií (Brestenská, 1977; Zlinská, 1999).

Fauna mäkkýšov v zlepencoch sa zistila v Horných Motešiciach (v lome a v blízkosti kóty Ostrá hora), Dolných Motešiciach, v Kostolných Miticiach a Krásnej Vsi (Vaňová, 1955; Ondrejíčková, 1975, 1979).

V Horných Motešiciach (lom) sa zistila relatívne bohatá asociácia mäkkýšov s druhmi *Pecten (P.) hornensis* DEP. – ROM., *Pecten (P.)* cf. *hornensis* DEP. – ROM., *Pecten* sp., *Chlamys justiniana* (FONTANNES), *Ch.* cf. *scabrella* (LM.), *Chlamys costai* (FONTANNES), *Chlamys* sp., *Anomia ephipium* cf. *ephipium* L., *A. ephipium* cf. *costata* BROCC., *A. rugosa* SCHAFFER atď. V blízkosti kóty Ostrá hora sa našli druhy *?Glycymeris* sp., *Pecten (P.) hornensis* DEP. – ROM., *Pecten* sp., *Anomia ephipium pergibbosa* SACCO, *Pitar schafferi* KAUTSKÝ, *Venus* sp. a *Balanus* sp.

V Dolných Motešiciach sa zistili druhy *Chlamys justiniana* (FONTANNES), *Ch. costai* (FONTANNES) a *Chlamys* sp.

V Kostolných Miticiach sa zistila chudobná fauna mäkkýšov obsahujúca druhy *Pecten (P.)* cf. *hornensis* DEP. – ROM., *?Pecten* sp., *Chlamys* cf. *justiniana* (FONTANNES) a *Chlamys* sp.

V Krásnej Vsi (v lome) sa našli mäkkýše *Chlamys* cf. *scabrella* (LM.), *Chlamys* sp. a *Anomia* sp.

V uvedených spoločenstvách mäkkýšov sa nachádzajú stratigraficky významné druhy *Pecten hoernensis* DEP. – ROM., *Chlamys justiniana* (FONT.), *Anomia ephippium costata* BROCC a *Pitar schafferi* KAUTSKÝ, poukazujúce na egenburský vek zlepencov (Vaňová, 1955; Ondrejíčková, 1979).

**64b) egenburg vcelku** (len v geologickom reze);

**64a) čausianske súvrstvie: vápnité íly/ílovce, prachy/prachovce, pieskovce**

Pelitické sedimenty vystupujú na povrch pri severnom okraji Bánovskej kotliny. Ležia nad kľačnianskymi zlepencami, alebo ich prechod tvorí ich striedanie s vápnitými lavicovitými pieskovcami.

Najväčšia preverená hrúbka sedimentov egenburského veku je 204,4 m* (vrt DB-15, 775,0–979,4 m).

Generálne ide o sivé a žltosivé vápnité prachovce a ílovce s piesčitou prímesou s lastúrnatým a črepinovitým rozpadom. Smerom do nadložia sa piesčitosť a vápnitosť znižuje.

---

* Hranicu egenburg–otnang vo vrte DB-15 uvádza Brestenská v jednotlivých prácach rôzne. V práci z roku 1975a zaraďuje sedimenty vrtu DB-15 takto: egenburg (946–979,4 m), egenburg–otnang (630,6–946 m), otnang (456,4–630,6 m) a karpat (2,5–456,4 m). Vo vysvetlivkách ku geologickej mape Bánovskej kotliny 1 : 50 000 (Brestenská et al., 1980) sú sedimenty vrtu zaradené do egenburgu (635–979,4 m), otnangu (456,4–635,0 m) a karpatu (2,5–635,0 m). V článku z roku 1983 posúva hranicu otnang–egenburg nižšie, do hĺbky cca 913 m (odčítané zo schematického profilu vrtu DB-15).

Vo vrte DB-15 v intervale 775–979,0 m sa vyskytujú sivé a tmavosivé pevné ílovce so stredným priemerom zŕn 0,0083 mm a nízkym stupňom vytriedenia. Priemerná hodnota koeficientu triedenia So je 3,41. Charakter rozdelenia zrnitostných fácií je bimodálny. Spodná časť uvedených sedimentov má hodnotu Sk 1,88 a 1,32. Obsah ťažkých minerálov je nízky (väčšinou do 2,34 %, výnimočne až 12,73 %). Sedimenty sa vyznačujú bohatým zastúpením autigénnych minerálov, pyritu a sideritu. V šlírových polohách v hĺbke 775–945 m sa nachádzajú polohy kyslých (ryodacitových a ryolitových) tufitov (Marková, 1975).

Šlírové sedimenty egenburského veku obsahujú bohatú mikrofaunu. Hlavne na základe vrtu DB-15 boli zdola nahor vyčlenené nasledujúce spoločenstvá foraminifer (Brestenská, 1975a, 1977):

1. s prevahou lageníd a aglutinancií,
2. s pyritizovanými diatomaceami a foraminiferami,
3. s rádiolériami.

Prvé spoločenstvo, vyskytujúce sa vo vrte DB-15 v intervale 965 až 979 m, je bohaté a diverzifikované. Vyznačuje sa prevahou lageníd a aglutinancií. Kvantitatívne i kvalitatívne chudobnejšie asociácie tohto spoločenstva sa zistili vo vrte DB-5 (Zlinská, 1999).

Uvedené spoločenstvo sa vyznačuje prítomnosťou druhov *Rhizammina* aff. *algaeformis* BRADY, *Bathysiphon taurinensis* SACCO, *Spiroplectamina carinata* (ORBIGNY), *Textularia* ex gr. *gramen* ORBIGNY, *Vulvulina pennatula* (BATSCH), *Semivulvulina* ex gr. *pectinata* (REUSS), *Cyclammina acutidorsata* (HANTKEN), *C. rotundidorsata* (HANTKEN), *C. praecancellata* VOLOSHINOVA, *Nodosaria latejugata* GÜMBEL, *Lenticulina cultrata* (MONTFORT), *L. inornata* (ORBIGNY), *L. clericii* (FORNASINI), *L. mamilligera* (KARRER), *L. arcuatostriata* (HANTKEN), *L. meznericae* (CICHA), *Marginulina glabra* ORBIGNY, *M. hirsuta* ORBIGNY, *Marginulinopsis* aff. *fragaria* GÜMBEL, *Globulina gibba* ORBIGNY, *Sphaeroidina bulloides* ORBIGNY, *Stilostomella elegans* (ORBIGNY), *Bulimina elongata* ORBIGNY atď. (Brestenská, 1975b).

Druhé spoločenstvo sa vyskytuje v intervale 947–964 m vrtu DB-15. Na rozdiel od prvého spoločenstva je menej diverzifikované a vyznačuje sa prítomnosťou veľkého množstva rozličných pyritizovaných foraminifer a diatomaceí. Z foraminifer sa najčastejšie vyskytujú *Saccamina* sp., *Cibicidoides budayi* (CÍCHA et ZAPLETALOVÁ), *C. ungerianus* (ORBIGNY), *Bulimina elongata* ORBIGNY, *Chilostomella ovoidea* REUSS, *Reophax sp.*, *Caucasina schischkinskaye* (SAMOILOVA), *Virgulinella pertusa* (REUSS), *Cibicides lobatulus* (WALKER et JACOB), *Cribrononion minutum* (REUSS), *Lagena vulgaris* WILLIAMSON, *Siphonina reticulata* (CZJEZEK), *Ammonia* ex gr. *beccarii* (LINNÉ) a *Protelphidium* ex gr. *granosum* (ORBIGNY); (Brestenská, l. c.).

V ich nadloží v hĺbkovom intervale 775–945 m sa nachádzajú batymetricky pravdepodobne najhlbšie sedimenty šlírového súvrstvia. Obsahujú redeponované rádiolárie.

Uvedené sedimenty sa zistili aj vo vrte DB-8 (12–84 m). Tvorí ich prevažne sivý nevrstvovitý íl, v ktorom sa vyskytujú polohy sivých pieskovcov (Seneš a Brestenská, 1963; Brestenská, 1977). Okrem vrtov sa sedimenty s rádiolériami nachádzajú aj v povrchových odkryvoch medzi Trenčianskymi Miticami a Timoradzou (Brestenská, 1977). Južne od Bošianskej Neporadze sa v týchto sedimentoch našiel aj sklovitý tufit (Marková, 1977).

Sedimenty egenburského veku sa zistili aj vo vrte DB-9 (41–65 m). Tvorí ich sivý vápnitý íl, v terminálnych častiach s ojedinelými úlomkami uhlia a tenkostennými schránkami mäkkýšov (Seneš a Brestenská, l. c.). Zistil sa v nich vápnitý nanoplanktón zóny NN2–NN3 *Discoaster druggi – Sphenolithus belemnos* (Lehotayová, 1976, 1977).

Šlírové sedimenty čausianskeho súvrstvia sa zistili aj v lome v Krásnej Vsi. Nachádzajú sa v nadloží kľačnianskych zlepencov a obsahujú bohaté asociácie foraminifer zóny N5 a vápnitého nanoplanktónu zóny NN2. Identifikované boli foraminifery: *Cyclammina rotundidorsata* (HANTKEN), *Spiroplectamina carinata* (ORBIGNY), *Vulvulina pennatula* (BATSCH), *V. colei* CUSHMAN, *Textularia* ex gr. *gramen* ORBIGNY, *Binegerina directa* CUSHMAN et ELLISOR, *Semivulvulina* ex gr. *pectinata* (REUSS), *Siphotextularia* sp., *Karreriella chilostoma* (REUSS), *Cylindroclavulina rudis* (HANTKEN), *Martinotiella communis* (ORBIGNY), *Nodosaria acuminata* HANTKEN, *N. bacillum* DEFRANCE, *N. latejugata* GÜMBEL, *Lenticulina arcuatostriata* (HANTKEN), *L. calcar* (LINNÉ) atď.; nanoplanktón: *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *C. pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Corynacyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) BUKRY, *Discoaster* sp., *Discolithus macroporus* DEFLANDRE, *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE et WILCOXON, *H. carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *Reticulofenestra bisecta* HAY – MOHLER – WADE, *R. excavata* LEHOTAYOVÁ, *R. lockeri* MÜLLER, *R. pseudoumbilica* (GARTNER) GARTNER; (Brestenská a Lehotayová, 1983). Okrem uvedených fosílií sa našli aj ostrakóda *Cytherella* sp., *Henryhowella asperrimma* (REUSS) a *Bosquetina* sp. (Brestenská a Lehotayová, l. c.).

V Rožňovej Neporadzi v šlíroch čausianskeho súvrstvia sa našlo bohaté spoločenstvo mäkkýšov obsahujúce druhy: *Nucula nucleus* (L.), *N. compta* GOLD., *Yoldia nitida* (BROCCHII), *Anadara diluvii* (LM.), *A. darwini* (MAYER), *Anadara sp., Glycymeris sp. Modiolus sp., Musculus philippi* (WOLF), *Pinna pectinata brocchii* ORBIGNY, *Pinna* sp., *Lentipecten corneum denudatum* (REUSS), *Cyprina islandica rotundata* BRAUN a iné (Ondrejíčková, 1979). Okrem mäkkýšov v sedimentoch uvedeného súvrstvia sa našlo aj chudobné spoločenstvo vápnitej nanoflóry, v ktorom sa v najväčšom množstve vyskytovali druhy *Coccolithus pelagicus*

(WALLICH) SCHILLER a *Cruciplacolithus tenuiforatus* CLOCCHIATTI – JERKOVIC (Lehotayová, 1976).

**Otnang**

**63 bánovské súvrstvie: íly/ílovce, pieskovce**

Názov je odvodený od mesta Bánovce nad Bebravou, resp. od kotliny, v ktorej toto súvrstvie bolo opísané. Súvrstvie pôvodne bez formálneho názvu opísala Brestenská (1983). Neskoršie dostalo názov súvrstvie Bánovskej kotliny (Bánovce Basin Formation; Gašparik, Brestenská a Jiříček in Steininger et al., 1985). Tento názov Vass (1989a in Keith et al., 1989, 1994) upravil do dnešnej formy: bánovské súvrstvie. Pôvodne boli do súvrstvia zahrnuté flyšoidné a šlírové sedimenty otnangu a karpatu. Markantný litologický rozdiel medzi oboma časťami súvrstvia s ohľadom na iné súvrstvia západokarpatských panví spochybňuje definíciu tohto súvrstvia. Zatiaľ čo spodná, flyšoidná časť súvrstvia je svojím spôsobom svojrázna a odlišná od iných súvrství, vrchná časť súvrstvia zakončená šlírovými sedimentmi je podobná lakšárskemu súvrstviu vo Viedenskej panve, sčasti aj modrokamenskému súvrstviu v Juhoslovenskej panve (v Novohradsko-nógradskej panve). Okrem toho by súvrstvie malo predstavovať sedimentačnú sekvenciu zahŕňajúcu transgresívne sedimenty, sedimenty pokojného stavu hladiny mora (still stand) i regresné sedimenty (ak sú zachované). Z tohto hľadiska sa zdá, že bánovské súvrstvie podľa pôvodného opisu Brestenskej (1983) zahŕňa dve sedimentačné sekvencie. Preto bolo uvedené súvrstvie rozdelené na dve súvrstvia: spodné – bánovské (otnang) – a vrchné súvrstvie (karpat). Aby sa vyhlo zavádzaniu nových názvov, bol pre toto súvrstvie prevzatý názov z Viedenskej panvy: lakšárske súvrstvie (Vass, 1999).

Bánovské súvrstvie je tvorené na báze šlírovým súvrstvím (vo vrte DB-15 775–740 m) a prevažnú časť tvorí monotónne „flyšoidné súvrstvie" (DB-15, 775 až 635 m). Preň je charakteristické striedanie aleuritických a piesčitých polôh.

Vo flyšoidnom súvrství je priemerný stredný rozmer zŕn v pieskovcových polohách 0,2 mm. Priemer koeficientu triedenia So je 2,17. Prachy flyšoidného súvrstvia majú priemer zŕn 0,019 mm, priemer So = 2,89. Typ rozdelenia je vždy bimodálny a koeficient Sk negatívny. Íly majú v tomto súvrství najmenšie kvantitatívne zastúpenie. Priemerná hodnota Md je 0,008 mm, So = 2,81, typ rozdelenia je bimodálny a koeficient Sk vždy negatívny.

V ílovej litofácii prevláda z ílových minerálov montmorillonit a vo flyšoidnej kaolinit nad montmorillonitom (Marková, 1975).

Sedimenty bánovského súvrstvia ležia v nadloží sedimentov čausianskeho súvrstvia. Na povrch vystupuje v severnej časti územia (medzi jastrabským a bebravským (timoradzským) zlomom, v priestore medzi obcami Timoradza, Horňany a Svinná (obr. 27). V južnej časti sú zakryté sedimentmi lakšárskeho súvrstvia

karpatského veku. Bánovské súvrstvie sa zistilo vo vrtoch DB-15 Horňany (456,4 až 775 m; Brestenská et al., 1980), DB-18 Timoradza (3–150 m; Brestenská et al., 1976) a DB-19 Rožňová Neporadza (14,3–53,2 m).* Najväčšia hrúbka bánovského súvrstvia sa zistila vo vrte DB-15, a to 218,6 m.

Bánovské súvrstvie je veľmi chudobné na organické zvyšky. Na jeho báze sa nachádzajú spoločenstvá tekamöb tvorené rodom *Silicoplacentina*.** Uvedené sedimenty sa zistili iba vo vrte DB-15 (635–771 m). Vyskytujú sa v najvyšších častiach šlírových a spodnej časti flyšoidných sedimentov.

Okrem uvedených foraminifer sa v nich našla chudobná fauna mäkkýšov (vo vrte DB-15 v hĺbke 577,5 m), v ktorej boli identifikované druhy *Mytilus* sp. indet., *Congeria* sp. indet., *Gyraulus trochiformis dealbatus* (BRAUN) a *Ancylus moravicus* RZEHAK (Ondrejíčková, 1975). V bánovskom súvrství sa vyskytujú aj úlomky kostičiek, zúbky rýb, zuhoľnatené rastlinné zvyšky, redeponované foraminifery, rádiolárie a kostrové elementy silicispongií.

## Karpat

### *Lakšárske súvrstvie*

Lakšárske súvrstvie v Bánovskej kotline tvoria na báze pieskovce s rozptýlenými obliakmi, polohami zlepencov a ílovcov. Uvedené sedimenty reprezentujú transgresívnu litorálnu litofáciu ležiacu so skrytou diskordanciou na sedimentoch bánovského súvrstvia otnanského veku. Tieto sedimenty plynule prechádzajú do litofácie, ktorú tvoria sivé jemnozrnné pieskovce až aleurity. Tie sa striedajú so sivými vápnitými ílovcami (flyšoidný vývoj). Terminálnu časť sedimentov karpatského veku v Bánovskej kotline tvoria vápnité ílovce (šlíry). V sedimentoch karpatského veku boli z mikropaleontologického hľadiska vyčlenené od bázy nahor tri typy asociácií (Brestenská, 1977):

1. veľmi chudobná asociácia,
2. asociácia s prevahou diatomaceí,
3. bohatá mikroasociácia s hojným zastúpením planktónu.

---

* Pôvodne boli sedimenty bánovského súvrstvia otnanského veku vo vrte DB-19 identifikované v hĺbkovom intervale 61–143 m (Brestenská et al., 1976; Brestenská, 1977). Na základe nových biostratigrafických výsledkov získaných štúdiom vápnitého nanoplanktónu boli do otnangu zaradené sedimenty z hĺbkového intervalu 14,3–53,2 m (Žecová, 1999).

** V minulosti sa sedimenty so silicoplacentinami zaraďovali do najvyššej časti egenburgu (Brestenská, 1977; Brestenská in Brestenská et al., 1980; Maheľ, 1985). Až neskôr boli zaradené do otnangu (Brestenská, 1983; Kováč et al., 1999).

Bázu lakšárskeho súvrstvia v Bánovskej kotline tvoria sivé, stredno- až hrubozrnné vápnité pieskovce s rozptýlenými obliakmi, ako aj polohy zlepencov a v menšej miere ílovcov. Obliaky tvorí kremenec, kremeň a dolomit. Vo väčšine prípadov sú dobre opracované. V ílovcoch sa nachádzajú laminky diatomitov (do 1 mm) a chodbičky po červoch. Tieto sedimenty sa zistili iba vo vrte DB-15 (304,0–438,35 m). Uvedené sedimenty plynule prechádzajú do litofácie, ktorú tvoria sivé jemnozrnné pieskovce až aleurity striedajúce sa so sivými vápnitými ílovcami (flyšoidný vývoj). Výskyt týchto sedimentov sa zistil vo vrte DB-15 (200,7–304,0 m) a na povrchu južne od Trenčianskych Mitíc

V uvedených sedimentoch sa vyskytuje prvý typ a čiastočne aj druhý typ asociácií, ktoré vyčlenila Brestenská (1977).

Prvá asociácia nadväzuje priamo na otnanské asociácie. Nachádzajú sa v nej len úlomky kostí rýb a ich zúbky spolu so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Bola vyčlenená vo vrte DB-15 (288–438,35 m). Od sedimentov bánovského súvrstvia sa líši prítomnosťou ílovcovej polohy (388–400 m), v ktorej sa nachádzajú laminky diatomitov hrubé 1 mm. Zistili sa v nich druhy *Actinocyclus undatus* (CLEVE) RATRAY (prevládajúci druh), *Coscinodiscus gorbunovii* SHESH. var. *ethmodiscoides* MOISS, *C. pannonicus* f. *minima* HAJÓS, *C. variabilis* KRASSSKE, *Cyclotella meneghiniana* KÜTZ., *Melosira praeislandica* JOUSÉ, *M. praeislandica* JOUSÉ f. *curvata* JOUSÉ, *Stephanodiscus astrea* (EHR.) GRUN. var. *minutula* (KÜTZ) GRUN., *Synedra rumpens* KÜTZ. var. *fragilarioides* GRUN a cysty *Chrysostomatacea*. Ide o zmiešanú asociáciu morských planktonických a sladkovodných foriem poukazujúcich na karpatský vek (Hajós in Brestenská et al., 1976).

Druhá asociácia je charakteristická bohatým výskytom diatomaceí a zasahuje až do spodnej časti pelitického (šlírového) súvrstvia karpatského veku.

Sedimenty vyznačujúce sa bohatým výskytom diatomaceí sa nachádzajú vo vrte DB-15 (95–288 m), DB-16 (40–100 m) a v povrchových výskytoch v okolí Bobota. V spodnej časti týchto sedimentov sa vyskytujú len ojedinelé drobné diskovité nepyritizované diatomacea s ojedinelými foraminiferami, zastúpené najmä druhom *Ammonia* ex. gr. *beccarii* (L.). Vzácne sa vyskytujú aj poškodené schránky ostrakód rodu *Cytheridea* a *Xestoleberis*. Stredná časť je podobná spodnej, len v nej sú diatomacea zastúpené vo väčšom množstve a sú pyritizované. Vrchná časť sedimentov s prevahou diatomaceí tvorí prechod medzi asociáciou s bohatým výskytom diatomaceí a s asociáciou s hojným zastúpením planktónu. V tejto časti prevládajú diskovité pyritizované diatomacea, ale polohy s foraminiferami sa vyskytujú častejšie a asociácie sú bohatšie a diverzifikovanejšie. Z bentonických foraminifer sa najčastejšie vyskytujú druhy *Praeglobobulimina pupoides* (ORBIGNY), *Heterolepa* ex gr. *dutemplei* (ORBIGNY),

*Valvulineria complanata* (ORBIGNY), *Melonis soldanii* (ORBIGNY), *Stilostomella elegans* (ORBIGNY) atď. Planktón zastupujú pteropóda a foraminifery *Globigerina praebulloides* BLOW a *Globigerina angustiumbilicata* BOLLI (Brestenská, 1977).

**61b) karpat vcelku** (len v geologickom reze);
**61a) vápnité íly (šlír)**

Vápnité ílovce (šlíry) tvoria vrchnú časť sedimentov karpatského veku. Priemerná hodnota zrnitosti týchto sedimentov Md je 0,03 mm (0,007–0,05 mm), priemer So je 2,58 (1,73–4,63). Charakter rozdelenia zrnitostných frakcií je väčšinou bimodálny, hlavné maximum v zrnitostnej frakcii 0,05–0,02 mm, menej sa vyskytuje lognormálny charakter rozdelenia s maximom v kategórii 0,1–0,05 mm (Marková, 1975). V týchto sedimentoch sa zistil výskyt vulkanického skla (DB-15; 26–145,5 m) poukazujúci na autochtónne alebo redeponované produkty ryodacitového alebo ryolitového vulkanizmu.

Pre uvedenú litofáciu je charakteristický v spodnej časti 2. typ (opísaný v predchádzajúcej časti) a vo vrchnej 3. typ asociácie.

Tretia asociácia sa vyznačuje bohatými spoločenstvami foraminifer s hojným zastúpením planktónu. V najväčšom množstve sa vyskytovali *Globigerina angustiumbilicata* BOLLI, *G. praebulloides* BLOW a *G. quinqueloba* NATLAND. Z bentonických foraminifer boli zastúpené *Spiroplectammina carinata* (ORB.), *Karreriella gaudryinoides* (FORNASINI), *Sigmoilina tenuis* (CZJZEK), *Lenticulina barbati* (CUSHMAN et HOBSON), *L. clerici* (FORNASINI), *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN, *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Bolivina hebes* MACFAD, *Bulimina elongata* ORB. (Brestenská, 1977; Zlinská, 1998b).

Okrem foraminifer sa v týchto sedimentoch vyskytoval vápnitý nanoplanktón zóny NN-4 s druhmi *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *C. pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coronosphaera mediteranea* (LOHMANN) GAARDER a sporomorfy *Leiotriletes wolfi* KR., *Sequoiapollenites polymorphosus* THIERG. *Pinus*, typ *Haploxylon*, *P. silvestris* (L.), *Junglanspollenites verus* RAATZ atď. Vo všeobecnosti sa peľové spektrum vyznačuje bohatým výskytom morského planktónu a peľových zŕn ihličnatých a krytosemenných rastlín. Zloženie sporomorf poukazuje na teplú subtropickú klímu a prítomnosť okrajových močiarov, v ktorých dominujú *Taxodiaceae – Nyssaceae – Mastixiceae* (Brestenská et al., 1983; Planderová, 1965, 1984). Sedimenty (šlíry), v ktorých sa nachádza uvedená asociácia, sa vyskytujú vo vrtoch DB-7 (8,7–150 m), DB-10 (112,5–177 m), DB-15 (7–95 m), DB-16 (0–40 m), DB-17 (0 až 201 m) a v povrchových odkryvoch v okolí Dežeríc a Bobota.

Okrem uvedených fosílnych skupín v sedimenotch karpatského veku sa našli aj mäkkýše. Vo vrte DB-15 (75,5–80,9 m) bol identifikovaný *Amusium* sp. a *Pinna sp.* a vo vrte DB-17 (41,0–154,0 m) sa vyskytovali *Venus* sp., *Aturia aturi*

BASTEROT, *Clio (Balatinum) bitneri* (KITTL), *C. (B.) pedemontanum* (MAYER) a *?Vaginella* sp. (Ondrejíčková, 1975).

Maximálna hrúbka lakšárskeho súvrstvia je cca 450 m.

## Stredný miocén

### Báden

Sedimenty bádenského veku sú na území Nitrianskej pahorkatiny vyvinuté v rôznych vývojoch. V Bánovskej kotline je to v sladkovodnom (čiastočne brakickom) (svinianske súvrstvie) a vulkanoklastickom (kamenské súvrstvie) vývoji. V rišňovskej a západnej časti komjatickej priehlbiny je vyvinuté v morskom vývoji. Ich reprezentantom je v rišňovskej priehlbine špačinské (stredný báden) a báhonské (vrchný báden) súvrstvie (Vass, 1999) a v komjatickej priehlbine pozbianske súvrstvie stredno- a vrchnobádenského veku (Hók et al., 1999). Odlišné je stratigrafické rozpätie; v Bánovskej kotline sa nachádzajú spodno- až vrchnobádenské sedimenty a v rišňovskej a komjatickej priehlbine len stredno- a vrchnobádenské sedimenty.

### Spodný báden

#### 60 svinianske súvrstvie: ílovce, pieskovce, lignity

Sedimenty svinianskeho súvrstvia sú tvorené prevažne sivými ílovcami s črepinovitým alebo bridličnatým rozpadom so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Zriedkavo sa v nich vyskytujú polohy uhlia (lignitu) a jemnozrnných pieskovcov s aleuritickou a tufitickou prímesou. V bazálnej časti súvrstvia sa nachádzajú slienité vápence.

V asociáciách ťažkých minerálov svinianskeho súvrstvia sa vyskytujú vulkanogénne (hypersten, augit, amfibol, biotit, granát, zirkón, vulkanické sklo) a autigénne minerály (siderit, pyrit, glaukonit); (Gabčo, 1969).

Fosílne zvyšky nájdené v svinianskom súvrství je možné rozdeliť na dve skupiny (Brestenská, 1977):

1. Autochtónne, ku ktorým patria ostrakóda (*Candona, Darwinula, Iliocypris, Mediocypris, Amnicythere*), foraminifery [*Ammonia* ex. gr. *beccarii* (L.)], úlomky mäkkýšov, rybie zvyšky (zúbky, kostičky, otolity), oogónia characeí, zuhoľnatené a pyritizované rastlinné zvyšky [*Glybostrobus europaeus* (BRNGT) HEER].

2. Alochtónne, medzi ktoré patria redeponované zvyšky morskej mikrofauny (kostrové úlomky silicispongií, rádiolárie, foraminifery (krieda až spodný miocén).

Redeponované paleotanatocenózy foraminifer sú reprezentované formami kriedového veku (globotrunkány), ktoré sa vyskytujú veľmi zriedkavo, a fora-

miniferami paleogénneho a spodnomiocénneho veku. Uvedené paleotanatocenózy sú veľkostne vytriedené (Brestenská, l. c.).

Na základe množstva jednotlivých autochtónnych a alochtónnych prvkov bolo svinianske súvrstvie rozdelené na tri časti (Brestenská, l. c.).

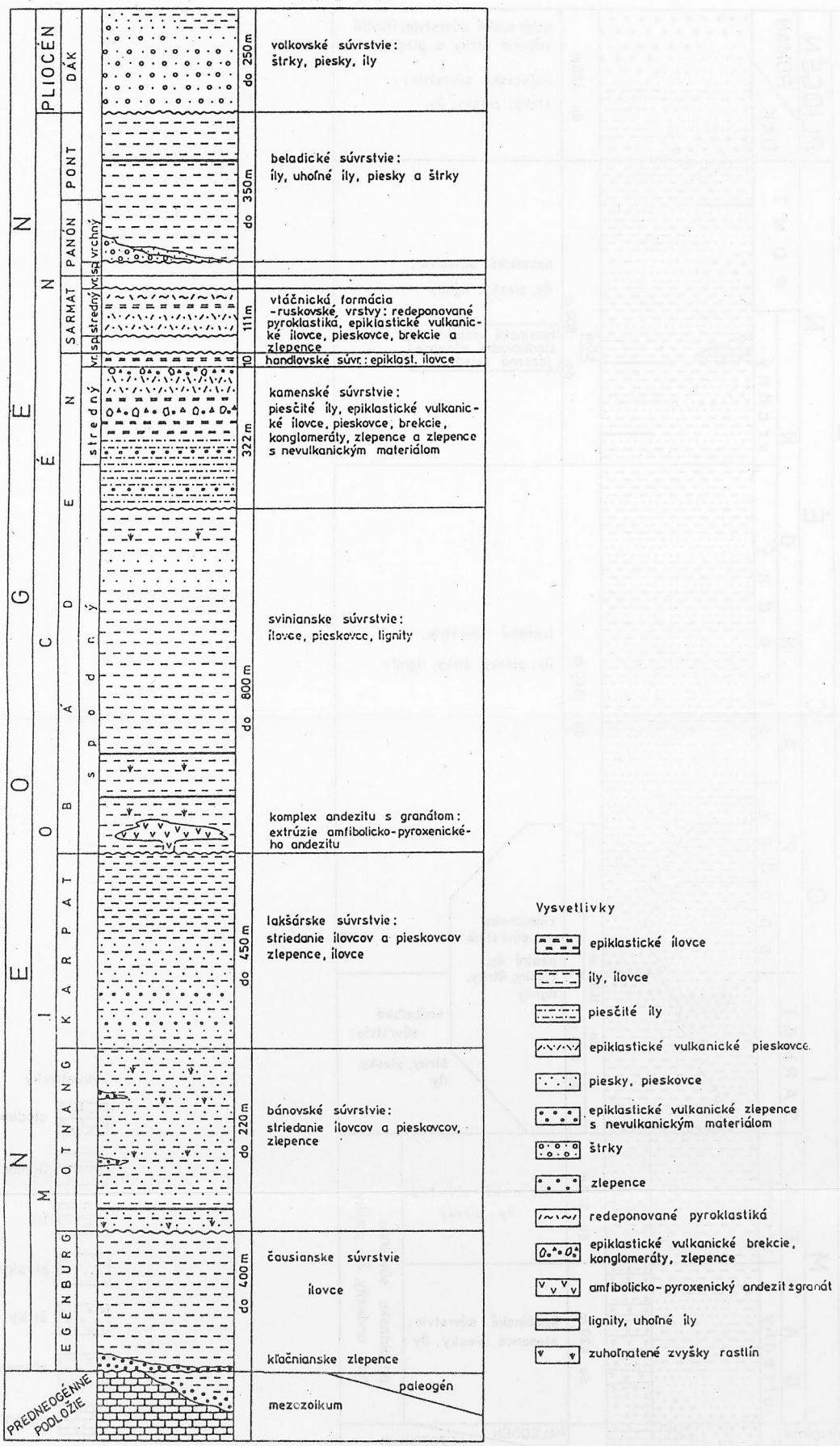
Spodnú časť uvedeného súvrstvia zastihol iba vrt DB-12 (1 025–1 199 m). Pre uvedený úsek je charakteristický výskyt redeponovaných planktonických foraminifer spodnomiocénneho veku. Z autochtónnych prvkov boli zastúpené úlomky schránok mäkkýšov, rybie zvyšky a veľmi zriedkavé ostrakóda.

Stredná časť je charakteristická prevahou autochtónnych prvkov, a to tenkostenných ostrakód a oogónií characeí. Vo vyššom úseku strednej časti svinianskeho súvrstvia sa z ostrakód vyskytuje rod *Amnicythere* a v spodnej časti schránky rodu *Mediocypris*. Vo všeobecnosti možno konštatovať, že v úsekoch, kde dominuje alochtónna zložka, autochtónna býva zastúpená v menšom množstve.

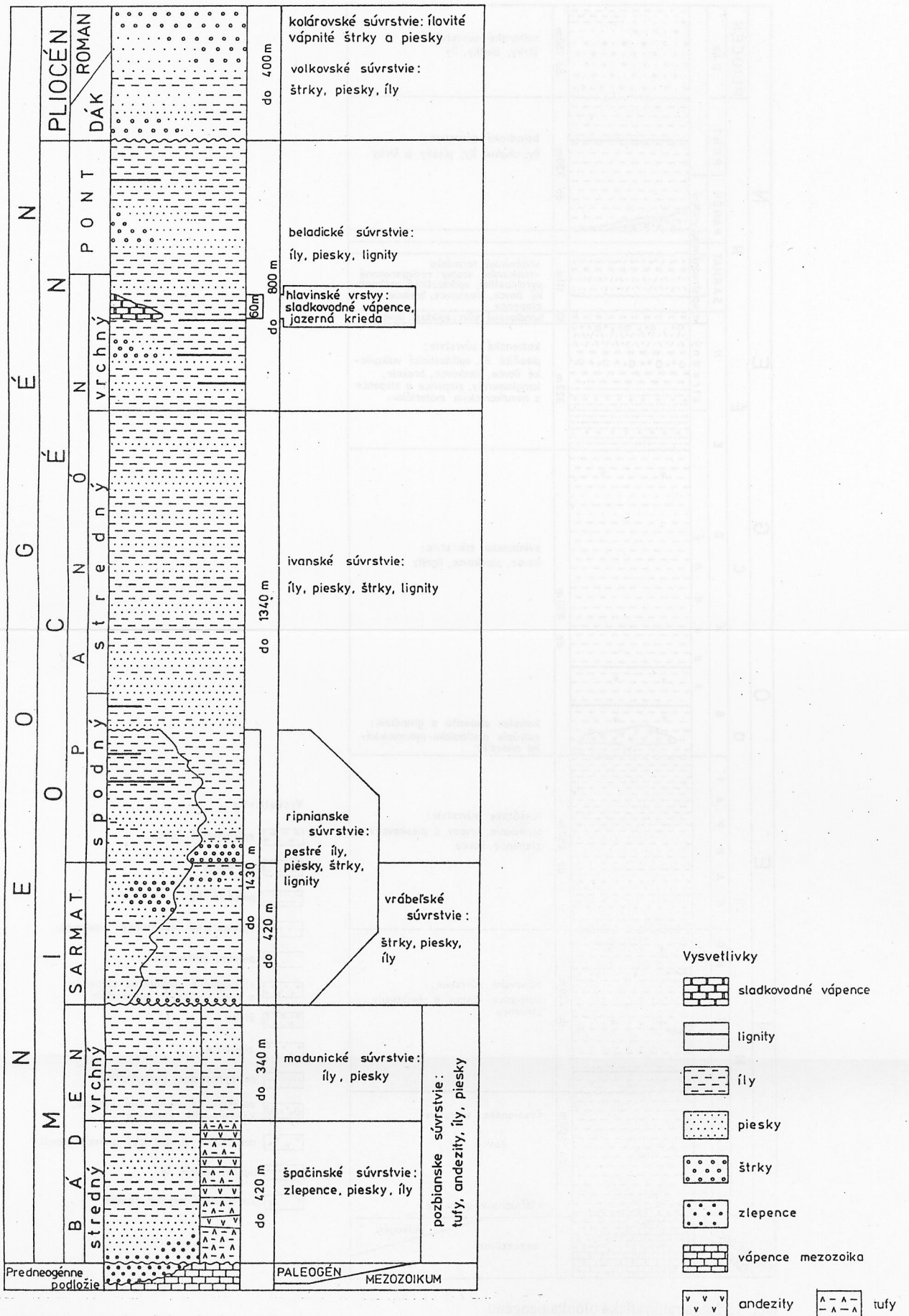
Vrchná časť je charakteristická výskytom úlomkov mäkkýšov a koreňových konkrécií. Zriedkavá je prítomnosť ostrakód, rybích zvyškov a redeponovaných prvkov.

Prítomnosť ostrakód rodu *Mediocypris* poukazuje na strednomiocénny vek súvrstvia (Brestenská, 1969a, b, 1977; Brestenská et al., 1980). Presnejší vek súvrstvia sa zistil palynologickým vyhodnotením sedimentov vrtu DB-6 (462 m); (Planderová, 1991). Získané mikrofloristické spoločenstvo bolo korelované so spoločenstvami nájdenými vo vrtoch VT-7 (723–837 m), VT-8 (1 248–1 273 m), HV-7 (555–695 m), a najmä HV-9 (450–710 m) z Hornonitrianskej kotliny, ktoré sú zaradené do spodného bádenu. Spodnobádenský vek sedimentov vo vrte HV-9 sa zistil aj na základe morských foraminifer (Gašpariková in Blaško et al., 1989). V uvedenom mikrofloristickom spoločenstve sú zastúpené subtropické druhy čeľade *Schizeaceae* (*Trilites corruvallatus* W. KR.), *Bifacialisporis badenensis* W. KR., *Polypodiacceoisporites gracillimus* NAGY, *Retitriletes punctoides* W. KR., *Laevigatosporites haardti* (R. POT. VEN.) TH. PF., *L. bisulcatoides* W. KR. *Polypodiisporites magefavus* (R. POT.) R. POT., nahosemenné dreviny čeľade *Taxodiaceae*, *Cycadaceae* a rodov *Sciadopitis*, *Ginkgo*, peľové zrnká ihličnanov rodu *Abies*, *Tsuga*, *Pseudotsuga* a druhov *Pinuspollenites alatus* (W. KR.) NAGY a *P. labdacus* (W. KR.) NAGY. V najväčšom množstve sú zastúpené krytosemenné rastliny rodov *Engelhardtia*, *Zelkova* a druhov *Triatriopollenites excelsus* TH. PF., *Momipites punctatus* (R. POT.) NAGY a *Intratriporopollenites insculptus* MAI. Uvedené taxóny tvoria základnú zložku strednomiocénnych asociácií a sú charakteristické pre subtropickú klímu. Zo stratigraficky významných nálezov je zastúpený peľ čeľade *Cyrillaceae* a *Sapotaceae*. Vo všeobecnosti celé spoločenstvo poukazuje na spodnobádenský vek súvrstvia (Planderová, l. c.).

Na spodnobádenský vek svinianskeho súvrstvia poukazujú aj superpozičné vzťahy. V nadloží svinianskeho súvrstvia bolo na základe prehodnotenia litostratigrafie sedimentov vrtov DB-3 a DB-6 identifikované kamenské súvrstvie.




Obr. 13 Litostratigrafická olónka neogénu
Región: Podunajská nížina – Nitrianska pahorkatina
2. Bánovská kotlina
(Zostavili: K. Fordinál, M. Elečko a L. Šimon, 2000; kreslila M. Žilavá.)




Obr. 14 Litostratigrafická olónka neogénu
Región: Podunajská nížina – Nitrianska pahorkatina
2. rišňovská priehlbina a západný okraj komjatickej priehlbiny.
(Zostavili: K. Fordinál a M. Elečko; 2000; kreslila M. Žilavá.)

stratigrafický rozsah je vyššia časť spodného bádenu a stredný báden (Šimon et al., 1997).

Sedimenty svinianskeho súvrstvia vznikli v limnických sladkovodných podmienkach s nepravidelnými ingresiami mora. Generálne zrejme ide o polouzavretú depresiu s nedostatočnou cirkuláciou vodných más a redukčnými podmienkami pri dne. Poukazuje na to bohatý výskyt organickej hmoty, pelosideritu, pyritu, ako aj zriedkavo zastúpených fosfátov. Uvedená depresia sa následkom krátko trvajúcich morských ingresií občas stala plytkou okrajovou časťou mora, o čom svedčí prítomnosť glaukonitu a dobre vytriedených sedimentov (Gabčo, 1969). Morské ingresie spôsobili krátkodobé brakické podmienky na život organizmov [výskyt foraminifer *Ammonia* ex. gr. *beccarii* (L.), ostrakód rodu *Amnicythere* a *Mediocypris*]; (Brestenská, 1965, 1969a, b; Brestenská in Brestenská et al., 1980).

Svinianske súvstvie je rozšírené v Bánovskej kotline, a to južne od jastrabského zlomu. Na povrch vystupuje pri Dežericiach, Vlčkove, Horňanoch, Svinnej, Veľkej Hradnej a v okolí Trenčianskeho Jastrabia a Dubodiela (Brestenská et al., 1980). Bolo zastihnuté vo vrtoch DB-1 Svinná (10–59 m), DB-2 Dubodiel (6 až 100 m), DB-4 Dubodiel (3–49 m), DB-6 Ruskovce (450,0–543,6 m; Seneš a Brestenská, 1963; Brestenská, 1977), DB-10 Dežerice (5–112,5 m), DB-11 Svinná (7,6–263,0 m; Brestenská, 1965), DB-12 Svinná (5,1–1199 m; Brestenská, 1969a, b), DB-13 Trenčianske Jastrabie (1,2–115 m), DB-14 Patrovec (3–300 m; Brestenská, 1977). Maximálna hrúbka súvrstvia je cca 800 m.

**59 komplex andezitu s granátom: extrúzie amfibolicko-pyroxenického andezitu** (len v reze)

Komplex chápeme ako neformálnu litostratigrafickú jednotku (Konečný et al., 1983). Vek komplexu je spodnobádenský a porovnávame ho s výskytmi vo Vtáčniku a Kremnických vrchoch.

Uvedený komplex sme vyčlenili na základe indície výraznej geomagnetickej anomálie v Bánovskej kotline, ktorá podľa M. Fiľa (ústna informácia) indikuje podpovrchové vulkanické teleso andezitového zloženia. Na základe vulkanologickej analógie komplex reprezentuje extruzívne vulkanické teleso dómatického tvaru.

**Spodný až stredný báden**

**58 kamenské súvrstvie: epiklastické vulkanické ílovce, pieskovce, brekcie a zlepence z nevulkanických materiálov** (len v reze)

**59**

Sedimenty kamenského súvrstvia sú reprezentované epiklastickými vulkanickými horninami. Zistili sa len vo vrtoch DB-3 (125,0–307,7m) a DB-6 (117,6 až 450,0 m).

Predpokladáme, že súvrstvie má vysokú laterálnu variabilitu v litologickej skladbe. Horniny sú zložené prevažne zo suboválnych a dokonale oválnych fragmentov andezitov a fragmentov z nevulkanického materiálu. Matrix je piesčitý, tufovo-piesčitý alebo piesčito-ílovitý.

Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú hyperstenicko-amfibolické andezity, amfibolicko-pyroxenické andezity, hypestenicko-amfibolické andezity s granátom, pyroxenické andezity, kvarcity, kremence, kremene, granity, ruly a vápence. Veľkosť fragmentov je od 0,5 do 5,0 cm a zastúpené sú v množstve od 0 % do 50 %. Farba andezitov je svetlosivá, tmavosivá, hnedá alebo čierna. V jemných vrstvách ílovcov a siltovcov je prítomná uhoľná substancia (t. j. preuhoľnené drievka, napríklad v hĺbke 135–152 m alebo 287–296 m). Na základe analógie litologicko-petrografickej a vulkanologickej charakteristiky považujeme daný výskyt za ekvivalent kamenského súvrsvia vo Vtáčniku. Opísaná časť súvrstvia reprezentuje relikt distálnej zóny štiavnického stratovulkánu, ktorý sa tu vyvíjal aj do sz. časti stratovulkánu, a táto oblasť sa zachovala len vďaka poklesnutému tektonickému bloku v Bánovskej kotline.

Vo vrte DB-6 (240 m) sa našlo mikrofloristické spoločenstvo, korelovateľné so spoločenstvami zistenými v sedimentoch s uhlím kamenského súvrstvia (tz. spodný novácky sloj) vo vrtoch VTH-2 (21–78,5 m) a VTH-3 (74–78 m) v Horno-nitrianskej kotline. V uvedenom spoločenstve prevládajú *Osmundacidites quintus* (W. KR.) NAGY, *O. nanus* (WOLFF.) NAGY, *Phaecerosporites gracillis* NAGY a *Hydrosporites miocaenicus* NAGY. Z nahosemenných sú v najväčšom množstve zastúpené peľové zrnká čeľade *Taxodiaceae*. Z *Angiospermae* dominuje miešané spoločenstvo subtropických až tropických druhov čeľade *Sapotaceae*, *Arecaceae* (*Palmae*) a *Cyrillaeceae*. Okrem nich sú v spoločenstve zastúpené aj arktoterciérny druh *Carpinuspollenites carpinoides* (PF.) NAGY a rody *Ulmus*, *Alnus* a *Betula* (Planderová, 1991). Maximálna hrúbka súvrstvia je 330 m.

**Stredný báden**

**57 špačinské súvrstvie: brekcie, zlepence, pieskovce s „utopenými obliakmi", íly, ryolitové tufy**

Špačinské súvrstvie je vyvinuté v rišňovskej priehlbine. Leží transgresívne a diskordantne na podloží tvorenom horninami tatrika, prípadne v severnej časti aj ?paleogénu podtatranskej skupiny (borovské súvrstvie); (Fendek et al., 1989). Tvoria ho sivé, jemne piesčité vápnité íly, na báze ktorých sa nachádza jemno- až strednozrnný vápnitý pieskovec s roztrúsenými zvyškami zuhoľnatených rastlín (Gaža, 1966, 1968b). V blízkosti západného okraja pohoria Tribeč sa vyskytujú drobnozrnné vápnité zlepence tmavosivej a sivej farby a jemnozrnné vápnité piesky až pieskovce svetlosivej farby. V uvedených sedimentoch sa zistila prítomnosť 3 cm hrubej vrstvičky svetlosivozeleného ryolitového tufu (Gaža, 1968a).

Na povrchu sa z uvedeného súvrstvia nachádzajú iba brekcie, zlepence, piesky a pieskovce vyskytujúce sa na južnom okraji Považského Inovca.

Brekcie nachádzajúce sa severne od Hlohovca v časti Stará hora sú tvorené ostrohrannými úlomkami svetlosivých metamorfovaných vápencov. Úlomky dosahujú veľkosť až 20 cm. Styk brekcií s podložnými svetlosivými metamorfovanými vápencami je zakrytý. V nadloží brekcií sa nachádzajú aj polohy opracovaných obliakov, ktorých výskyt nebolo možné ohraničiť. Povrch obliakov, ako aj podložné horniny sú často navŕtané morskými vŕtavými lastúrnikmi.

Prvé informácie o výskyte brekcií z tohto územia pochádzajú od Budaya (1955). Pokladal ich za abrázne brekcie morských miocénnych vrstiev. Konštatuje, že najpravdepodobnejšie ide o bádenské sedimenty, no nevylučuje ani starší vek.

Neskôr študované sedimenty opísal Beňo (1960). Uvádza, že tieto abrázne brekcie vnikajú do podložných triasových vápencov. Zistil výskyt organogénnych karbonatických zlepencov s obliakmi s priemerom od 0,5 až do 8 cm s karbonatickým tmelom a s veľkým množstvom organických úlomkov. V zlepencoch našiel zachovaný gastropód rodu *Conus* a zub žraloka. Konštatoval, že vek týchto brekcií nie je paleontologicky doložený a ide pravdepodobne o egenburské sedimenty.

Buday in Buday et al. (1962) konštatuje, že v okolí Hlohovca transgredujú na trias bezfosílne karbonatické štrky a brekcie neistého veku. Na základe stôp po vŕtaní v podložných vápencoch usudzuje na ich morský pôvod.

Uvedené brekcie z kameňolomu Soroš spomína aj Mišík (1976). Uvádza, že sa skladajú z úlomkov vápencov a dolomitov, ktoré pochádzajú z rozrušovaného skalného pobrežia, do ktorého sa zavŕtavali bivalviá rodu *Lithodomus*. Brekcie zaraďuje do egenburgu.

V blízkosti uvedených karbonátových brekcií vo svahu pod Starou horou v blízkosti cesty sa vyskytujú v malom odkryve žlté piesky, v ktorých sa nachádza poloha brekcie. V piesčitom matrixe sú ostrohranné aj čiastočne zaoblené úlomky sivých vápencov.

Z ťažkých minerálov sa v pieskoch zistili zirkón, rutil, sillimanit, granát, turmalín, epidot, amfibol, pyroxén, biotit a chlorit. Zdrojovými horninami boli granitoidy a metamorfity kryštalinika Považského Inovca. Piesky majú nízku zrelosť, na čo poukazuje ZTR index (Töröková, 1999).

V pieskoch sa našli rekryštalizované schránky foraminifer, z ktorých bolo možné identifikovať nasledujúce rody: *Elphidium*, ?*Budashevaella*, *Almeana*, *Ammonia*, *Globigerina*, ?*Globorotalia* (Zlinská, 1998a). Okrem foraminifer sa v pieskoch našla výplň chodbičky po hrabavých kraboch *Ophiomorpha*. Fauna poukazuje na vznik uvedených sedimentov v morskom litorálnom prostredí.

V oblasti Mrtosulinky nachádzajúcej sa medzi Hlohovcom a Koplotovcami v umelom odkryve (3 x 2 m, základová jama záhradného domčeka) vystupujú okrové hrubozrnné pieskovce, v ktorých sú rozptýlené obliaky kremencov a vápencov (veľkosť cca 5–12 cm). V pieskovcoch sa nachádzajú čierno zafarbené polohy, tmelené pravdepodobne mangánom. Z ťažkých minerálov sa v týchto

pieskovcoch nachádzajú zirkón, rutil, distén, sillimanit, turmalín a mangánové zrnká. Hodnota ZTR poukázala na vysokú vyzretosť týchto pieskovcov (Töröková, 2000). Pokladáme ich za ekvivalent pieskov s faunou zistených pri Hlohovci.

Prítomnosť uvedených sedimentov predpokladáme aj v oblasti Starý háj nachádzajúcej sa jv. od obce Koplotovce, kde sa na svahoch vyskytujú obliaky vápencov a kremencov, ktorých veľkosť sa pohybuje v rozmedzí jeden centimeter až dvadsať centimetrov. Ich výskyt z tejto oblasti uvádza už Buday (1955), ale konštatuje, že najpravdepodobnejšie predstavujú rozpadnuté zlepence tzv. koplotovskej série (pliocén).

Ak zoberieme do úvahy vývoj priehlbín (rišňovskej a blatnianskej) obklopujúcich z východnej i západnej strany Považský Inovec, ako aj výskyt morských foraminifer a výplň chodbičky po hrabavých kraboch *Ophiomorpha*, usudzujeme, že brekcie i pieskovce s „utopenými obliakmi" sú najpravdepodobnejšie strednobádenského veku a predstavujú okrajovú fáciu špačinského súvrstvia.

V rišňovskej priehlbine sa špačinské súvrstvie zistilo vo vrte Ripňany-1 (3 300–3 420 m; Gaža, 1968b), Obdokovce-1 (2 190–2 270 m; Gaža, 1966; Biela, 1978), Šurianky-1 (1 600?–1 780; Gaža, 1968a; Biela, 1978) a Veľké Zálužie-1 (1 690–2 108 m; Gaža, 1964; Adam a Dlabač, 1969).

**Stredný až vrchný báden**

**56 pozbianske súvrstvie: íly, pieskovce, pyroxenické andezity, tufy**
(len v reze)

Pozbianske súvrstvie bolo definované v komjatickej priehlbine a začlenené do vrchného bádenu (Priechodská in Harčár et al., 1988). Vzhľadom na skutočnosť, že sedimenty stredného a vrchného bádenu predstavujú jeden sedimentačný cyklus a sedimenty strednobádenského veku komjatickej priehlbiny svojou litologickou náplňou (prítomnosťou vulkanitov a vulkanoklastík) sa líšia od definovaného špačinského súvrstvia, bolo pozbianske súvrstvie redefinované (Kováč et al., 1999). Po redefinícii zahŕňa sedimenty stredno- až vrchnobádenského veku.

Pozbianske súvrstvie na báze tvoria silno premenené pyroxenické andezitové tufy a konglomeráty obsahujúce obliaky fylitov, svorov, kremencov, melafýrov a amfibolického andezitu. V ich nadloží sa nachádzajú tufity amfibolického andezitu prechádzajúce do tufov, brekcií pyroxenicko-amfibolických andezitov a pyroxenických andezitov (vrt Šurany-1, nachádzajúci sa tesne pri okraji regiónu; Gaža, 1961; Karolusová, 1970).* Uvedené horniny ležia priamo na podloží tvorenom sivými až zelenkastými muskoviticko-chloritickými svormi (Klinec, 1961).

* Boli nazvané ako šurianske vulkanity (Vass, 1999).

Uvedené vulkanické horniny boli stratigraficky zaradené do spodného a stredného bádenu (Priechodská in Harčár et al., 1988).

Pri západnom okraji komjatickej priehlbiny transgredujú na podložie tvorené granitoidmi až sedimenty vrchnobádenského veku (Biela, 1978; Gaža a Beinhauerová, 1976). Sú zložené zo svetlosivých až zelenkavých, stredno- až jemnozrnných vápnitých pieskovcov s medzivrstvami zelenosivého, jemne piesčitého vápnitého ílu (Tanistrák, 1970). Zistili sa vo vrte Mojmírovce-1 (1 998–2 099 m; Gaža a Beinhauerová, 1976).

## Vrchný báden

### 55 báhonské súvrstvie*: íly, piesky, pieskovce, zlepence (len v reze)

Báhonské súvrstvie tvoria sivé, slabo piesčité vápnité íly s ojedinelými zuhoľnatenými zvyškami rastlín a svetlosivými, miestami zelenosivými vápnitými ílmi s častými vložkami vápnitých pieskov/pieskovcov a drobnozrnných zlepencov. Vrchná časť súvrstvia býva tvorená aj jemno- až hrubozrnnými pieskami s polohami ílov. Zistila sa v ňom mikrofauna bulimínovo-bolivínovej zóny, ktorú reprezentuje málo diverzifikované spoločenstvo foraminifer s dominanciou druhu *Bulimina elongata* ORB., ako aj *Ammonia beccarii* (L.) a *Paragloborotalia? Siakensis* (LE ROY); (Zlinská, 1998c). Zistilo sa vo vrte Ripňany-1 (2 940–3 300 m; Gaža, 1968b), Šurianky (1 503–1 600?; Gaža, 1968a), Obdokovce (1 900? až 2 190 m; Gaža, 1966) a Veľké Zálužie-1 (1 618–1 690 m; Gaža, 1963). Vo vrte FGTZ-1 (Fendek et al., 1989) predpokladáme, že vrchnobádenského veku sú ružovkasté silty a slabo vápnité piesky s obliačikmi. Maximálna zistená hrúbka súvrstvia je 340 m.

### 54 handlovské súvrstvie: epiklastické vulkanické pieskovce a ílovce (len v reze)

Handlovské súvrstvie bolo identifikované vo vrte DB-6 v hĺbkovom intervale 111–117,80 m a vo vrte DB-3 v hĺbke 114,80–125 m, a to na základe litológie, superpozície a korelácie mikrofloristických spektier získaných zo sedimentov vedeného vrtu. Vo vrte DB-6 v hĺbkovom intervale112–120 m sa našla veľmi bohatá mikroflóra, v ktorej dominujú spóry papraďovitých, poddruhu *Polypodiaceoisporites gracillimus semiverrucatus* W. KR. Okrem toho boli zastúpené sporomorfy rodov *Quercus*, *Salix* a *Eleagnus* (Planderová, 1991). V Bánovskej kotline

* Ide o nový názov pre madunické súvrstvie. Uvedené súvrstvie pomenoval Vass (1999) vzhľadom na skutočnosť, že adjektívum madunické bolo už použité pre piesky špačinského súvrstvia (Jiříček in Papp et al., 1978).

handlovské súvrstvie reprezentujú svetlé a sivé epiklastické vulkanické pieskovce a ílovce, ktoré sú prevrstvené s tmavými polohami preuhoľnených ílovcov a uhoľných ílov.

Maximálna hrúbka súvrstvia je 10 m.

**Sarmat**

Začiatkom sarmatu stratila oblasť centrálnej Paratétys spojenie s mediteránnou oblasťou. Nastala degradácia mora a následné osladzovanie sedimentačného priestoru, ktorý sa zmenil na vnútrozemský brakický bazén. Z uvedeného obdobia z alpsko-karpatského styku je doložený pokles morskej hladiny spojený s denudáciou bádenských sedimentov (Hudáčková a Kováč, 1993).

V študovanom regióne Nitrianskej pahorkatiny sú sedimenty sarmatského veku vyvinuté v troch odlišných vývojoch: v Bánovskej kotline vo vulkanoklastickom vývoji (ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie), v rišňovskej priehlbine v sladkovodnom (ripnianske súvrstvie) a brakickom (vrábeľské súvrstvie) vývoji a v komjatickej priehlbine v brakickom vývoji (vrábeľské súvrstvie).

Vtáčnická formácia

**53 ruskovské vrstvy: redeponované pyroklastiká, epiklastické vulkanické ílovce, pieskovce, brekcie a zlepence**

Vtáčnickú formáciu definovali Konečný et al. (1983) a podrobne ju rozpracovali Šimon et al. (1997). V tejto práci redefinujeme ruskovské súvrstvie v zmysle Vassa (1989) na ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie (Šimon, tu), a to na základe litologicko-petrografickej charakteristiky a vulkanologickej analógie.

Názov ruskovské súvrstvie je odvodený od obce Ruskovce v Bánovskej kotline a zaviedol ho Vass (1989). Starší neformálny názov súvrstvia bol „tufiticko-detritické" súvrstvie (Brestenská in Brestenská et al., 1980). Podľa pôvodného chápania bázu tvorili polymiktné zlepence s obliakmi andezitu, kremenca, kremeňa, žuly a kryštalických bridlíc, v nadloží ktorých sa nachádzajú pelitické sedimenty s premenlivým obsahom vulkanoklastickej a piesčitej zložky (v súčasnom ponímaní ekvivalent kamenského súvrstvia). Nad nimi ležia uhoľné íly a uhlie (ekvivalent handlovského súvrstvia), ako aj tufitický pieskovec striedajúci sa s tufmi a zlepencami (teraz redefinované ako ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie, t. j. distálna časť vtáčnického stratovulkánu strednosarmatského veku).

Ruskovské vrstvy sú tvorené sivými a modrosivými lavicovitými pevnými pieskovcami s krížovým zvrstvením (Brestenská et al., 1980; Kováč et al., 1993b).

Vyskytujú sa tu aj drobno-, stredno- i hrubozrnné zlepence. Obliaky zlepencov sú dobre až veľmi dobre opracované. Pozostávajú prevažne z biotiticko-pyro-

xenicko-amfibolického, amfibolicko-biotitického a biotitického andezitu, leukokratného andezitu s biotitom a ryodacitmi s obsahom biotitu, amfibolu a kremeňa. Ojedinele sa vyskytujú kremene, leukokratné granity, paleogénne pieskovce a rohovce (Kováč et al., 1993b). Podľa Kováča et al. (l. c.) tieto vrstvy vznikli uložením progradujúcich náplavových kužeľov vynášaných systémom periodických tokov bez stálych brehov s pridruženým gravitačným transportom sedimentov zo stredoslovenských oblastí. Uvedená formácia vystupuje na povrch v priestore medzi obcami Veľká Hradná a Horné Ozorovce.

Ruskovské vrstvy sú sukcesiou vulkanoklastických hornín vulkanosedimentárneho pôvodu, ktoré sa vytvorili počas vývoja vtáčnického stratovulkánu. Tvorili sa vo fluviálnych tokoch, rýchlych splachoch, laharoch a bahenných prúdoch, úlomkových prúdoch a úlomkovitých lavínach. Ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie reprezentujú distálnu časť vtáčnického stratovulkánu, ktoré sa vyvinuli v strednom sarmate.

Uvedené litofácie sme vyčlenili na základe nových údajov získaných z geologického mapovanie a z reinterpretovaných vrtov DB-3 a DB-6.

Ruskovské vrstvy sú prítomné vo vrte DB-3 v hĺbke 2–114,8 m a vo vrte DB-6 v hĺbke 45,0–111,0 m. Polohy sú tvorené andezitmi subangulárneho, suboválneho, oválneho alebo dokonale oválneho tvaru. Andezity majú pórovitú, napenenú alebo aj celistvú textúru. Veľkosť fragmentov je 1–20 cm (v priemere 1–10 cm). V jednotlivých litofáciách sú zastúpené v množstve 0–30 %.

Z petrografického hľadiska ruskovské vrstvy budujú prevažne pyroxenické andezity, v menšom množstve sú prítomné amfibolicko-pyroxenické andezity. Ojedinele sú prítomné aj iné petrografické typy andezitov typické pre stredoslovenské neovulkanity. Vo vrstvách je ojedinele prítomný aj nevulkanický materiál.

Matrix vo vrstvách je prevažne piesčito-tufový. V prípade redeponovaných pyroklastík matrix obsahuje drobné úlomky a fragmenty pemzy žltej alebo svetlobielej farby.

Jednotlivé polohy tvoria laterálne rozšírené vrstvy. Niekedy sa vyskytujú šošovkovité polohy. Vrstvy majú najčastejšie chaotické usporiadanie fragmentov. Usmernenie fragmentov vo vrstvách je pomerne nízke. Vrstvy majú buď podpornú stavbu fragmentov, alebo podpornú stavbu matrixu. V prípade jemných polôh sú vrstvy masívne, zriedka laminované. V niektorých vrstvách možno pozorovať aj šikmé a krížové zvrstvenie. Maximálna hrúbka vrstiev je cca 110 m.

**52 vrábeľské súvrstvie: vápnité íly, pieskovce, zlepence, štrky** (len v reze)

Vrábeľské súvrstvie sa usadzovalo v brakickom prostredí. Je vyvinuté v južnej časti študovaného regiónu. Stratigraficky reprezentuje celý sarmat.

Spodnosarmatské a strednosarmatské sedimenty sa zistili vo vrte Mojmírovce-1 v hĺbke 1 800–1 998 m (Gaža a Beinhauerová, 1976). Tvoria ich zelenosivé

a svetlosivé vápnité íly s polohami svetlosivých, jemno- až strednozrnných vápnitých pieskovcov (Tanistrák, 1970).

Vrchný sarmat je mikropaleontologicky potvrdený vo vrte Mojmírovce-1 a Ivanka-1. Na jeho báze sa nachádza 200 m hrubý komplex stredno- až hrubozrnných štrkov a zlepencov, ktoré prechádzajú do vápnitých pieskovcov. Štrky a zlepence obsahujú pomerne dobre opracované obliaky s maximálnou veľkosťou 6 až 8 cm, priemerne do 2 cm. Materiál je rôznorodý, netriedený. Prevládajú v ňom vápence a dolomity, prítomné sú aj slabo vápnité pieskovce, kremence, žilný kremeň a fylity. Stredná a vrchná časť vrchného sarmatu je piesčito-pelitická až pelitická. Sú to svetlozelenosivé až zelenosivé, jemne piesčité vápnité íly, ktoré sa striedajú s vrstvami svetlosivých a sivých hrubozrnných vápnitých pieskov, pieskovcov a drobnozrnných štrkov (Čermák, 1972; Gaža a Beinhauerová, 1976 ).

**Sarmat–spodný panón**

**51 ripnianske súvrstvie: íly, pieskovce, zlepence, vložky lignitov**
(len v reze)

Ripnianske súvrstvie je charakteristické prítomnosťou zelenkavosivých a zelenosivých, prevažne slabo piesčitých vápnitých ílov, ktoré sú miestami žlto, hnedo a fialovo škvrnité. V nich sa vyskytujú zuhoľnatené zvyšky rastlín a niekoľko cm hrubé polohy lignitov. Smerom k okraju priehlbiny sa zväčšuje hrúbka a počet piesčitých polôh, ktoré prechádzajú až do zlepencov, a íly sa menia na prevažne jemne piesčité, svetlosivé, zelenosivé a hrdzavožlto škvrnité íly (Gaža, 1966, 1968b). Na báze súvrstvia sa nachádzajú vápnité pieskovce. V sedimentoch ripnianskeho súvrstvia sa nenašli žiadne fosílie. Z uvedeného vychádza, že sa usadzovalo v sladkovodnom prostredí (Gaža, 1968b). Na základe charakteru prostredia a litológie hornín predpokladáme, že ripnianske súvrstvie je produktom deltovej sedimentácie.

Najväčšia hrúbka ripnianskeho súvrstvia sa zistila vo vrte Ripňany-1, a to 1 430 m (Gaža, 1968b; Fordinál a Elečko, 2000). Je to odrazom rýchlej subsidencie v priebehu sarmatu a spodného panónu. Sedimenty ripnianskeho súvrstvia sa zistili aj vo vrtoch Obdokovce-1 (745–2 005 m; Gaža, 1966; Fordinál a Elečko, 2000), Šurianky-1 (1 000–1 503 m; Gaža, 1968a; Biela, 1978) a FGTZ-1 Topoľčany (885–1 114 m; Fendek et al., 1989).

**Vrchný miocén**

**Panón**

**Spodný až stredný panón**

**50 ivanské súvrstvie: zlepence, piesky, íly, uhoľné íly, lignity** (len v reze)

Ivanské súvrstvie sa usadzovalo v brakickom prostredí. Jeho stratigrafický rozsah je v južnej časti väčší (zahŕňa sedimenty zón A–E panónu) ako v severnej, kde stratigrafický rozsah uvedeného súvrstvia je v rozsahu zón C–E. Staršie sedimenty panónu sú v sladkovodnom vývoji a sú súčasťou ripnianskeho súvrstvia.

Hranica medzi vrábeľským (sarmat) a ivanským (panón) súvrstvím je v severnej časti Podunajskej panvy (v južnej časti regiónu) spojená girlandovým typom diskordancie, ktorý je závislý od výzdvihu ponorených a sedimentmi pokrytých chrbtov Považského Inovca a Tribeča na rozhraní týchto stupňov (Jiříček, 1972).

V rámci panónskych sedimentov ivanského súvrstvia boli vyčlenené nasledujúce zóny (v zmysle Pappa, 1951):

**Zóna A.** Zistila sa vo vrte Ivanka-1 v hĺbkovom intervale 1 650–1 900 m. Reprezentuje ju hrubý komplex stredno- až hrubozrnných vápnitých pieskov, ktoré sa striedajú s tenkými polohami pelitov. Hrúbka jednotlivých piesčitých vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 5 až 10 m (Jiříček, 1972; Priechodská in Harčár et al., 1988). Sedimenty tejto zóny boli identifikované aj vo vrte Mojmírovce-1 (1 649–1 675 m; Jiříček, 1974). Tvoria ich svetlosivé zlepence s vápnitým tmelom a ostrohrannými úlomkami karbonatických hornín do priemeru 1 cm (Tanistrák, 1970).

**Zóna B.** Sedimenty uvedenej zóny sú reprezentované sivými pelitmi, v ktorých sa zistila fauna ostrakód s druhmi *Hungarocypris auriculata* (REUSS), *Amplocypris globosa* ZALÁNYI, *Cyprideis macrostigma* KOLLMANN a foraminifer s druhom *Silicoplacentina hungarica* KÖV. Identifikovaná bola vo vrte Mojmírovce-1 (Jiříček, 1974).

**Zóna C.** Zistila sa vo vrte Mojmírovce-1 v hĺbkovom intervale 1 198–1 598 m. Sedimenty tejto zóny sú tvorené svetlozelenosivými vápnitými ílmi so zuhoľnatenými zvyškami rastlín a svetlosivými, jemno- až strednozrnnými vápnitými pieskami a pieskovcami (Tanistrák, 1969). V uvedených sedimentoch sa ojedinele nachádzajú úlomky makrofauny. Určený bol druh *Congeria partschi partsch* CZJZ. (Jandová in Tanistrák, 1969). Z mikrofauny sa vyskytli ostrakóda *Pontoniella acuminata* (ZALÁNYI), *P. acuminata striata* Mandelst., *Hemicytheia pejinovicensis* (ZALÁNYI), *Cyprideis macrostigma* cf. *vetricosa* KOLLMANN a *Candoniella* sp. a foraminifera *Silicoplacentina majzoni* KÖVÁRY (Jiříček, 1974).

Sedimenty zóny C v brakickom vývoji sa zistili aj v severnej časti Nitrianskej pahorkatiny. Boli identifikované vo vrte Ripňany-1 (1 410–1 510 m). V uvedenom

vrte ich tvoria svetlosivé a sivé vápnité íly s polohami čiernosivých a čiernych uhoľných ílov s preplástkami lignitu. Celkove prevládajú piesky, ktoré tvoria 5 až 10 m hrubé vrstvy (Gaža, 1968b).

**Zóna D.** Sedimenty tejto zóny sú tvorené piesčitými sivými, často zelenkavými piesčitými ílmi s hojnými polohami pieskov hrubými až 8 m. Menej časté sú polohy zelenosivých, hnedých a tmavosivých ílov s obsahom uhoľnej hmoty. Sedimenty zóny D sa našli vo vrtoch Topoľčany-1, -2 a -6 (Lunga, 1965). V uvedených sedimentoch boli prítomné bivalvia *Lymnocardium conjungens* (PARTSCH), *L. brunnense* (HOERN), gastropóda *Theodoxus* ex. gr. *intracarpaticus* JEK. a bohatá ostrakódová fauna zastúpená druhmi *Amplocypris recta* (RSS), *Hemicytheria reniformis* (RSS), *Cyprideis obesa* (RSS), *Loxoconcha granifera* (RSS), *Hemicytheria lörenthey* (MÉH.), *Lineocypris reticulata* (MÉH.) a *Callistocythere lacunosa* (RSS). Spodná časť zóny D sa vyznačovala prítomnosťou úlomkov limnocardií a neurčiteľnými sladkovodnými mäkkýšmi. Hrúbka sedimentov zóny D panónu je cca 100 m.

**Zóna E.** Sedimenty uvedenej zóny sú tvorené sivými, miestami svetlosivými vápnitými ílmi s polohami piesčitejších ílov. Boli identifikované vo vrtoch Topoľčany-1, -2 a -6. Obsahovali bivalvia *Lymnocardium conjungens* (PARTSCH), *L. brunnense* (HOERN), *Congeria neumayri* ANDR., *Dreisensia auricularis* (FUCHS) a úlomky schránok rodu *Paradacna.* Z gastropód sa vyskytol *Valvata simplex simplex* (FUCHS). Sedimenty zóny E panónu sa vyznačujú bohatou faunou ostrakód. Určené boli *Pontoniella acuminata* (ZAL.), *P. unguiculus* (RSS), *Amplocypris recta* (RSS), *Candona devexa* KAUFMANN, *Cypria abreviata* (RSS) a *Cyprideis* cf. *tuberculata* (MÉH.); (Lunga, 1965). Hrúbka sedimentov zóny E panónu je cca 70 m.

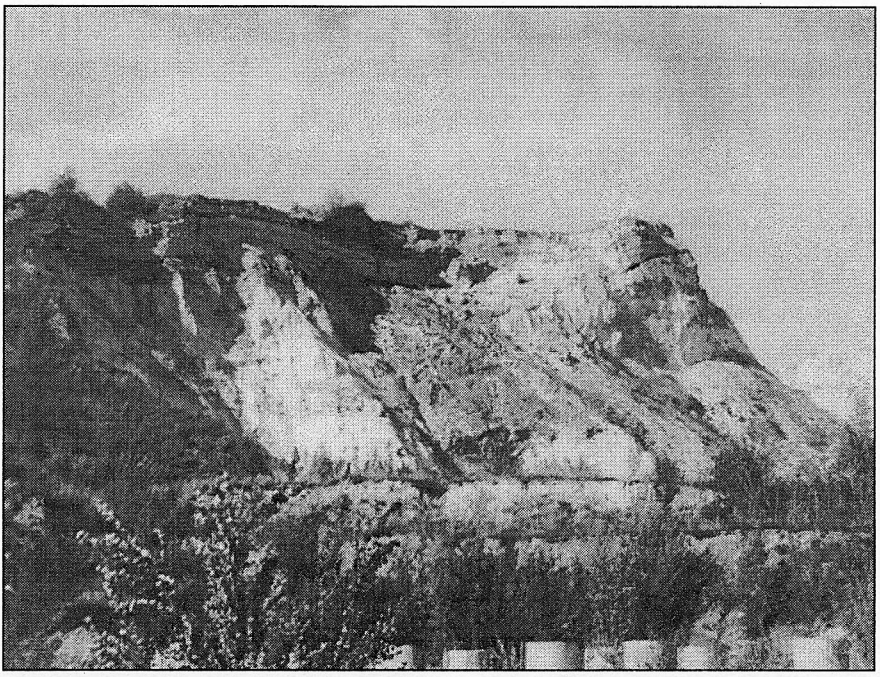
**Vrchný panón–pont**

**49 hlavinské vrstvy: sladkovodné vápence, travertíny, jazerná krieda, íly**

**Zóna H.** Sedimenty zóny H reprezentujú hlavinské vrstvy. Na povrchu sa nachádzajú na vysokých kryhách pri východnom okraji pohoria Tribeč a západnom okraji Považského Inovca, t. z. v Bánovskej kotline a na oboch okrajoch rišňovskej priehlbiny.

V Bánovskej kotline sa sedimenty hlavinských vrstiev (sladkovodné vápence, jazerná krieda) nachádzajú pri obci Veľké a Malé Kršteňany (obr. 15).

V rišňovskej priehlbine pri východnom okraji Tribeča vystupujú uvedené vrstvy na povrch pri Čeľadinciach. Ide o parastratotypovú lokalitu hlavinských vrstiev (Fordinál a Nagy, 1997). Nachádzajú sa tu biele a krémové sladkovodné vápence, ktoré tvoria 2 až 6 m hrubé, subhorizontálne uložené polohy (Fordinál et al., 1996). Ide o pelmikrity s ojedinelými zrnkami kremeňa do 2,25 mm. Medzi polohami vápencov sa nachádzajú vrstvy zelenosivého ílu. V spodnej časti je vyvinutá 1,5 m hrubá vrstva drobnozrnného kremenného štrku s obliakmi s priemerom do

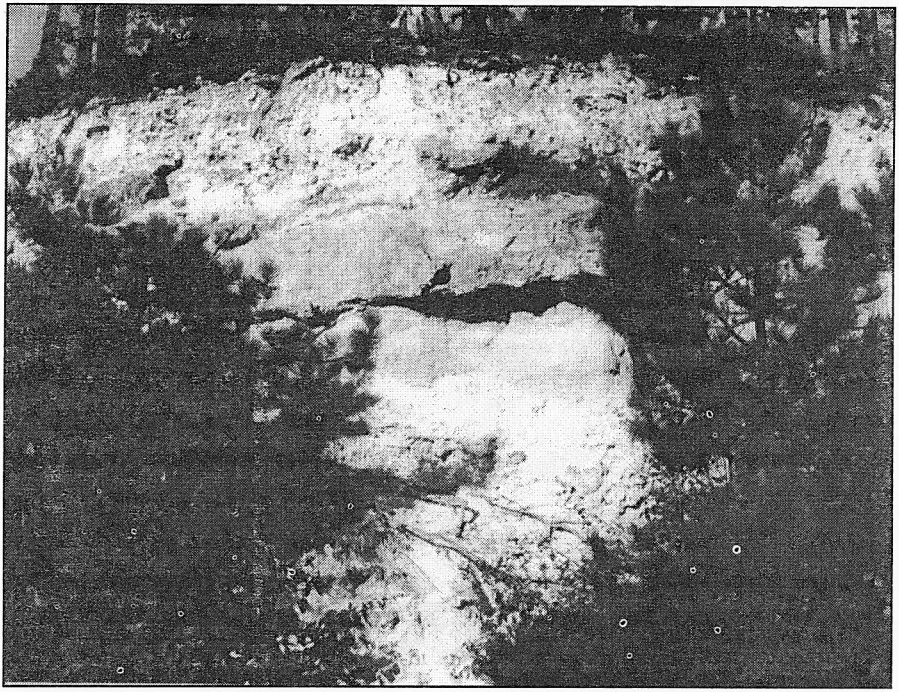


Obr. 15 Vrchnomiocénne sedimenty v nadloží dolomitov chočského príkrovu; M. Kršteňany – kameňolom. (Foto: J. Pristaš.)

2 cm. V strednej časti profilu sú polohy nespevnených, resp. slabo spevnených vápnitých sedimentov typu jazernej kriedy. Vo vyšších častiach profilu vystupuje na povrch travertín s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami. Nad ním je asi 2,5 m hrubá poloha hrubozrnného až strednozrnného vápnitého pieskovca. Obsahuje prevažne kremeň a ako prímes K živce, plagioklasy, mikrokliny a úlomky jemnozrnných metamorfovaných hornín. Tmel je karbonátový, mikritový.

Hlavinské vrstvy sa pri Čeľadinciach tektonicky stýkajú s vápencami triasového veku. Na ich styku sa nachádzajú biele a do hrdzava sfarbené vápnité sedimenty, v ktorých sú „utopené" dobre opracované obliaky kremeňa a triasových karbonátov s priemerom až do 3 cm. Ide o biomikritový vápenec s klastickou prímesou, resp. až piesčitý vápenec sladkovodného pôvodu. Obsahuje úlomky glaukonitizovanej sľudy, zirkóny, K živce a zhluky oxidov Fe.

V sladkovodných vápencoch sa zistila prítomnosť suchozemských a sladkovodných gastropód. Identifikované boli *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH,



Obr. 16 Lavica sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev pod historickým kostolom pri Sádku. (Foto: J. Pristaš.)

*Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA), *Bathyomphalus moedlingensis* SAUERZOPF a *Planorbis confusus* SOÓS.

V íloch sa našli koreňové konkrécie, viečka gastropód rodu *Bithynia* a ostrakóda *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL, *C. (Pontoniella) loczyi* (ZALANYI) a *Candona* sp.

Hrúbka nepravidelného telesa opísaných sedimentov, predstavujúceho denudačný zvyšok, je cca 55 m. Nejde ale o celkovú hrúbku, pretože v študovanom odkryve nevystupujú na povrch podložné horniny (Fordinál et al., 1996; Nagy a Fordinál in Ivanička et al., 1998a). Ďalšie výskyty hlavinských vrstiev sú v okolí obce Turčianky, Krásno, Sádok, Klížske Hradište a Podhorany.

V sladkovodných vápencoch na lokalite Turčianky sa našli gastropóda *Klikia (Apula) goniostoma* (SANDBEREGER), *Aegopinella orbicularis* (KLEIN), *Leucochroopsis kleini* (KLEIN), *Vertigo* cf. *callosa* (REUSS), *Carychium* sp., *Tropidomphalus* sp., *Strobilops* sp., *Cepaea* sp., *Isognostoma* sp. a *Planorbis* sp. (Fordinál

a Nagy, 1996) a pri obci Krásno *Tropidomphalus* cf. *richarzi* (SCHLOSSER) a *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH (Nagy a Fordinál in Ivanička et al., 1998a).

Sladkovodné vápence na lokalite Sádok (obr. 16) tvorí mikrit, ktorý prechádza do sparitu. Zistili sa v nich onkoidy, sladkovodné riasy *Rivularia* cf. *haematites* SCHAFFER a STAPF a úlomky schránok juvenilných gastropód. Štúdiom izotopov uhlíka sa zistilo, že časť vápencov (travertíny) vznikla vyzrážavaním z hydrotermálnych roztokov (sú obohatené o izotop $^{13}C$) a časť obohatená o izotop $^{12}C$ vznikla z vápnitých kalov, v ktorých prevažuje uhlík organického pôvodu (Töröková a Fordinál, 1999). V polohe ílovitých sedimentov na lokalite Sádok sa v minulosti našiel zub patriaci druhu *Hipparion gracile* KAUP (Schafarzik, 1900).

V umelom odkryve pri obci Klížske Hradište sa nachádzajú pevné svetlohnedé a krémové sladkovodné vápence s ojedinelými pórovitými polohami (Nagy a Fordinál in Ivanička et al., 1998a). Vápence majú prevažne mikritovú štruktúru, ktorá prechádza do sparitovej. Našli sa v nich onkoidy aj pizoidy. Z fosílnych zvyškov sa v sladkovodných vápencoch nachádzajú sladkovodné riasy *Rivulária* cf. *haematites* SCHAFFER a STAPF vytvárajúce trsy alebo vankúšovité tvary. Na tvorbe týchto vápencov sa podieľal uhlík ($^{12}C$) organického pôvodu (Töröková a Fordinál, 1999).

Sladkovodné vápence hlavinských vrstiev sa zistili aj pri obci Podhorany (Ivanička et. al., 1998b). Na základe štúdia izotopov uhlíka možno konštatovať, že na ich tvorbe sa podieľal uhlík organického pôvodu (Töröková a Fordinál, 1999).

Na východnom okraji Považského Inovca boli hlavinské vrstvy navŕtané vo vrte PID-1 pri obci Orešany. Na povrch vystupujú pri obci Orešany a Šalgovce.

Vrt PID-1 bol vyhĺbený juhozápadne od Orešian (Dovina, 1993). V navŕtaných sedimentoch sa zistila bohatá fauna mäkkýšov (gastropód, bivalvií). Na jej základe boli sedimenty vrtu PID-1 zaradené do zóny H panónu (Fordinál, 1994, 1996, 1998). Vrt PID-1 je stratotypovou lokalitou hlavinských vrstiev (Fordinál a Nagy, 1997).

Sedimenty hlavinských vrstiev ležia vo vrte na triasových karbonátoch. Na báze sa nachádza jemná drvina ostrohranných úlomkov mezozoických karbonátov. V ich nadloží je biela jemnozrnná, čiastočne spevnená jazerná krieda, vo vrchnej časti s veľkým množstvom schránok mäkkýšov a ich úlomkov. V nich sa nachádza poloha sladkovodného vápenca hrubá cca 15 cm. Nad uvedenými sedimentmi sa nachádzajú íly sivozelenkavej, sivozelenej a svetlosivej farby, v terminálnej časti prechádzajú do hrdzavoškvrnitých ílov.

V hlavinských vrstvách prevŕtaných uvedeným vrtom sa našla bohatá fauna mäkkýšov (gastropód a bivalvií), ktorú je možné rozdeliť na dve skupiny. Jednu tvoria suchozemské gastropóda predstavujúce alochtónnu zložku spoločenstiev a druhú autochtónne spoločenstvá sladkovodných gastropód a bivalvií. Zistili sa aj ostrakóda, gyronity chár, otolity rýb a klepietka sladkovodných krabov.

V spoločenstvách gastropód sa našli biostratigraficky významné druhy.

Zo suchozemských gastropód to boli druhy: *Acicula (Acme) edlaueri* SCHLICKUM, *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA), *Klikia (Apula) goniostoma* (SANDBERGER) a *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH (Fordinál, 1994, 1996) a zo sladkovodných gastropód *Planorbis confusus* (SOÓS), *Anisus krambergeri* (HALAVÁTS), *Gyraulus subptychophorus* (HALAVÁTS), *Planorbis cryptoornatus* SAUERZOPF, *Segmentina loczyi* (LÖRENTHEY); (Fordinál, 1994, 1998).

V spoločenstvách ostrakód dominoval druh *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL. V menšom množstve sa vyskytovali *Candona (Lineocypris) mollasica invaginata* CARBONELL, *C. (Fabaeformiscandona)* cf. *lineata* KRSTIC a zriedkavo *Candona (Pseudocandona) marchica* HARTWIG, *C.* cf. *balatonica affinis* ZALÁNYI, *Cypria tocorjesciu* HANGANU a *Cyclocypris* sp. (Fordinál, 1994).

Z otolitov bol určený druh *Palaeoesox* cf. *praekrameri* (WEINFURTER) (Brzobohatý in Fordinál, 1994). V sedimentoch sa našli klepietka sladkovodných krabov *Potamon (Pontipotamon) ibericum* BIBERSTEIN (Fordinál, l. c.).

V okolí Orešian (obr. 17) v blízkosti vrtu PID-1 sa vyskytli sladkovodné vápence tvorené riasovo-baktériovou mikritickou hmotou s malými peloidmi a množstvom pórov a trhlín vysýchania, ktoré boli vyplnené sekundárnym sparitom. Klastickú prímes tvorí kremeň. Kalcitové klence vznikli sekundárnym vyzrážaním na stielkach rias (Fejdiová, 1997).

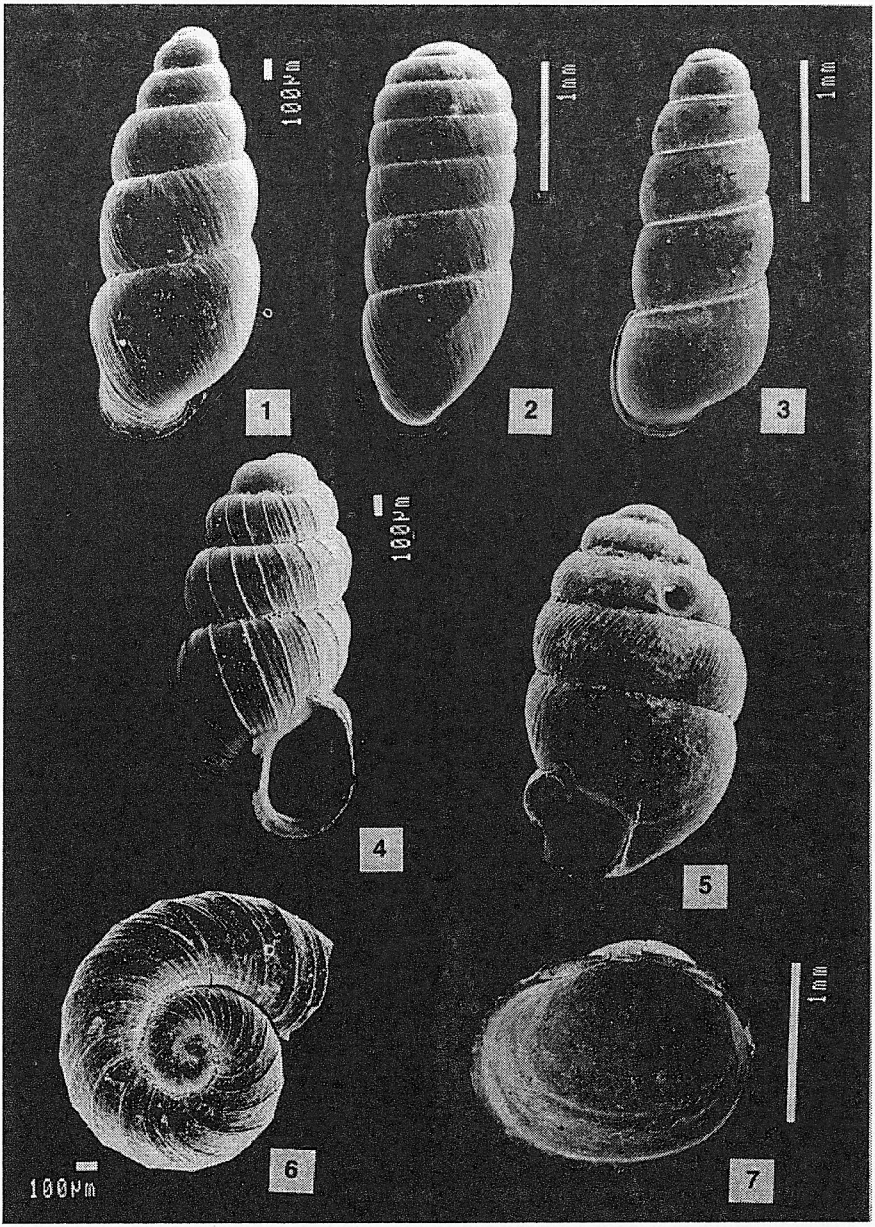
Sladkovodné vápence s úlomkami mezozoických karbonátov sa zistili v okolí Horných Otrokoviec (Maheľ, 1951; Brestenská, 1958).

V Bánovskej kotline vystupujú hlavinské vrstvy na povrch medzi Veľkými a Malými Kršteňanmi. Tvoria ich balvany pevných sladkovodných vápencov, ktoré sú „utopené" v nespevnenom vápnitom matrixe typu jazernej kriedy. Vápence majú mikritovú až biomikritovú štruktúru. Mikrit je tvorený jemnozrnným kalcitom a predstavuje podstatnú časť základnej hmoty vápenca. Sparitový cement, zložený z hrubozrnného kryštalického kalcitu, vypĺňa početné póry, dutinky a žilky. V štruktúre vápencov sú prítomné početné prierezy úlomkov gastropód vyplnené kryštalickým kalcitom. Z klastických zŕn sú prítomné zrnká kremeňa,

Obr. 17

1 – *Carychium pachychilus* SANDBERGER, Orešany, PID-1 (13,0-13,1 m),
2 – *Argna suemeghyi* (BARTHA), Orešany, PID-1 (22,0–22,1 m),
3 – *Acicula edlaueri* SCHLICKUM, Orešany, PID-1 (36,5–36,6 m),
4 – *Negulus gracilis* GOTTSCHICK–WENZ, Orešany, PID-1 (10,0–10,4 m),
5 – *Vertigo callosa* (REUSS), Orešany, PID-1 (13,0–13,1 m),
6 – *Armiger subptychophorus* (HALAVÁTS), Orešany, PID-1 (10,0–10,4 m),
7 – *Pisidium* sp., Orešany, PID-1 (13,0–13,1 m),

Snímky boli vyhotovené elektrónovým mikroskopom JSM 840 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, operátor K. Horák.




Obr. 17 Fauna mäkkýšov hlavinských vrstiev z vrtu PID-1 (Orešany).

ojedinele plagioklasu. V mikrite sa vyskytujú tmavé fľaky ílovitej prímesi. V póroch a puklinách sa nachádzajú povlaky Fe oxidov. Prítomné sú aj vo forme guľovitých teliesok. Nachádzajú sa v nich gastropóda zachované vo forme jadier. Identifikované boli suchozemské gastropóda *Aegopinella orbicularis* (KLEIN), *Leucochroopsis kleini* (KLEIN), *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH, *Klikia* cf. *goniostoma* (SANDBERGER), *Tropidomphalus* (*Mesodontopsis*) cf. *doderleini* (BRUSINA), *Cepaea* cf. *etelkae* (HALAVÁTS), *Isognostoma* sp. V menšom množstve boli zastúpené sladkovodné gastropóda. Našli sa *Aplexa* cf. *subhypnorum* GOTTSCH, *Anisus* sp. a *Viviparus* sp. (Töröková a Fordinál, 1999).

## 48 beladické súvrstvie: štrky, pieskovce, kaolinické, uhoľné a vápnité íly, lignity

Beladické súvrstvie zahŕňa sedimenty stratigraficky zaradené do zóny F–H panónu a do pontu (Fordinál et al., in press). V okrajovom vývoji uvedeného súvrstvia boli vyčlenené hlavinské vrstvy (Fordinál a Nagy, 1997), stratigraficky zaradené do zóny H panónu.

**Zóna F.** Sedimenty tejto zóny tvoria svetlozelenosivé, menej sivé íly a slabo piesčité vápnité íly, ktoré miestami prechádzajú do žltohnedo škvrnitých ílov s vápnitými konkréciami. Nachádzajú sa v nich polohy svetlosivých, stredno- až hrubozrnných pieskovcov a tmavosivých až čiernych uhoľných ílov a drevitých lignitov. V sedimentoch tejto zóny sa vyskytli suchozemské gastropóda *Vallonia* sp. (úlomky), *Carychium minimum* (MÜLLER), *Cepaea* sp., *Pomatias* sp., *Gastrocopta* sp., *Trichia* sp., *Monacha punctigera* (THOMAE) a sladkovodné i brakické gastropóda *Bithynia tentaculata* (L.), *Melanopsis fuchsi* HANDMANN, *Valvata simplex simplex* FUCHS, *Theodoxus intracarpaticus* JEKELIUS, ako aj bivalvia *Sphaerium* sp. Z ostrakód sa ojedinele našli *Cyprideis seminulum* a úlomky schránok rodu *Candona* a *Cyprinotus*. Z rastlinných zvyškov sa vyskytovali úlomky oogónií characeí a zvyšky rodu *Glyptostrobus* (Lunga, 1965; Tanistrák, 1970).

Sedimenty zóny F boli identifikované vo vrte Mojmírovce-1 (794–1 005 m; Tanistrák, 1970), Ripňany-1 (Gaža, 1968b) a vo vrtoch Topoľčany-1, -2 a -6 (Lunga, 1965).

**Zóna H.** Vekovým ekvivalentom hlavinských vrstiev sú pri východnom okraji Považského Inovca sivé íly s občasnými vložkami pieskov a lignitov. Boli navŕtané v hydrogeologických vrtoch S-3 (Kollár, 1961), O-1 (Mikuláš, 1969) a HV-1 (Nemethyová, 1988). Uvedené vrty boli lokalizované v blízkosti vrtu PID-1 – stratotypu hlavinských vrstiev.

Podobná situácia je aj pri západnom okraji pohoria Tribeč. Pri obci Podhorany-Bádice boli vyhĺbené dva plytké vrty (NPO-1 a NPO-2). Navŕtali svetlosivé a tmavosivé plastické íly s polohou zuhoľnatených drevín (Pristaš, 1998), ktoré sú

pravdepodobne súveké so sladkovodnými vápencami hlavinských vrstiev. V íloch boli prítomné palynomorfy *Pinuspollenites* sp., *Cedripites* cf. *miocaenicus*, *Abiespollenites maximus*, *Piceapollenites tobolicus*, *Tsugapollenites igniculus*, *Sciadopityspollenites* sp., *Alnipollenites verus* a *Chenopodipolis multiplex*. Ich výskyt poukazuje na teplé mierne klimatické pásmo a reprezentuje spoločenstvo svahových lesných porastov s asociáciou *Cedrus – Abies – Picea – Tsuga* (Slamková, 1998). Prítomnosť lesných porastov v priebehu vrchného panónu na západnom okraji pohoria Tribeč sa zistila aj štúdiom spoločenstiev suchozemských gastropód zo sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev (Fordinál, 1999).

Do vrchného panónu až pontu patria sedimenty nachádzajúce sa na vysokých kryhách v pokračovaní Považského Inovca smerom na juh. Na uvedených kryhách v území medzi Hlohovcom a Sereďou vystupujú na povrch svetlosivé ílovité piesky, ktoré sú občas spevnené až na pieskovce, a modrosivé, miestami pestro škvrnité íly. Oba typy sedimentov sa striedajú nad sebou vo vrstvách rôznej hrúbky. V íloch sa občas vyskytujú preplástky tmavosivých ílov s uhoľnými zvyškami.

V uvedených íloch nachádzajúcich sa v okolí obce Horné Zelenice sa našli ostrakóda *Paracypris* cf. *lóczyi* MEH., *Candona* sp. I (POK.), *Candona* sp. III (POK.) a *Ilyocypris* sp. Okrem nich sa v týchto sedimentoch našli viečka gastropód, ihlice hubiek a osteokoly (Vašíček in Matějka, 1949).

**47 vrchný miocén?: brekcie, zlepence, piesky**

V blízkosti obce Tesáre sa v nadloží borovského súvrstvia (paleogén) našli brekcie hnedosivej farby s piesčitým tmelom. Úlomky boli tvorené metamorfitmi, granitoidmi, bridlicami verfénskeho veku a kremencami. Úlomky sú ostrohranné alebo len veľmi málo opracované. Vo vrchnej časti uvedených sedimentov sa nachádza niekoľko decimetrov hrubá poloha s menšími obliakmi, ktoré sú, na rozdiel od podložných, lepšie opracované a majú vápnito-piesčitý tmel. Nachádzajú sa v nich aj polohy pieskov. Vo všeobecnosti sú na úlomkoch i obliakoch prejavy zvetrávania. V práci Brestenská et al. (1980) sa tieto sedimenty považujú za hlinito-kamenitú sutinu kontinentálneho pôvodu, usadenú pred transgresiou paleogénneho mora. Vzhľadom na superpozičné vzťahy opísané sedimenty ležia na borovskom súvrství. Na základe doteraz známych údajov o stratigrafii sedimentov rišňovskej priehlbiny usudzujeme na to, že uvedené sedimenty sú najpravdepodobnejšie vrchnomiocénneho veku. Nedá sa to bližšie špecifikovať, pretože v týchto sedimentoch sa nenašli žiadne fosílne zvyšky.

## PLIOCÉN

### Dák

### 46 volkovské súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly

Volkovské súvrstvie má na území Nitrianskej pahorkatiny najväčšie plošné rozšírenie. Sedimenty volkovského súvrstvia ležia v Bánovskej kotline v nadloží sedimentov spodného (čausianske a lakšárske súvrstvie), stredného (svinianske súvrstvie a ruskovské vrstvy) a vrchného miocénu (beladické súvrstvie) a v rišňovskej priehlbine a západnej časti komjatickej priehlbiny na beladickom súvrství.

Pre volkovské súvrstvie nachádzajúce sa v Bánovskej kotline sú charakteristické štrky a piesky. Štrky sú väčšinou veľmi zle triedené a vyskytujú sa v nich polohy ílovitých pieskov alebo piesčitých ílov. Obliaky sú rôznej veľkosti a majú rôzny stupeň opracovania. V blízkosti okraja panvy sa vyskytujú takmer neopracované úlomky a zriedkavosťou nie sú ani väčšie balvany. Obliaky pozostávajú hlavne zo žilného kremeňa a kremencov. Zastúpené bývajú aj granity, kryštalické bridlice, mezozoické vápence, dolomity, paleogénne pieskovce, zlepence a vápence s numulitmi. Podľa charakteru sedimentov a úložných pomerov ide o fluviálne až fluviolimnické uloženiny.

V rišňovskej priehlbine sú obliaky v štrkoch volkovského súvrstvia dobre opracované. V štrkoch sa nachádzajú šošovky pieskov a je v nich veľké množstvo závalkov sivých ílov.

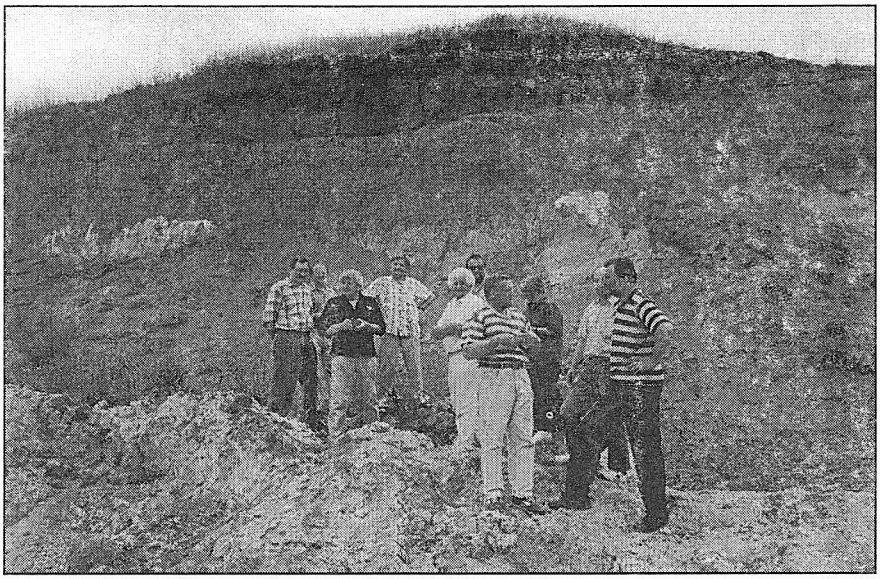
V sedimentoch volkovského súvrstvia rišňovskej priehlbiny sa zistili ťažké minerály: zirkón, turmalín, rutil, titanit, apatit, leukoxén, granát a vulkanické sklo (Fejdiová, 1997; Töröková, 1999); (tab. 1).

Podľa hodnôt stredného zrna M/FW (0,32–1,8) sú piesky uvedeného súvrstvia stredno- až jemnozrnné, vytriedenie So/FW (0,67–2,02) je dobré až mierne dobré, distribúcia zŕn je skoro symetrická (Sk/FW) (–0,3 až 0,13) a normálna až platikurtická (KG/FW) (0,9–1,2); (tab. 2).

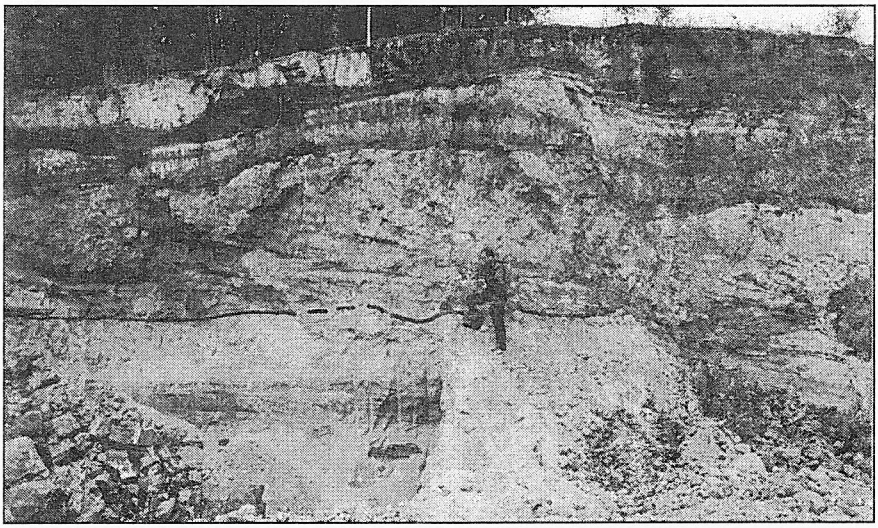
Íly v štrkopieskoch obsahujú z ílových minerálov montmorillonit a v menšej miere aj kaolinit (Fordinál in Maglay et al., 1997b).

V južnej časti regiónu volkovské súvrstie prechádza do pelitického vývoja. Pre uvedený vývoj je charakteristická prítomnosť hrdzavo a hnedo škvrnitých svetlozelenosivých vápnitých ílov, v ktorých sa často vyskytujú polohy jemnozrnného vápnitého piesku. Ojedinele sa v nich nachádzajú vložky uhoľného ílu a lignitu (Gaža a Beinhauerová, 1976).

V sedimentoch volkovského súvrstvia v dnes už takmer zasypanej pieskovni v Kuzmiciach sa našli zvyšky mastodonta druhu *Tetralophodon grandincisivus* (SCHLESINGER); (Schmidt, 1963).



Obr. 18 Výrazná diskordancia fluviolimnických lukáčovských vrstiev na pieskoch volkovského súvrstvia. Typová lokalita lukáčovských vrstiev v pieskovni pri Lukáčovciach. (Foto: J. Maglay.)



Obr. 19 Styk lukáčovských vrstiev s podložnými pieskami volkovského súvrstvia v pieskovni V. Ripňany (Piesočnica). (Foto: J. Pristaš.)

Tab. 1 Zastúpenie (%) ťažkých minerálov v pieskoch volkovského súvrstvia (O. Fejdiová, 1997; I. Töröková, 1999).

| Minerály | Dolné Otrokovce | Tepličky | Dolné Trhovište | Piesočnica |
|---|---|---|---|---|
| rutil | 7,1 | 3,1 | 4,5 | 18,1 |
| zirkón | 14,4 | 10,8 | 16,5 | 12,5 |
| apatit | 0,5 | 2,7 | 1,1 | 2,1 |
| sillimanit | 0,1 | | | 0,8 |
| distén | | | | 3,8 |
| ilmenit | 51,2 | | | 11,2 |
| limonit | 3 | 34,6 | 12,4 | 9,4 |
| turmalín | 16,9 | 0,7 | 0,75 | 8,1 |
| granát | 1 | 0,7 | | 18,1 |
| epidot | | 3,1 | 2,3 | 15,5 |
| alterit | | 9,1 | 8,6 | |
| titanit | | 2,0 | 3,37 | |
| leukoxén | | 1,0 | 2,3 | |
| vulk. sklo | | 4,41 | 0,8 | |
| nepriehľadné | | 26,8 | 44,57 | |

Tab. 2 Zrnitostné parametre pieskov volkovského súvrstvia (O. Fejdiová, 1997; I. Töröková, 1998).

| Parametre | Dolné Otrokovce | Tepličky | Dolné Trhovište | Piesočnica |
|---|---|---|---|---|
| Md | 0,61 | 1,71 | 1,14 | 0,3 |
| M/FW | 1,56 | 1,8 | 1,09 | 1,9 |
| So/FW | 1,08 | 0,67 | 0,77 | 1,1 |
| SK/FW | 1,15 | 0,10 | 0 | 0,29 |
| KG/FW | 1,64 | 0,94 | 0,90 | 1,41 |

**Roman**

**45 kolárovské súvrstvie: ílovité vápnité štrky a piesky** (len v reze)

Vrstvy najmladšieho pliocénu a romanu v nadloží volkovského súvrstvia sú spojené so skrátenou sedimentáciou súvisiacou s ústupom jazier v sedimentačných priestoroch Podunajskej nížiny a sú zachované na styku Podunajskej roviny a Nitrianskej pahorkatiny. Medzi Nitrou a Komjaticami hraničia priamo s pahorkatinou. Medzi Komjaticami, Novými Zámkami a Sereďou ich hranica

ide viac-menej po okraji strednopleistocénnej terasy a len miestami presahuje jej vonkajší okraj. V centrálnej časti Nitrianskej tabule sa ich výskyt nepreukázal. Sú zakryté kvartérnymi sedimentmi a na povrch nevystupujú. Výnimkou sú azda súveké fluviálne štrky, rozšírené reziduálne na najvyšších častiach pahorkatiny v širšom okolí Bojničiek (Dunajský vrch), ktoré Košťálik (1974) začlenil do levantu. Majú charakter jazerných uložení a sú zastúpené prevažne drobnými, dobre opracovanými vápnitými, piesčito-ílovitými až siltovitými štrkmi so sporadickými polohami a vrstvami piesku alebo piesčitého ílu. Na rozdiel od piesčitých vrstiev rozšírených v okolí Kolárova materiál je viac klastický a pravdepodobne tvorí okrajovú fáciu jazerných sedimentov – *palárikovských vrstiev* (Pristaš et al. in Tkáčová a Kováčik, 1995). Hrúbka romanu sa podľa výsledkov hydrogeologických a naftových vrtov pohybuje od 30 m a mimo územia regiónu až 250 m (Harčár et al., 1988).

Súvrstvie romanu je mikropaleontologicky nedeliteľné (Čermák, 1970), no výskumy posledných rokov ukázali, že vo vrtoch vo vrchných častiach súvrstvia sa občas vyskytujú konchílie vodných druhov fauny mäkkýšov.

Drobné štrky zložené z kremeňa, rohovcov, pieskovcov, zriedkavejšie kryštalických bridlíc sú v okrajových častiach panvy netriedené. Vrstvy pieskov sú jemnozrnné až hrubozrnné, obsahujú polohy štrkov a zelenkastých ílov. Smerom do panvy ku Kolárovu súvrstvie postupne prechádza do svetlosivých a sivých pieskov a vápnitých siltov. Vápnitosť sedimentov sa pohybuje od 0,88 do 24,02 %.

Medzi priesvitnými ťažkými minerálmi výrazne prevládajú granát, epidot, biotit, chlorit, z opakových minerálov pyrit a limonit. V množstve do 5 % ťažkej frakcie sa zistili hypersten, zoizit, staurolit, ilmenit a magnetit, v nepatrnom množstve anatas, andaluzit, distén, zirkón, apatit, titanit, turmalín a topás. Hrúbka súvrstvia je 40–70 m (Harčár et al., 1988).

## KVARTÉR

Kvartérne sedimenty majú na území Nitrianskej pahorkatiny dominujúce postavenie. Súvisle pokrývajú južnú, menej súvisle strednú a severnú časť územia. Kvartérny pokryv je prerušovaný len na vyšších kryhách, nárazových brehoch tokov a silno exponovaných svahoch. Hrúbka kvartérneho pokryvu sa všeobecne zväčšuje zo severu na juh a od okolitých pohorí k centrálnym častiam pahorkatiny (obr. 31).

Kvartérne sedimenty v južnej časti územia ležia na ílovitých komplexoch volkovského súvrstvia a štrkovo-piesčitom súvrství romanu. V strednej časti ležia na piesčitom, miestami štrkovitom podloží volkovského súvrstvia a v severnej časti územia prevládajú ílovité súvrstvia staršieho miocénu a sedimenty paleogénu. V okrajových častiach pohorí sú vyvinuté na predterciérnom podloží.

Dominujúce postavenie v regióne majú spraše a sprašové sedimenty. Sprašový pokryv sa smerom na sever a severovýchod postupne stenčuje a typické eolické spraše postupne ubúdajú a v severnej časti územia sú zastúpené sprašovými hlinami. Spraše a sprašové hliny pokrývajú predkvartérne podložie, výraznejšie však sú zachované na fluviálnych sedimentoch terás a proluviálnych sedimentoch náplavových kužeľov.

Druhým výraznejším genetickým typom na území sú fluviálne sedimenty tvoriace výplň prepadlín a depresií a budujúce terasový systém Nitry, Váhu, Bebravy a ich väčších prítokov. V úpätnom pásme západnej časti Tribeča sú rozsiahlejšie vyvinuté proluviálne sedimenty náplavových kužeľov tribečských potokov, ktoré vypĺňajú ľavú časť pozdĺžnej prepadliny stredného toku Nitry. Vzájomný vzťah medzi fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi je veľmi zložitý a nie vždy spoľahlivo riešiteľný.

Okrem uvedených základných typov sa sporadicky zachovali spodnopleistocénne fluviálne a fluviolimnické sedimenty mladej ripnianskej depresie. Širší rozsah majú zvyšky eluviálnych sedimentov – rubifikovaných pôd spodného pleistocénu – a ojedinelé výskyty mladých travertínov.

Styčné pásmo pahorkatiny s okolitými pohoriami je charakteristické prevládaním deluviálnych hlinito-kamenitých a hlinito-piesčitých blokových sedimentov a resedimentovaných starších kôr zvetrávania.

Na základe morfologickej pozície, superpozície a vzťahov fluviálnych a proluviálnych sedimentov so stratifikovateľným nadložným pokryvom spraší a sprašových hlín, ktoré obsahujú fosílne pôdy, malakofaunu, faunu a artefakty, kvartérne sedimenty Nitrianskej pahorkatiny začleňujeme do obdobia spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

Napriek výraznému plošnému rozšíreniu hrúbka kvartérnych sedimentov len mierne presahuje 25 m (obr. 31). Maximálna hrúbka sa zachovala v južnej časti územia Nitrianskej pahorkatiny na terasách sútokovej časti Nitry a Váhu. Menšia hrúbka, do 20 m, sa zachovala na proluviálnych sedimentoch náplavových kužeľov na západnom úpätí Tribeča. Podobná a menšia hrúbka na terasách Nitry a Bebravy je v severnej a strednej časti územia.

## Pleistocén

### Spodný pleistocén

Sedimenty spodného (starého) pleistocénu sú vzhľadom na značnú členitosť reliéfu územia regiónu zachované torzovito a vystupujú morfologicky v najvyššej relatívnej výške v dolinách tokov a povrchovej časti Nitrianskej pahorkatiny.

Plošne najvýraznejšie sa zachovali fluviolimnické a fluviálne lukáčovské vrstvy (Maglay et al., 1997), rozšírené v ripnianskej neotektonickej depresii. Na vrcho-

loch rozvodí pod sprašovým pokryvom Zálužskej a Bojnianskej pahorkatiny sa zachovali staré kôry zvetrávania, zastúpené červenohnedými ílovitými hlinami. V sútokových častiach doliny Nitry a prítokov sa torzovito, reziduálne zachovali zvyšky patinizovaných štrkov mladších období spodného pleistocénu.

**44 eluviálne sedimenty: hliny, rubifikované fosílne pôdy**

V podloží sprašových pokryvov, z väčšej časti na podložných neogénnych íloch Nitrianskej pahorkatiny, sa sporadicky zachovali silno rubifikované až rubifikované fosílne pôdy. Z väčšej časti ide o produkty zvetrávania (podložných ílovitých neogénnych sedimentov), ktoré sú charakteristické pre teplé obdobia vrchného pliocénu až spodného pleistocénu. Uvedené pôdy miestami vystupujú aj na povrch na plochých chrbtoch Nitrianskej pahorkatiny a vypĺňajú nerovnosti, úvaliny predkvartérneho reliéfu. V spodnej časti sú zväčša premiešané so sedimentmi podložia kvartéru. Rezíduá týchto sedimentov sa sporadicky zachovali aj v okolí výstupov mezozoika, sú však druhotne premiestnené a premiešané s mladšími deluviálnymi svahovinami.

Fosílne pôdy výrazne vystupujú v podloží mohutných sprašových komplexov a tvoria fosílne pôdne komplexy. Najvýraznejšie vystupujú v južnej časti Nitrianskej pahorkatiny, najmä v starom, v súčasnosti opustenom hlinisku tehelne v Nitre-Čermáni, v zárezе poľnej cesty západne od obce Veľký Kýr (Milanovce) a najjužnejšie v južnom cípe pahorkatiny v zárezе štátnej cesty Komjatice – Rastislavice. Okrem toho sa nachádzajú v centrálnej časti Zálužskej pahorkatiny, v okolí Veľkého Zálužia, Bábu a v Alekšinciach. Smerom na sever na Bojnianskej pahorkatine sa zachovali len na vysokých kryhách a boli zachytené vo viacerých vrtoch (Vaškovský, 1980; Pristaš, 1998). V tejto časti územia pahorkatiny dominujú lukáčovské vrstvy. Smerom na sever sa ich výskyty zmenšujú a na Bánovskej pahorkatine sa nezistili. Rubifikované pôdy sa sformovali prevažne na pelitickom (ílovitom) substráte volkovského súvrstvia a čiastočne hlavinských vrstiev a tvoria fosílne pôdne komplexy. Podľa Košťálika (1974) poukazujú na priebeh sialitickо-alitického zvetrávania.

Charakteristickým znakom rubifikovaných fosílnych pôd je ich zafarbenie (Košťálik, 1974; Vaškovský, 1977) s viacerými farebnými odtieňmi: červené, červenohnedé, hnedé, hnedožlté. Prevláda však červená a červenohnedá farba. Príznačná je prítomnosť železito-mangánových konkrécií do veľkosti hrachu, ktoré sú nepravidelne rozptýlené po celom súvrství. Podľa Vaškovského (1997) na bázach horizontov pôsobia dojmom kompaktnejších hlín so slabšími náznakmi pôdnej štruktúry. V niektorých profiloch je v nich viditeľné aj výrazné horizontálne zvrstvenie (Čermáň pri Nitre), ktoré svedčí o ich premiestňovaní. Obyčajne vo vrchnej časti horizontov je výrazná pôdna štruktúra. Spodná časť

komplexu fosílnych polygenetických pôd je kompaktnejšia a vyznačuje sa polyedrickým rozpadom.

Po zrnitostnej stránke sú rôznorodé. Prevládajú prachovité a ílovité hliny. Vo zvrstvených polohách pribúda piesčitá zložka (jemný prachovitý piesok). Podstatnú substanciu v zrnitostnom zložení rubifikovaných fosílnych pôd tvoria častice menšie ako 0,002 mm (30–47 %), potom sú to prachovité častice a len malé množstvo piesčitej frakcie (nad 0,05 mm). Prirodzené mikroagregáty sa sústreďujú najmä v prachovitej frakcii. Rubifikované fosílne pôdy sa vyznačujú vysokým stupňom mikroagregácie.

Karbonáty $CaCO_3$ v rubifikovaných fosílnych pôdach sa nachádzajú medzi jednotlivými horizontmi pôd, kde tvoria mikrokonkrécie vertikálne pretiahnutých tvarov s rozmerom do 25 cm. Miestami vystupujú vo forme roztrúsených drobných konkrécií. Základná hmota pôd je nevápnitá, resp. je veľmi slabo vápnitá. Tento typ fosílnych pôd sa v nižších častiach horizontov vyznačuje veľmi nízkym obsahom humusu (0,15–0,25 %). Vo vrchných častiach v preplavených pôdach sa obsah humusu mierne zvyšuje.

Chemické zloženie rubifikovaných fosílnych pôd má niektoré charakteristické zvláštnosti. V komplexoch fosílnych pôd vo Veľkom Kýre (Milanovciach) a Komjaticiach stúpa obsah $SiO_2$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$ a klesá obsah CaO.

V zastúpení vysoko disperzných minerálov dominuje montmorillonit, prítomný je aj kaolinit, illit, chlorit a kremeň.

Rubifikované fosílne pôdy v Komjaticiach a Veľkom Kýre (podľa Vaškovskej in Vaškovský, 1977) sú vo výbrusoch hnedočervené, resp. hnedé s červeným odtieňom. Majú slabo vyvinutú alebo úplne nevyvinutú mikroštruktúru s príznakmi fragmentárnej štruktúry. Je v nich veľké množstvo trhlín s priemerom 0,1 mm, alebo sú výrazne agregované. Mikroagregáty sú ostrohranné, majú veľkosť 3–5 mm. Mikroagregáty sa skladajú zo zŕn primárnych minerálov, pevne stmelených pôdnou plazmou. Pôdna plazma obsahuje vysoké percento železa, ktoré je separované vo forme výrazných horizontov. Humus je prevažne rozptýlený v pôdnej plazme. Minerálnu kostru pôdy tvoria predovšetkým zrná kremeňa, pevne obalené ílom.

V najvyššej časti profilov sa sporadicky zachovali fosílne pôdy günzko-mindelského (kromerského) interglaciálu zastúpené fosílnymi pôdami hnedočervenej farby. Ide o slabo vápnité, nehumózne až slabo humózne ílovité hliny s rozptýlenými konkréciami $CaCO_3$ a mikrokonkréciami Fe a Mn.

Vrchný kontakt so sprašami a fosílnymi pôdami je nerovný, zvírený, výrazne sprehýbaný involúciami a mrazovými klinmi, ktoré sú vyplnené nadložnými sprašami s vápnitými konkréciami.

V peľovom spektre (Planderová, 1969) v profile silno rubifikovaných pôd v Nitre-Čermáni zriedka pozorujeme prítomnosť nerovnomerne rozložených spór teplomilnejších rastlín. Najčastejšie sa nachádzajú úlomky tkanív spór *Polypodiaceae, Pteris*,

jednotlivo *Osmunda.* Z ihličnanov sú prítomné *Pinus silvestris, Pinus haploxylon, Cupressaceae, Juniperus, Quercus, Castanea, Carya, Alnus, Eleagnus* a *Gramineae.*

Stratigraficky presnejšie sú datované výplne krasových dutín, reprezentované najmä červenohnedými hlinami terrarosového typu, nachádzajúce sa v krasových komínoch a kavernách v paleogénnych zlepencoch a brekciách borovského súvrstvia v okolí Hradišťa a Závady. Mimo študovaného územia, najmä v dutinách mezozoických vápencov v okolí Kolíňan (Málok), obsahujú spodnopleistocénnu villányiskú faunu stavovcov, ktorá chronologicky nadväzuje na faunu z Hajnačky (Cerová vrchovina), zastúpenú *Prospalax priacus* (NEHRING), *Mimomys reidi* (HINTON), *Ungaromys nanus* (KORMOS), *Villanyia exilis* (KRETZOI), *Hypolagus* sp., *Beremendia fissides* (PETENYI); (Ložek, 1964). Podobná fauna sa našla aj v kameňolome v Žiranoch.

V Bánovskej pahorkatine väčší rozsah a hrúbku majú červenohnedé hliny – produkty zvetrávania podložných ílovitých neogénnych sedimentov, ktoré vystupujú v podloží sprašových hlín a vypĺňajú nerovnosti reliéfu v paleogénnych sedimentoch borovského súvrstvia. Zreteľne vystupujú v opustenom kameňolome pri cintoríne v obci Hradište, menej výrazne v rozsiahlom kameňolome severnej časti obce a v rozsiahlom dolomitovom kameňolome v Malých Kršteňanoch. Zaberajú povrchové časti kameňolomov a vo forme vriec, klinov, trhlín, rozsadlín a škár hlboko zasahujú do zvetraného, čiastočne skrasovateného povrchu brekcií a zlepencov borovského súvrstvia. Tvoria ich červenohnedé až gaštanovočervené prachovité, prachovito-piesčité a limonitizované hliny terrarosového typu so značným podielom zvetranej drviny zlepencov a mezozoických dolomitov s hojným obsahom Fe-Mn bróčikov. Fauna z týchto sedimentov sa dosiaľ nepreukázala. Výplavy boli sterilné, a preto ich presnejšie stratigrafické začlenenie je problematické. Na základe analógie s podobnými výplňami v kameňolome v Kolíňanoch môžeme uvažovať o ich spodnopleistocénnom veku.

Povrchové výskyty fauny stavovcov a gastropód pri Veľkých Bieliciach sú po prehodnotení (Holec, 1985) staršie, pravdepodobne pliocénne.

### 43 fluviolimnické sedimenty: limonitizované piesčito-hlinité štrky – lukáčovské vrstvy

Uvedené sedimenty predstavujú špecifický, nerovnomerne zachovaný fenomén najstaršej kvartérnej akumulácie, a to nielen na území regiónu Nitrianskej pahorkatiny, kde ich podľa lokality Lukáčovce opísal Maglay (in Maglay et al., 1997, 1998) a Šarinová (2000), ale podľa najnovších zistení aj na ostatných pahorkatinách Podunajskej nížiny. Sú litologickým a stratigrafickým ekvivalentom *strekovských vrstiev* (biber), ktoré opísali Harčár a Schmidt (1965) a Schmidt a Halouzka (1970) z Hronskej pahorkatiny. Na území Nitrianskej pahorkatiny sú rozšírené predovšetkým v neotektonicky mladej ripnianskej depresii.

Lukáčovské vrstvy sú sedimentačne zložené z dvoch čiastočne odlišných častí. Spodná časť, ležiaca diskordantne na sedimentoch volkovského súvrstvia, je zastúpená sivožltými až mierne hnedastými zvrstvenými piesčitými hlinami, ktoré sú zachované len sporadicky. Väčší rozsah majú červenohnedé limonitizované piesčito-hlinité štrky dominujúcej vrchnej časti.

Prítomnosť týchto sedimentov na miestach bez sprašového pokryvu indikujú nápadné zmeny vo farbe a litologickej náplni svahovín ležiacich na nich (časť „Surdok" západne od Biskupovej), ale najmä priame výstupy farebne veľmi výrazných, hrdzavých, tmavočervených, červenohnedých až bordových piesčitých hlín a nimi spevnených limonitizovaných drobnozrnných štrkov. Štrky sú buď rovnomerne rozptýlené v celom profile, alebo sústredené len na jeho báze, resp. vo viacnásobne sa striedajúcich vrstvách. Rovnako sa v bazálnych častiach vrstiev sporadicky a v tenkých polohách vyskytujú aj hrubšie štrkové frakcie s ojedinelými balvanmi väčších rozmerov. Na jednotlivých lokalitách boli zaznamenané mierne odchýlky v litologickej náplni, sedimentologických, sedimentárno-petrografických a ďalších sledovaných parametroch, pričom spoločným a charakteristickým znakom týchto sedimentov je ich subhorizontálne až horizontálne uloženie a výlučne erózny kontakt so sedimentmi *volkovského súvrstvia* v štrkovo-piesčitom vývoji s polohami ílov (lokalita Lukáčovce); (obr. 18).

Väčšina zistených a dokumentovaných výstupov je situovaná v horných častiach svahov úvalinovitých dolín v miestach ich prechodu do plochých, sprašami pokrytých medziúvalinových chrbtov, t. j. bezprostredne pod úrovňou, resp. na úrovni staršej, vrchnopliocénnej poriečnej rovne (jjv. od Tekoldian v časti Rybníky, v obci Merašice pri cintoríne, vo Veľkých Ripňanoch-„Piesočnici", v doline Cerového potoka pri vodnej nádrži jz. od Veľkých Ripnian, západne od Biskupovej, v časti Surdok a i.). Táto, pôvodne jednotná úroveň bázy *lukáčovských vrstiev* bola počas pleistocénu tektonicky vertikálne diferencovaná do viacerých úrovní v dnešnom maximálnom rozmedzí cca 50 m. Iné výskyty tvoria zvyšky pravdepodobne litorálnych úsekov prietočného jazera alebo okrajov prívodných kanálov s prejavmi abráznej činnosti v podložných sedimentoch volkovského súvrstvia (Dolné Otrokovce – časť Bučovské, pieskovňa medzi Hornými a Dolnými Otrokovcami, Horné Trhovište – Farské a i.).

Málo výrazné, ale zároveň najčastejšie sú priame výstupy hrubopiesčitých až veľmi hrubopiesčitých hrdzavých, červenohnedých až bordových zahlinených drobných štrkov, prejavujúcich sa v delúviách ako hrdzavé až červenohnedé piesčité štrky (západne od Biskupovej a i.). V dnách poľných ciest (jjv. od Tekoldian a pri Merašiciach a i.) ide len o 2–3 m hrubé vrstvy. Materiál štrkov a pieskov s povlakmi Fe a Mn oxidov je tvorený takmer výlučne kremeňom a kremencami (87,5 %). Obsah živcov, sľúd a karbonátov sa pohybuje od 4 do 9 %. V ľahkej frakcii je veľké množstvo limonitizovaných kremenných zŕn a zŕn limonitov.

V pieskovni sz. od Lukáčoviec tvoria tieto sedimenty veľmi výraznú, do 80 cm hrubú polohu červených až hrdzavočervených, diskordantne a horizontálne uložených zahlinených spevnených hrubozrnných pieskov a jemnozrnných štrkov s úlomkami. Hrúbka vrstvy je vplyvom postsedimentačných eróznych procesov v nadloží výrazne zredukovaná a nerovnomerná.

V percentuálnom zastúpení granulometrických frakcií (Šarinová, 2000) prevláda hrubozrnný piesok (55–97 %), nasleduje drobnozrnný štrk do ∅ 30 mm (2–36 %) a zvyšok tvorí prach a íl (0–27 %). V minerálnom zložení frakcie ∅ 0,25–0,10 mm dominuje často limonitizovaný kremeň (63 %) s povlakmi detritického mangánu, nasleduje živec (15–21 %), fantomické karbonátové zrná (11–18 %), zo sľúd prevládajúci muskovit (6,47 %) a ostatné zrná, hlavne čierne mangánové a limonitové (6,45 %), ktorých zhluky tvoria samostatné kôry odolnejšie proti zvetrávaniu. Vo vrchných častiach lukáčovských vrstiev sa v ílovej frakcii nachádza illit a montmorillonit spolu s klastickým kremeňom, albitom a ortoklasom. Ojedinele a v malom množstve je prítomný kaolinit a pravdepodobne zmiešanovrstvový illit-smektit.

V pieskovni pri ceste medzi Hornými a Dolnými Otrokovcami sa spomínané sedimenty nachádzajú vo výške 203 m n. m. V tomto prípade ide len o 50 cm hrubú polohu čiastočne spevnených hrdzavočervených až tmavočervených piesčitých štrkov, v hornej časti silno zahlinených. V tejto časti veľkosť obliakov štrkov dosahuje najväčšie hodnoty, až do ∅ 15 cm, a nahor sa postupne zmenšuje do ∅ 2 cm. Medziobliakovú výplň tvorí spevnený limonitizovaný hrubozrnný tmavočervený a hrdzavý piesok s viacnásobnými polohami piesčitých hlín, ktoré smerom k nadložiu pozvoľna prechádzajú do vápnitých jemnopiesčitých splachov zo spraší nesúcich stopy zahlinenia, až napokon prejdú do typických vápnitých spraší. Petrograficky v prípade štrkov ide takmer výlučne o kremeň a kremence (82 %), na povrchu sfarbené Fe a Mn oxidmi. Limonitom tmelené konkrécie a mangánové zrná a ich zhluky tvoria aj tu v piesčitých polohách samostatné tmavé odolnejšie kôry. Obsah živcov, sľúd a karbonátov sa pohybuje od 1,5 do 8 %.

Podobný výskyt zaznamenávame aj vo východnej časti obce Tepličky v malej opustenej pieskovni.

V plynárenskej ryhe južne od Dolných Otrokoviec nachádzame vo výške 205 m n. m. väčšinou piesčité tmavočervené ílovité hliny s hrúbkou vrstvy okolo 5 m. Prítomnosť obliakov štrkov je v tomto prípade veľmi zriedkavá, ale hliny sú oproti podložným pieskom veľmi spevnené.

Rozsiahly a súvislý výskyt spomínaných sedimentov sa nachádza v starej pieskovni jz. od Veľkých Ripnian a v ťaženej pieskovni v okolí Veľkých Ripnian – „Piesočnici". V ľavej (východnej) časti odkryvu môžeme sledovať pozvoľný prechod svetlookrových až bielych jemnozrnných pieskov a sivých ílov bazálnych vrstiev do spodnopleistocénnych červenohnedých až bordových zahlinených štrkov, ktoré vo vrchnej časti odkryvu dominujú a ich hrúbka v prieskumnej ryhe dosahuje až 5 m. Celé súvrstvie vrátane podložných pieskov a štrkov volkovského

súvrstvia je porušené tektonickými mikrodeformáciami sz.-jv. a z.-v. orientácie, ktoré ho členia na sústavu drobných, vzájomne posunutých krýh.

Na základe výsledkov komplexnej sedimentárno-petrografickej analýzy sedimentov lukáčovských vrstiev z viacerých lokalít (Šarinová, 2000) vyplýva, že boli usadené v sporadicky uzavretom a prietočnom plytkojazernom až riečno-jazernom prostredí mladej, neotektonickej ripnianskej depresie. Charakteristickým znakom vrstiev je výrazný prínos proluviálneho materiálu transportovaného na krátku vzdialenosť zo znosovej oblasti Považského Inovca. Významná je účasť resedimentovaných pieskov a štrkov podložného volkovského súvrstvia (dák).

Na základe zistených skutočností, ako aj nových poznatkov z iných častí okrajových pahorkatín Podunajskej nížiny môžeme konštatovať, že rozšírenie sedimentov má globálny charakter, závislý od špecifických klimatických podmienok zvetrávania hornín. Preto predpokladáme ich rozšírenie na vyšších kryhách okrajových častí ripnianskej depresie pod sprašovým pokryvom vo výške zodpovedajúcej povrchu alebo blízko pod povrchom vrchnopliocénnej poriečnej rovne. Jednotlivé odchýlky zodpovedajú podmienkam depozície lokálnych prietočných jazier. Stratigraficky ich zaraďujeme do najstaršej časti spodného pleistocénu (biber). Svojím litofaciálnym zložením sú totožné so strekovskými vrstvami, ktorých stratigrafická príslušnosť bola doložená faunou vertebrát (Harčár a Schmidt, 1965; Schmidt a Halouzka, 1970) Hronskej pahorkatiny.

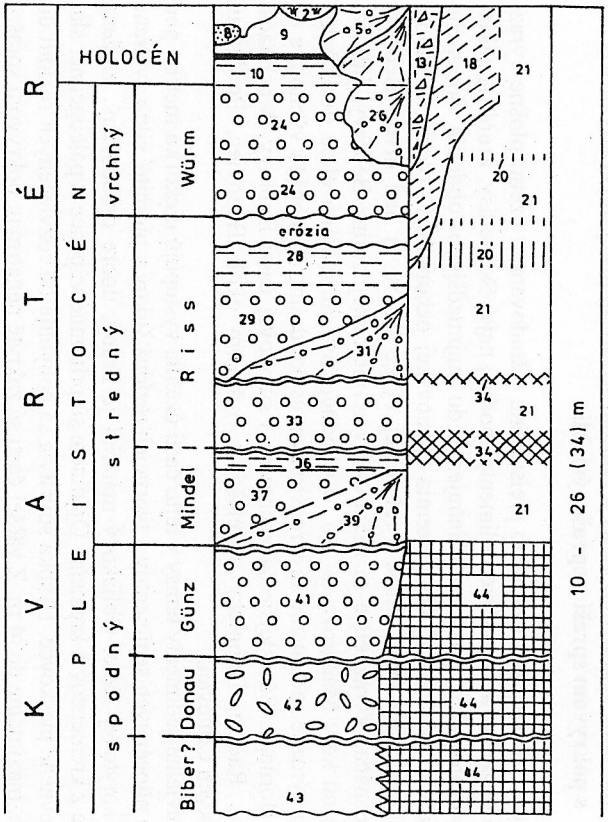
### 42 fluviálne sedimenty: štrky a rezíduá štrkov vrchnej najvyššej terasy

Sedimenty spodného pleistocénu na území Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých okrajových častiach Tribeča, Strážovských vrchov a Hornonitrianskej kotliny sa zachovali len torzovito a vystupujú len vo forme ostrovčekov v morfologicky najvyšších pozíciách dolín Nitry a Bebravy. Vyčleňujeme ich len na základe morfologickej pozície a reziduálnych výskytov štrkov týchto najstarších fluviálnych, resp. proluviálnych akumulácií. Ich vyčlenenie v študovanom území je značne komplikované výskytom štrkov a pieskov volkovského súvrstvia.

Sedimenty spodného pleistocénu vystupujú v morfologickej terasovej pozícii v relatívnej výške 45–50 a 60–70 m a mimo študovaného územia v Hornonitrianskej kotline v relatívnej výške cca 100 m.

Fluviálne sedimenty, štrky a rezíduá štrkov vrchnej, najvyššej terasy sa zachovali najmä na pravom brehu Bebravy v sútokovej časti Bebravy, Inovca, Svinnice a Radiše, medzi Dolnými Ozorovcami a Veľkými Chlievanmi a torzovito na ľavom brehu Bebravy severovýchodne od Podlužian.

Fluviálne sedimenty terasy sú tvorené rozvlečenými zahlinenými, občas piesčitými štrkmi. Obliakový materiál je prevažne hrubý, opracovaný, silno navetraný, z väčšej časti patinizovaný. V petrografickom zložení dominujú rezistentné obliaky kremenca a kremeňa, ojedinele sa tu vyskytujú obliaky paleogénnych pieskovcov.




Obr. 20 Litostratigrafická kolónka kvartéru.
(Zostavil: J. Pristaš, 2000.)

**Holocén**

2 – organogénne slatiny a slatinné pôdy; 4 – proluviálne hliny, piesky a piesčité hliny; 5 – proluviálne štrky, piesky a piesčité štrky; 8 – fluviálne piesky; 9 – fluviálne hliny, hlinité piesky a štrky.

**Pleistocén – holocén**

13 – deluviálne hlinité, hlinito-kamenité až blokové sedimenty; 18 – eolicko-deluviálne sprašové hliny s polohami spraší.

**Pleistocén**

20 – humózne hliny – fosílne pôdy; 21 – prachovité až piesčité hliny – spraše; 24 – fluviálne piesčité štrky a piesky dnovej akumulácie a nízkej terasy; 26 – proluviálne štrky, piesky a piesčité hliny; 28 – ílovité povodňové hliny; 29 – fluviálne piesčité štrky strednej terasy; 31 – proluviálne piesčité a hlinité štrky, fluviálne piesčité štrky strednej terasy; 34 – eluviálne, slabo humózne rubifikované fosílne pôdy; 36 – fluviálne hliny, ílovité hliny a íly; 37 – fluviálne štrky a piesčité štrky; 39 – proluviálne piesčité a hlinité zvetrané štrky; 41 – fluviálne štrky a rezíduá štrkov; 42 – fluviálne štrky a rezíduá štrkov; 43 – fluviolimnické, limonitizované piesčito-hlinité štrky – lukáčovské vrstvy; 44 – eluviálne hliny, rubifikované fosílne pôdy.

Proluviálne sedimenty, rozšírené najmä mimo študovaného územia, resp. v jeho tesnom susedstve na úpätí Tribeča, v okolí Veľkých Uheriec, na pravom brehu potoka Dršná, v okolí Krnče, reziduálne na mezozoiku medzi obcami Podhorany a Drážovce, sú tvorené piesčitými štrkmi žltosivej a sivej farby. Obliakový materiál je hrubý, miestami blokový a silno zvetraný, miestami patinizovaný. V petrografickom zložení materiálu na spomínaných lokalitách dominujú polo-opracované až opracované obliaky kremencov, kremitých pieskovcov, miestami vápencov. Petrograficky odlišné zloženie majú sedimenty spodnopleistocénneho náplavového kužeľa Oslianskeho potoka. Tvoria ich silno zvetrané zahlinené hrubozrnné štrky a piesky hnedej, sivej až sivohnedej farby. V obliakovom materiáli dominujú hrubé a blokové, polo- až dobre opracované, miestami rozpadavé obliaky andezitov, no sú prítomné aj obliaky kremenca a kremeňa, v okolí Hornej Vsi sa sporadicky zachovali aj travertíny. Ojedinelé bloky v okolí Ďurišových Štálov a v okolí Čerenian dosahujú priemer presahujúci 2 m a v niektorých prípadoch boli občas mylne interpretované ako výstupy vulkanoklastík. Hrúbka uvedených sedimentov kolíše od rezíduí do 3 m a podľa údajov z domových studní v okolí Ďurišových Štálov miestami presahujú viac než 10 m.

**Günz**

**41 fluviálne sedimenty: štrky a rezíduá štrkov spodnej najvyššej terasy;**
**40 fluviálne sedimenty: štrky a rezíduá štrkov spodnej najvyššej terasy s pokryvom spraší a spražových hlín**

Medzi sedimentmi spodného pleistocénu v študovanom území plošne výraznejšie sa zachovali fluviálne sedimenty spodnej najvyššej terasy, ktoré na základe morfologickej pozície začleňujeme do najmladšieho obdobia spodného pleistocénu. V severnej časti územia (Bánovskej pahorkatiny) tvoria rozsahom neveľké plošiny vystupujúce v relatívnej výške 45–50 m nad nivou Bebravy a Machnáča. Výraznejšie sa zachovali v asymetrickej doline Bebravy, juhozápadne od kóty Madarova a vo východnej časti intravilánu obce Podlužany. Menej výrazne zachované sú v rozšírenom úseku doliny Machnáča východne od obce Horňany. Súvislejšie sa zachovali v sútokovej časti Bebravy, Machnáča, Inovca, Radiše, Dubničky a Jelešnice, v širšom okolí Bánoviec, Podlužian a Veľkých Chlievan.

Fluviálne sedimenty terasy v tejto časti územia vystupujú niekoľko metrov pod bázou pliocénnych sedimentov a tvoria ich rezíduá štrkov a piesčité, silno zvetrané štrky korytovej fácie. Obliakový materiál je hrubý, dobre opracovaný, zložený hlavne z kremencov a kremeňa. Ojedinele sú prítomné vápence a paleogénne, slabo spevnené pieskovce. Hrúbka súvrstvia sa pohybuje od rozvlečených rezíduí do 2–3 m, maximálne do 4 m. Z väčšej časti sú zakryté nepatrným pokryvom sprašo-

vých hlín. Výrazné torzá tejto terasy vystupujú na ľavom brehu Nitry medzi obcami Ludanice a Koniarovce.

V južnej časti Zálužskej pahorkatiny, najmä na styku strednopleistocénnych terás Váhu a pahorkatiny boli vrtmi zachytené sedimenty uvedenej terasy v podloží hrubého pokryvu spraší a sprašových hlín v okolí Poľného Kesova a spomínané sú v dolnej časti doliny Nitry v okolí Komjatíc (Vaškovský, 1981).

Fluviálne štrky terasy vystupujú len občasne na viac exponovaných svahoch a sú zložené prevažne z rezistentných obliakov, najmä kremenca. Obliakový materiál je hrubý, dobre opracovaný, silno navetraný, miestami patinizovaný. Medzi Tvrdomesticanmi a Topoľčanmi hrúbka fluviálnych štrkov je 3–6 m (Žembery, 1992). Západne od Koniaroviec vo vrtoch (Pristaš, 1998) sa vyskytujú len reziduálne. V okolí Komjatíc hrúbka presahuje 5 m a akumulácia je zložená zo štrkopieskov a pieskov sivohnedej farby. V nich sa nachádzajú ojedinelé obliaky do 15 cm. Obliakový materiál je opracovaný, slabo vytriedený. V petrografickom zložení materiálu (podľa Vaškovského, 1981) prevládajú vulkanické horniny a kremence, menej kremeň a vápence.

Smerom k nadložiu fluviálne štrky prechádzajú do pieskov, a najmä ílovitých a piesčitých povodňových hlín. Na nich sa sformovali rubifikované pôdy starších období pleistocénu (kromer). Na základe uvedenej günzko-mindelskej interglaciálnej pôdy fluviálne sedimenty terasy boli začlenené do obdobia günzu. V južnej časti Zálužskej pahorkatiny je terasa zakrytá viac než 15 m hrubým pokryvom spraší, sprašových hlín a mladších fosílnych pôd.

**Stredný pleistocén**

V geologickej stavbe kvartéru študovaného územia sa výraznejšie uplatňujú až sedimenty stredného pleistocénu zachované v dolinách Bebravy, Nitry, a najmä v sútokovej časti Nitry a Váhu. Zastúpené sú fluviálnym, menej proluviálnym a najrozsiahlejším pokryvným terestrickým vývojom. Zaraďujeme ich do staršej a mladšej časti stredného pleistocénu, do obdobia mindelu a rissu.

**Stredný pleistocén (staršia časť)**

Ide o sedimenty stredného pleistocénu, zastúpené proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov a fluviálnymi sedimentmi terás Bebravy, Nitry a Váhu. Plošne výraznejšie výskyty majú najstaršie kvartérne terestrické sedimenty – spraše vyvinuté na sedimentoch spodného pleistocénu a podložia kvartéru.

**39 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité zvetrané štrky náplavových kužeľov;**

**38 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité zvetrané štrky náplavových kužeľov s pokryvom spraší a sprašových hlín**

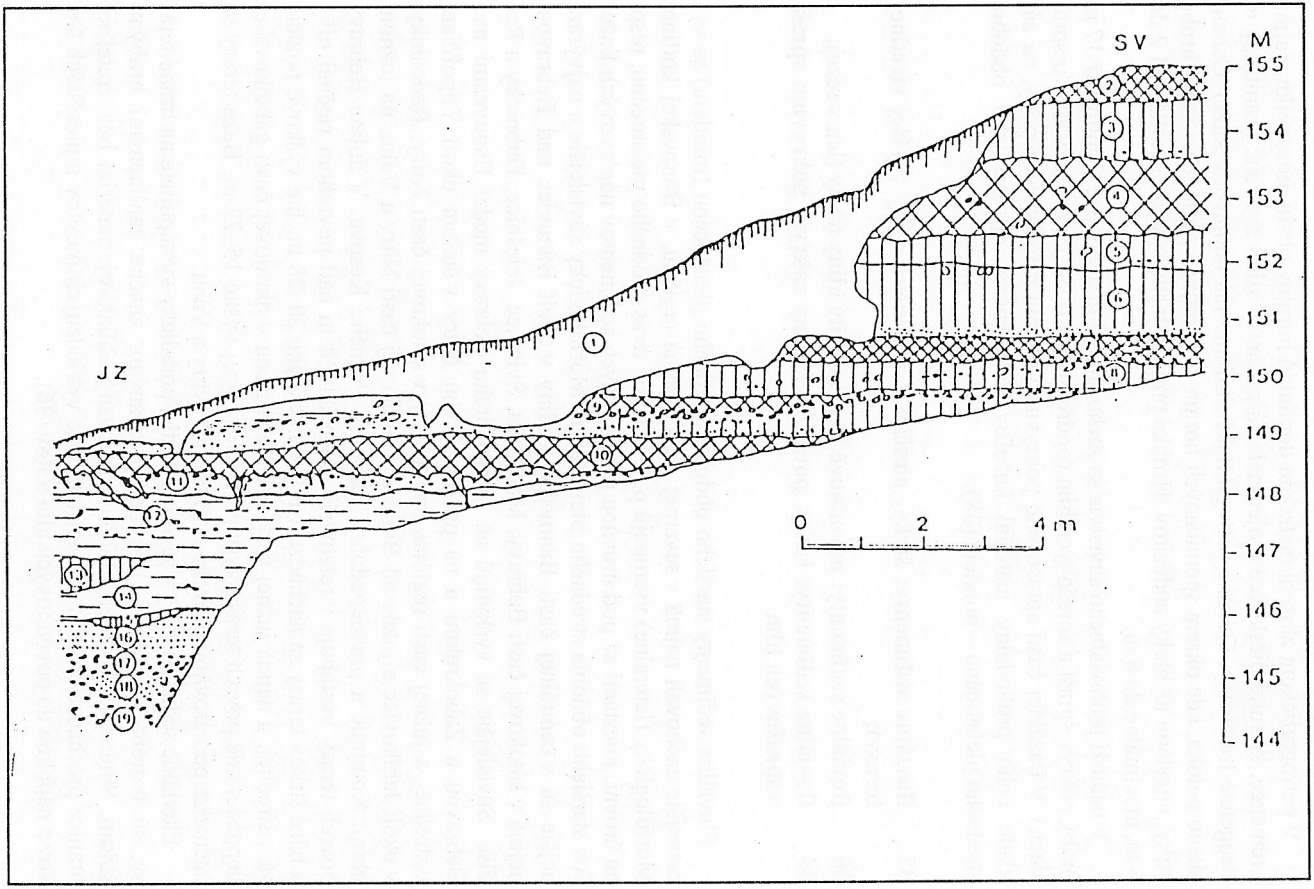
V doline Nitry, najmä na severnom a západnom úpätí Tribeča, morfologicky pod poriečnou rovňou a spodnopleistocénnymi terasami v morfologicky nižšej pozícii v relatívnej výške 20–25 m až 50 m vystupujú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov ľavostranných prítokov Nitry.

Pozične vyšší a starší strednopleistocénny náplavový kužeľ zaberá úsťovú časť Oslianskeho potoka, vystupuje na viac poklesnutých kryhách v doline Dubnice, Oponického potoka a medzi Bádicami a Podhoranmi v doline potoka Hunták. Menšie plochy sú zachované v doline Lefantovského potoka. Rozsiahle plochy náplavových kužeľov sa zachovali v Topoľčianskej zníženine v doline potoka Chotina a Slivnica. V severozápadnom predpolí Tribeča sa náplavové kužele smerom od pohoria k okrajom vejárovito rozširujú a zväčšujú. Ich frontálne časti sú miestami useknuté laterálnou eróziou Nitry. Miestami sú mladšou eróziou bočných tokov rozčlenené na menšie časti.

Charakteristickou črtou geologickej stavby náplavových kužeľov je polycyklickosť vyjadrená striedaním proluviálnych sedimentov, spraší, sprašových hlín, fosílnych pôd a horizontmi pôd s prítomnosťou polôh mladších proluviálnych sedimentov.

Náplavové kužele sú tvorené zahlinenými piesčitými zvetranými štrkmi. Obliakový materiál je hrubý, neopracovaný až poloopracovaný, s ílovitými, hlinitými a piesčitými polohami, prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby.

Obr. 21 Vzťah (vysokej) terasy a sprašového pokryvu v doline rieky Nitry pri Janíkovciach neďaleko Nitry (podľa I. Vaškovského, 1977).
1 – úsyp; 2 – recentná pôda; 3 – spraš; 4 – fosílny, slabo humózny, ílovito-hlinitý iniciálny pôdny horizont PK-I; 5 – sprašový horizont; 6 – v spodnej časti sprašový horizont prechádza do hlinopieskov; 7 – pôdny komplex (PK-II a PK-III); horizont škvrnitej černozeme v podloží s horizontom parahnedozeme; 8 – spraš; 9 – sprašový horizont s výraznou horizontálnou koncentráciou konkrécií $CaCO_3$ a krotovinami; 10 – horizont fosílnej, výrazne rubifikovanej parahnedozeme; 11 – konkréciový horizont $CaCO_3$ vyvinutý na nivných sedimentoch; 12 – piesčité hliny s málo výraznou horizontálnou vrstvovitosťou a ojedinelými šošovkami štrkov, resp. pieskov (nivná fácia); 13 – piesčitý tmavý íl (mŕtve ramená vložené do nivy); 14 – sedimenty mŕtveho ramena; 15 – fluviálne jemnozrnné piesky (prikorytových valov); 16–19 – fluviálne štrkopiesky a hrubozrnné piesky vysokej terasy.


SV
M
155
154
153
152
151
150
149
148
147
146
145
144
JZ
0
2
4 m

V petrografickom zložení materiálu dominujú horniny obalu mezozoika, najmä kremence, kremité pieskovce a ojedinele sú prítomné silno zvetrané granitoidy aj neogénne travertíny. Odlišné petrografické zloženie má náplavový kužeľ Oslianskeho potoka, kde okrem spomínaných hornín dominujúce postavenie majú hrubé štrky, miestami až bloky andezitov. Hrúbka proluviálneho súvrstvia kolíše od 2 do 3 m, maximálne do 8 m.

V nadloží proluviálneho súvrstvia sa zachoval 3–5 m a v doline Chotiny až 17 m hrubý pokryv spraší a sprašových hlín (podrobnejšie o stavbe spraší v stati o sprašiach). V bazálnej časti sprašového pokryvu vystupujú rubifikované pôdy, na základe čoho proluviálny materiál kužeľov začleňujeme do staršieho obdobia stredného pleistocénu – mindelu (38).

**37 fluviálne sedimenty: štrky, piesčité a zahlinené štrky (vyššej strednej terasy);**

**36 fluviálne sedimenty: povodňové hliny, ílovité hliny až íly** (len v reze);

**35 fluviálne sedimenty: štrky, povodňové hliny zakryté pokryvom spraší a sprašových hlín**

Fluviálne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu (mindelu) sa výraznejšie zachovali najmä v severnej časti územia regiónu, v Bánovskej kotline. Morfologicky (laterálne) vystupujú pod úrovňou terás spodného pleistocénu, resp. na úrovni, miestami až pod úrovňou proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov staršieho obdobia stredného pleistocénu. Morfologicky súvislejšie a najvýraznejšie sú v centrálnej časti Bánovskej kotliny v okolí Bánoviec nad Bebravou, najmä v sútokovej časti Bebravy, Machnáča, Svinnice, Jelešnice, Dubničky a Radiše. Súvislejšie sa vyskytujú na ľavom brehu Bebravy medzi Bánovcami nad Bebravou a Žabokrekmi a na pravom brehu Nitry v širšom okolí Topoľčian, v strednej a južnej časti regiónu, sporadicky v sútokovej časti Nitry, Radošinky, v okolí Janíkoviec a južne od Branča, v sútokovej časti Nitry a Váhu, na južnom okraji Komjatíc a pravdepodobne južne od Poľného Kesova. V doline Bebravy povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 28–38 m nad povrchom riečnej nivy a báza štrkov terasy sa nachádza v relatívnej výške 20–28 m. Iné výškové pozície sú v strednej, a najmä južnej časti územia regiónu v okrajovej časti gabčíkovskej depresie, kde povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 15–22 m. Báza terasy sa nachádza pod úrovňou povrchu riečnych nív Nitry a Váhu.

Fluviálne sedimety (37) v severnej časti, sporadicky vystupujúce na hrane terasy, sú tvorené piesčitými, miestami zvetranými, značne zahlinenými hrubými štrkmi. Smerom k nadložiu dobre opracovaný obliakový materiál bez zreteľnej hranice prechádza do hrubozrnnejších, viac vytriedených pieskov a piesčitých štrkov a napokon do povodňových hlín a ílov (36).

Najspodnejšia časť akumulácie je vytriedená, hrdzavosivej farby. Obliakový materiál je miestami stmelený železitým tmelom. V petrografickom zložení materiálu dominujú kremence, kremeň, sporadicky sú zastúpené obliaky vápencov. Hrúbka fluviálnych sedimentov terasy sa pohybuje od rezíduí do 2–3 m.

Výraznejšia hrúbka piesčitých štrkov akumulácie je v južnej časti regiónu, tak v samotnej doline Nitry (obr. 21), ako aj v sútokovej časti doliny Nitry a Váhu. Podľa vrtov situovaných na terase (Vaškovský, 1981; Pristaš et al. in Tkáčová a Kováčik, 1995) akumulácia je zložená z drobných sivých až žltosivých piesčitých štrkov s ojedinelými väčšími obliakmi. Vo frakčnom zložení je prevaha piesčitej zložky. Najspodnejšia časť súvrstvia je dobre vytriedená, hrdzavosivej farby. Materiál je miestami stmelený železitým tmelom. Obliakový materiál je opracovaný. V petrografickom zložení dominujú kremence, kremeň, pieskovce a podľa Vaškovského (1981) vulkanické horniny. V spodnej časti akumulácie pozorujeme zvrstvenie, smerom k nadložiu sa zvýrazňuje šikmé zvrstvenie.

V nadloží piesčitých štrkov (vrt PZ-12) vystupujú fluviálne sivožlté až slabo hnedasté strednozrnné vytriedené piesky. V nadloží pieskov sú povodňové ílovité hliny s postupným prechodom sivohnedočerveno škvrnitých ílovitých hlín až ílov. Na nich je sformovaný hrubý horizont fosílnej pôdy tehlovohnedej farby s veľkými konkréciami $CaCO_3$.

Sukcesiu piesčitých štrkov, pieskov a povodňových hlín terasy pri Janíkovciach na základe všeobecného výskytu interglaciálnej pôdy začleňujeme do obdobia mindelského glaciálu.

V nadloží fluviálnych sedimentov a interglaciálnych pôd terasy vystupuje mohutný vývoj spraší, fosílnych pôd a sprašových hlín, o ktorých sa zmienime neskoršie.

**Mindel/riss**

**34 eluviálene sedimenty: slabo humózne rubifikované fosílne pôdy**

Slabo humózne rubifikované fosílne pôdy na základe vrtov a povrchových výstupov opísal Vaškovský (1977), ktorý zistil existenciu pochovanej, výrazne rubifikovanej parahnedozeme. Začlenil ju do mindelsko-risského interglaciálu (obr. 21). Uvedená fosílna pôda má širší rozsah v sprašových komplexoch pahorkatiny a sporadicky sa zistila v sútokovej časti Nitry j. od Komjatíc a Poľného Kesova (Pristaš, 1998). Podrobnejšie je charakterizovaná v stati o sprašiach (21).

**Stredný pleistocén (mladšia časť)**

Sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu tvoria súvislejšie akumulácie terás a náplavových kužeľov, ktoré reprezentujú samostatné vývojové cykly akumulácie.

**Starší riss (preriss)**

**33 fluviálne sedimenty: piesčité štrky vyššej strednej terasy** (len v reze);
**32 fluviálne sedimenty: piesčité štrky vyššej strednej terasy s pokryvom spraší a spláchnutých spraší**

Osobitné postavenie v regióne má stredná pleistocénna terasa, sporadicky zachovaná v doline Nitry. Na území regiónu okrajovo zasahuje medzi Oslanmi a Veľkými Uhercami, južnejšie od Bošian a najnovšie sa zistila vrtmi v južnej časti územia medzi Poľným Kesovom a Lipovou (Pristaš, 1998). Nie je vylúčené, že ekvivalent terasy sa zachoval v doline Bebravy a ležia na nej Bánovce nad Bebravou. Jej povrch sa nachádza v relatívnej výške 13–18 m nad nivou Nitry a báza cca na úrovni povrchu fluviálnych štrkov dnovej akumulácie Váhu a Nitry.

V prielomovej časti Nitry v okolí Veľkých Uheriec terasu budujú piesčité, miestami zahlinené štrky (33). Obliakový materiál je hrubší, opracovaný, zložený hlavne z kremencov, kremeňa a andezitov. V južnej časti územia sú štrky viac piesčité, drobnejšie, sivej farby, s polohami stredno- až hruborznných vytriedených fluviálnych pieskov. Celkove obliakový materiál je drobnej až strednej veľkosti. Maximálny priemer obliakov je 6 cm. V petrografickom zložení prevládajú kremene a kremence. Ich hrúbka miestami presahuje 7 m.

V nadloží fluviálnych štrkov terasy vystupujú ílovité jemnopiesčité nevápnité povodňové hliny sivej farby s hnedými a ešte výraznejšími sivými a sivozelenými zátekmi. Na spomínanom podloží sa sformovali tmavohnedé až červenkasté prachovité nevápnité hliny, ktoré patria ešte k rubifikovaným fosílnym pôdam interštadiálu staršieho rissu, prípadne až prerissu.

V nadloží terasy vystupuje 14 m hrubý komplex spraší a mladších humusových fosílnych pôd (32).

**31 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov;**
**30 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov s pokryvom spraší**

V morfologicky podobnej a miestami aj nižšej pozícii ako sedimenty risskej terasy v relatívnej výške 5–20 m nad nivou Nitry vystupujú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov, ktoré tvoria časť výplne prepadliny stredného toku Nitry – Čakajovce – Žabokreky. Zvlášť výrazne je zachovaný vejár náplavového kužeľa v doline Lefantovského potoka a potoka Hunták. Pravdepodobne sa zachoval aj v sútokovej časti Chotiny a Slivnického potoka. Sporadicky sa zachovali na styku Považského Inovca, Strážovských vrchov a Nitrianskej pahorkatiny, zvlášť na poklesnutých a najviac poklesnutých kryhách, sz. od Trenčianskeho Jastrabia a torzovito v okolí Bošianskej a Rožňovej Neporadze.

Na geologickej stavbe náplavových kužeľov sa zúčastňujú proluviálne a pokryvné eolické a eolicko-deluviálne sedimenty. Bazálne proluviálne súvrstvie tvoria hlinité, hlinito-piesčité a piesčité štrky (31) s polohami hlinitého piesku. Horninovú náplň tvoria horniny znosových oblastí. Obliakový materiál sa skladá z kremencov a kremeňa, sporadicky sú tu zastúpené aj granitoidy, svory, pararuly, pieskovce, droby, zlepence a bridlice.

Materiál je poloopracovaný, ostrohranný, nevytriedený a chaoticky uložený. V nadložnej časti profilu dominujú výrazne zahlinené úlomky a bloky kremencov. Celková hrúbka proluviálneho súvrstvia je 4–6 m, maximálne 8 m. Povrchovú stavbu kužeľov tvorí skrývka spraší a sprašových hlín (30).

**29 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky spodnej (hlavnej) strednej terasy;**

**28 fluviálne sedimenty: ílovité povodňové hliny** (len v reze);

**27 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky spodnej strednej terasy s pokryvom spraší a sprašových hlín**

Spodná stredná terasa (hlavná) je najviac rozšíreným terasovým stupňom študovaného regiónu. Tvorí súvislé plochy na pravom a ľavom brehu Nitry, Bebravy, a najmä Váhu, pričom sa hlboko vkliňuje do dolín konzekventných prítokov. Nachádza sa v morfologicky podobnej a nižšej pozícii pod proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov a zaraďujeme ju do obdobia stredného pleistocénu – rissu. V severnej časti územia je najvýraznejšie zachovaná na ľavom brehu doliny Bebravy, severne od obce Podlužany, no podstatná časť terasy je vyvinutá medzi Podlužanmi a Bánovcami nad Bebravou. Okrem toho, v torzovitej podobe je zachovaná v rozšírenom úseku doliny Machnáča medzi obcami Bobot a Horňany a sporadicky v doline Svinianskeho potoka v širšom okolí Svinnej. Uvedenú terasu tejto časti územia ako jedinú už predpokladal Vaškovský (in Brestenská, 1980) a upozorňuje na jej ojedinelé malé výstupy štrkov. Kernáts (1992) ju nazval bánovská terasa.

Terasový stupeň výrazne vystupuje najmä na ľavom brehu Nitry medzi Čeľadincami a Hornými Lefantovcami a na ľavom brehu Bebravy medzi Rybanmi a Žabokrekmi nad Nitrou. Roztrhaný pás terasy sa zachoval v doline Liviny medzi obcami Veľké Hoste a Livinské Opatovce. Sporadicky je terasa zachovaná v Uherskej bráne v okolí obce Malé Uherce. Súvislý, postupne sa rozširujúci pás tejto terasy sa tiahne na pravom brehu Nitry medzi Ludanicami a Koniarovcami. Pri Hrušovanoch terasa dosahuje šírku až 2 km. Okrem toho, fluviálne sedimenty terasy sa pravdepodobne nachádzajú v podloží mladších proluviálnych náplavov a spraší pri Nitrianskej Strede. Pozdĺž nivy Radošinky sa vkliňuje do ripnianskej depresie.

Medzi Sereďou a Novými Zámkami lemuje širokým, postupne sa rozširujúcim pásom juhozápadný okraj Nitrianskej pahorkatiny označovaný ako Nitrianska tabuľa (Mazúr a Lukniš, 1980). Šírka terasy tu miestami dosahuje 4–5 a viac km. Všeobecne na celom území regiónu od nízkej terasy, a hlavne od riečnym nív tokov je ohraničená výraznou eróznou hranou. Povrch terasy, ktorý vystupuje v relatívnej výške 8–12 m nad nivami tokov, je rovný, bočnými tokmi a úvalinami rozčlenený na časti. V južnej časti územia na styku s nízkou terasou a nivou Váhu je povrch mierne vyvýšený na úkor mladších presypov viatych pieskov. V centrálnej a severnej časti regiónu na povrch terasy vyúsťujú ploché ronové náplavové kužele, na úkor ktorých sa jej povrch v tylovej časti mierne zvyšuje.

Erózna báza terasy sa nachádza 2–5 m pod úrovňou povrchu nivných náplavov. V Bánovskej kotline priebeh bázy je dokumentovaný výstupmi podzemných vôd, prameňmi a zamokreninami, ktoré sú v súčasnosti eliminované melioračnými úpravami.

Laterálne vzťahy medzi fluviálnymi sedimentmi terasy, dnovou akumuláciou a staršími sedimentmi sú vyjadrené v geologických rezoch. Na ľavom brehu Nitry medzi Čeľadincami a Lefantovcami sa jej báza nachádza 2–4 m nad nivou. Uvedená pozícia bázy navádza na myšlienku, že tu ide o 2 terasy rôzneho veku, no nevylučuje sa možnosť, že terasy na ľavom brehu Nitry v dôsledku intenzívneho zdvihu predhoria Tribeča sú vo vyššej pozícii než terasy na pravom brehu centrálnej časti Nitrianskej pahorkatiny.

Terasa je z väčšej časti zakrytá sprašami a sprašovými hlinami. Hlavná terasa je vďaka realizovaným vrtom najpodrobnejšie preštudovaným terasovým stupňom (Pristaš, 1998; Maglay et al., 1997; Vaškovský, 1981).

Akumulácie fluviálnych štrkov (29) sú tvorené piesčitými štrkmi a štrkmi. Na báze súvrstvia fluviálnych štrkov sa nachádzajú sivé hrubé, dobre opracované až poloopracované vytriedené zvodnené piesčité štrky, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú do drobnejších štrkov s výraznými polohami viac vytriedených hrubozrnných pieskov a zvrstvených pieskov a ílov. V terasovej akumulácii Váhu medzi Sereďou a Jatovom sú viac prítomné drobné piesčité štrky až piesky. Na väčších prítokoch Nitry a Bebravy je prevaha ílovitých až ílovito-piesčitých, menej vytriedených štrkov. Obliakový materiál je zložený prevažne z kremenca a kremeňa, pieskovcov, granitoidov, občas andezitov, ojedinele vápencov, dolomitov a kryštalických bridlíc. Medzi ťažkými minerálmi je prevaha pyroxénu, amfibolu, granátu a rutilu, menej epidotu, limonitu, sillimanitu a zirkónu (Töröková in Pristaš, 1999; tab. 3). Na prítokoch sa výraznejšie uplatňujú poloopracované obliaky a v ich petrografickom zložení dominujú horniny užších znosových oblastí. Hrúbka fluviálnej akumulácie je rozdielna. Na terase Nitry je 2–4 m, maximálne 6 m, na Váhu maximálne 8–10 m. V nadloží piesčitých štrkov a pieskov terasy vystupujú sivozelené povodňové hliny a íly (28).

Nadložie profilu terasy tvoria členité komplexy spraší a sprašovitých hlín (miestami mladšie proluviálne náplavy), ktoré obsahujú humusové černozemné a hnedozemné pôdy rissko-würmského interglaciálu (27). V tylovej časti terasy na hlinisku v Preseľanoch v bazálnej časti sprašového pokryvu sa našli zvyšky kla *Mamuthus primigenius* (BLUM.); (Pristaš et al., 1997). Na základe fauny, nadložných fosílnych pôd a malakofauny fluviálne sedimenty terasy boli začlenené do obdobia stredného pleistocénu – rissu.

**Vrchný pleistocén**

**Würm**

Sedimenty vrchného pleistocénu a holocénu pokrývajú podstatnú časť študovaného územia, pričom ležia na predkvartérnom podloží a na starších pleistocénnych sedimentoch. Výraznejšie morfologicky a litofaciálne sú diferencované najmä akumulácie proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov, štrkov nízkej terasy a dnovej akumulácie riečnych nív Nitry, Váhu, Bebravy a ich väčších prítokov. Dominujúce postavenie majú pokryvy vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hlín.

Komplex prevažne deluviálnych (polygenetických) hlín, hlinito-kamenitých, hlinito-štrkovitých, hlinito-piesčitých až ílovitých svahových sedimentov vystupujúcich na rozličných prvkoch reliéfu a predkvartérnych podložných horninách začleňujeme do obdobia nečleneného pleistocénu a holocénu. Vývoj týchto svahovín prebiehal na študovanom území počas celého obdobia kvartéru, ale zachované boli najmladšie z obdobia würmu až holocénu.

**26 proluviálne sedimenty: štrky, piesky, piesčité hliny náplavových kužeľov;**
**25 proluviálne sedimenty: štrky, piesky, piesčité hliny náplavových kužeľov s pokryvom sprašových hlín**

V porovnateľnej nízkej morfologickej pozícii so sukcesiou sedimentov nízkej terasy sa v študovanom území sporadicky vyskytujú proluviálne sedimenty nízkych, občas terasovaných náplavových kužeľov. Najrozsiahlejší vejár uvedených náplavových kužeľov sa zachoval v ústí Oslianskeho a Lefantovského potoka. Náplavové kužele vystupujú v relatívnej výške 5–16 m. Zvlášť zreteľne sa zachovali v dolinách potokov na styku Strážovskej hornatiny a Bánovskej pahorkatiny. Výraznejšie sa zachoval vejár náplavového kužeľa v ústí bočného potoka jz. od obce Horné Motešice. V tej istej morfologickej pozícii vystupujú malé, eróziou ohraničené plochy v dolinách Svinianskeho, Mitického a Svitavského potoka. Náplavové kužele vystupujú v relatívnej výške 5–12 m.

Na geologickej stavbe Oslianskeho náplavového kužeľa sa podieľajú predovšetkým hrubé, polo- až dobre opracované obliaky andezitov, v menšej miere sú prítomné kremence. Obliaky a balvany ojedinele presahujú priemer 1 m. Obliakový materiál je nevytriedený a značne zahlinený. V doline Lefantovského potoka v petrografickom zložení materiálu prevládajú kremence, ojedinele sú prítomné granitoidy a vápence. Obliakový materiál je viac piesčitý. V celom komplexe v okolí Oslian sa občas vyskytujú polohy sprašových hlín. Hrúbka celého komplexu miestami presahuje 18 m (Kováčik, 1992).

V styčnej časti územia Strážovských vrchov a pahorkatiny na stavbe náplavových kužeľov sa podieľa zle vytriedený vápencový a dolomitický, značne zahlinený materiál výplavov. Občas vyzerá ako horninová drvina. Predpokladaná hrúbka prolúvií v tejto časti územia sa pohybuje od 3 do 6 m.

Stratigrafické postavenie na úrovni sedimentov nízkej terasy umožňuje uvedené kužele začleniť do obdobia würmu, no v miestach s relatívnym poklesom ich vývoj a navrstvovanie pokračovalo aj v holocéne.

24 **fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky dnovej akumulácie nív a nízkej terasy;**
23 **fluviálne sedimenty: piesky agradačných valov;**
22 **fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky nízkej terasy s pokryvom splachnutých spraší a močiarnych spraší**

Morfologicky najnižšiu pozíciu medzi terasami v doline Nitry, Váhu, Bebravy a sporadicky na ich väčších prítokoch zaberá nízka terasa vystupujúca v relatívnej výške 4–6 m, maximálne 8 m nad riečnymi nivami tokov. Pri jej identifikácii v dolinách riek vzhľadom na vyústenie náplavových kužeľov holocénu a vrchného pleistocénu vznikajú určité komplikácie. Obzvlášť v miestach, kde sú holocénne náplavové kužele laterálnou eróziou hlavných tokov terasované, resp. sú zachované len tylové okraje nízkej terasy. Morfologická pozícia je jasná v miestach, kde terasa je pričlenená k strednopleistocénnym terasám, najmä risskej terase, ako je to v širšej sútokovej časti Váhu medzi Jatovom, Novými Zámkami a Šuranmi. V uvedenom smere sa terasa postupne rozširuje a pri Nových Zámkoch jej šírka dosahuje 2,5–4 km. Povrch terasy je tu mierne zvlnený a výrazne sa na ňom prejavila deflačná a eolická činnosť v neskorom glaciáli würmu.

V strednej a severnej časti územia Nitrianskej pahorkatiny je terasa sporadicky zachovaná v ústí Radošinky, Chotiny a torzovito pri Chynoranoch. Výraznejšia je na pravom brehu Nitry medzi Rajčanmi a Krušovcami, ako aj na ľavom brehu Bebravy, južne od Podlužian a medzi Bánovcami nad Bebravou a Ostraticami.

Na základe analógie a širších korelačných vzťahov s územím strednej a južnej časti Nitrianskej pahorkatiny fluviálne sedimenty nízkej terasy tvoria samostatný vývojový cyklus. Báza fluviálnych štrkov terasy sa nachádza približne na úrovni

bázy štrkov dnovej akumulácie alebo mirne vyššie, miestami cca 3,5–4,0 m nad bázou štrkov nivy. Terasu charakterizuje polycyklický vývoj fluviálnych sedimentov a preplavených a močiarových spraší.

Podľa vrtov (Pristaš, 1998) fluviálne sedimenty terasy sú tvorené piesčitými štrkmi (24), fluviálnymi pieskami agradačných valov a ílovito-prachovitými hlinami – močiarovými sprašami. Obliakový materiál v južnej časti územia je dobre opracovaný, zvodnený, dobre vytriedený. V strednej a severnej časti študovaného regiónu je hrubší a viac ílovitý. Prevládajú v ňom obliaky kremenca, kremeňa a karbonáty. Maximálny priemer obliakov je 10 cm. Hrúbka akumulácie kolíše od 2 do 4 m.

Na fluviálnych sedimentoch terasy Váhu a dolnej Nitry pozorujeme prechod od fluviálnych štrkov k hrubozrnným fluviálnym pieskom a sivým vápnitým piesčitým ílom, ktoré sú charakteristické výraznými limonitovými zátekmi a výskytom drobných konkrécií $CaCO_3$. Nad nimi (vo vrte PZ-5 v okolí Ľudovítova) pozorujeme viac hnedastú prachovito-ílovitú, slabo vápnitú až nevápnitú hlinu, ktorá môže byť najmladšou iniciálnou oglejenou fosílnou pôdou najmladšieho interštadiálu würmu. Na základe toho fluviálne sedimenty je možné začleniť do staršieho obdobia würmu.

V doline Nitry na povrch nízkej terasy sporadicky vystupujú (Harčár et al., 1988) riečne piesky (23), ktoré sú väčšinou stredné až hrubozrnné, miestami s drobnými štrkikmi s veľkosťou 0,5–1 cm. Zreteľne sú zvrstvené a vytvárajú mierne vyvýšeniny, ktoré majú formu presypu. Ide o fluviálne piesky, ktorých povrch bol mierne premodelovaný eolickými a eróznymi procesmi.

V nadloží fluviálnych ílov a pieskov výraznejšie a plošne rozsiahlejšie vystupuje svetložltá až sivá, miestami hnedastá až zelenkavá prachovito- až jemnopiesčitá vápnitá hlina – močiarová spraš (22). Jej hrúbka na nízkej terase Váhu medzi Jatovom a Novými Zámkami dosahuje 4–6 m. Hliny sú menej vytriedené, s častými vrstvičkami alebo šošovkami pieskov. Stretávame sa v nich s typicky močiarnym, ale aj subaerickým, prípadne zmiešaným spoločenstvom malakofauny. Močiarny ráz malakofauny zaznamenal už Ložek in Vaškovský (1982). Fauna predstavuje vlhkejšiu fáciu kolumelovej fauny, ktorá je doložená najmä výskytom *Monachoides rubiginea* (A. SCH.). Novšie Kernátsová in Pristaš (1999) na lokalite pieskovne v Tvrdošovciach v bezprostrednom nadloží profilu hlín konštatuje výrazný úbytok suchozemských druhov a početný vzostup vodných a prechodných druhov, ktoré sú súčasťou studenej kolumelovej fauny, vrchnej časti glaciálu würmu (obr. 24, 25, 26). Zastupujú ich: *Lymnaea palustris* (MÜLL.), *Planorbis planorbis* (LINNÉ), *Anisus leucostomus* (MILLET), *Valvata pulchella* (STUDER), *Pisidium oblusale* (LAM.), *Lymnaea truncatula* (MÜLL.), *Pisidium casertanum* (POLI), *Pisidium personatum* (MALM), *Anisus vortex* (LINNÉ), *Gyraulus acronicus* (FÉRUSSAC), *Bathyomphalus contortus* (LINNÉ).

V súvislosti so stratigrafickým začlenením nízkej terasy vzniká viacero otázok. Na základe variabilnej morfologickej pozície v dolinách Nitry, Váhu a Bebravy je možné predpokladať jej mladorisský vek. Stratigrafická náplň nadložných pokryvov, a to najmä absencia stratifikovateľných rissko-würmských pôd a typických spraší mladšieho obdobia würmu s občasným výskytom iniciálnych, najmladších interštadiálnych würmských fosílnych pôd, to však vylučuje. Na základe uvedených skutočností fluviálne sedimenty terasy začleňujeme do staršieho obdobia würmu.

**21 eolické sedimenty: prachovité až piesčité hliny – spraše**

Eolické a eolicko-deluviálne sedimenty, śpraše a sprašovité hliny vytvárajú najsúvislejšie pokryvy na Nitrianskej pahorkatine, v okrajových častiach Tribeča a Považského Inovca. Na Nitrianskej pahorkatine ležia na predkvartérnych sedimentoch a miestami na fosílnych rubifikovaných pôdach spodného pleistocénu. Z väčšej časti pokrývajú fluviálne a proluviálne sedimenty terás Nitry a terasovaných náplavových kužeľov.

V okrajových častiach pohorí chýbajú. Podstatnú časť sprašových pokryvov v študovanom území tvoria spraše mladého pleistocénu, ale v profiloch často vystupujú spraše, sprašovité hliny a fosílne pôdy stredného pleistocénu.

Problematika stavby a zloženia spraší bola podrobne rozpracovaná na viacerých lokalitách južnej časti Nitrianskej pahorkatiny (Vaškovský, 1981; Košťálik, 1974).

Sedimentácia eolických spraší na Nitrianskej pahorkatine prebiehala (Košťálik, 1974; Vaškovský, 1981) po období günzko-mindelského interglaciálu (kromer), v období výrazného ochladenia v mindelskom glaciáli, počas ktorého na Nitrianskej pahorkatine sedimentovali sprašové uloženiny. Podľa Košťálika (1974) mindelské spraše sa zistili vo vrcholovej časti pahorkatiny na lokalite Komjatice, Veľký Kýr a Nitra-Čermáň. Sprašový komplex tvoria tri výrazné polohy, ktoré sedimentovali v plytkej depresii s charakteristickými veľkými konkréciami $CaCO_3$ (Veľký Kýr). Na lokalite Hlboká cesta pri Veľkom Kýre v hĺbke 11,5–13,4 m (Ložek, 1964) uvádza nasledujúce nálezy sprašovej malakofauny: *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Euconulus fulus* (MÜLL.), *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Trichia hispida* (LINNÉ), *Arianta arbustorum* (LINNÉ), *Columella columella* (MART.). Fauna predstavuje typické stepné spoločenstvo, v ktorom sú silno zastúpené vodné druhy *Gyraulus acronicus* a *Lymnea truncatula*. Spolu s ďalšou faunou poukazujú na relatívne vlhkejšie prostredie. Kompletnejšie zachované spraše mindelského glaciálu sa zistili v tehelni Komjatice (Vaškovský, 1974). Tieto spraše tu tvoria dva horizonty, spodný v hĺbke 9,8–12,3 m a vrchný v hĺbke 7,4–8,9 m. Medzi uvedenými horizontmi sa nachádza poloha slabšie rubifikovanej pôdy. Spraše majú svetložltohnedú farbu, sú silno vápnité a obsahujú veľké konkrécie nepravidelných

Tab. 3 Obsah ťažkých minerálov (zrnitosť 0,25–0,10 mm) vo fluviálnych pleistocénnych sedimentoch z vrtov (Pristaš, 1998). (Zostavila: I. Töröková, 1999.)

| Ozn. vrtu | NPO-3 | NPO-6 | NPO-8 | NPO-11 | NPO-12 | NPO-13 | NPO-14 | Pz-12A | Pz1A | NPT-3 | NPT-4 | NPT-10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| amfibol | 29,8 | 7,1 | 2,5 | 5,14 | 2,5 | 3,33 | 8,0 | 21,0 | 18,5 | 13,5 | 13,5 | 14,75 |
| pyroxén | 36,7 | 18,1 | 9,75 | 9,0 | 5,3 | 2,83 | 16,0 | 15,5 | 33,75 | 41,5 | 6,0 | 11,0 |
| granát | 18,2 | 18,0 | 26,25 | 28,8 | 17,5 | 5,66 | 19,0 | 17,0 | 29,5 | 25,5 | 20,0 | 19,25 |
| epidot | 6,1 | 10,0 | 6,5 | 5,28 | 4,25 | 2,66 | 9,0 | 7,5 | 12,75 | 3,0 | 7,5 | 8,25 |
| chlorit | 1,2 | 0,14 | | 0,85 | 3,6 | | | | | | | |
| ilmenit | 0,33 | 10,42 | 8,75 | 20,1 | 8,1 | 12,0 | 6,0 | 14,0 | 10,0 | 18,0 | 35,5 | 20,0 |
| limonit | 9,5 | 40,8 | 29,75 | 38,0 | 30,1 | 12,5 | | 9,0 | | 9,0 | 3,5 | 16,0 |
| hematit | 0,55 | 0,58 | 2 | | | | | | | | | |
| turmalín | 0,33 | 1,7 | 12 | 4,57 | 4,8 | 2,83 | 4,0 | 4,0 | 3,75 | 1,5 | 7,0 | 3,75 |
| sillimanit | 8,68 | 0,85 | 2,75 | 0,28 | 0,1 | | | 0,5 | 1,0 | 1,0 | 4,5 | 4,75 |
| rutil | 13,1 | 26,2 | 40,25 | 4,14 | 19,6 | 8,33 | 10,0 | 8,5 | 9,75 | 11,5 | 17,0 | 18,0 |
| zirkón | 2,57 | 22,8 | 34,25 | 23,85 | 6,75 | 2,0 | 11,0 | 9,5 | 24,75 | 6,5 | 20,0 | 8,5 |
| apatit | 0,7 | | | 0,14 | | | | | 0,75 | | | |
| distén | 1,5 | 0,28 | 1,5 | | 0,25 | | | | 0,5 | | | |
| F | 6,14 | 0,80 | 0,41 | 1,05 | 0,62 | 1,35 | 1,38 | 3,46 | 2,39 | 4,85 | 2,04 | 2,05 |
| K–A | 0,22 | 0,93 | 1,14 | 6,86 | 0,58 | 0,57 | 1,5 | 1,58 | 2,92 | 0,69 | 1,58 | 0,68 |
| ZTR index | 37 | 64 | 71 | 48 | 58 | 61 | 47 | 47 | 46 | 40 | 61 | 52 |

tvarov s hojným výskytom sprašovej malakofauny, ktorú opísal Schmidt (1974). Vo vrchnom horizonte spraší sa nachádza pozoruhodný výskyt vrstvy vulkanického popola (Vaškovský a Karolusová, 1969).

V období mindelsko-risského interglaciálu, ktorý vo vrcholnej fáze bol teplejší ako súčasná klíma, na sprašiach a fluviálnych ílovitých sedimentoch strednopleistocénnych terás (mindel) sa sformoval komplex rubifikovaných fosílnych pôd zachovaný na lokalitách Bojničky, Dvorníky a Komjatice. Podľa Košťálika (1974) komplex je tmavooranžovej farby, kompaktný, ílovito-hlinitý, slabo vápnitý, s prevažne veľkými konkréciami $CaCO_3$. Prevladajúcimi ílovými minerálmi sú tu montmorillonit, kaolinit a illit.

Menej rubifikované fosílne pôdy, ktoré sa vyvíjali počas mindelsko-risského interglaciálu, sa zistili v odkryve v Janíkovciach a vo vrtoch a v odkryve v širšom okolí Komjatíc (Vaškovský, 1974, 1981). Uvedené fosílne pôdy sa vyznačujú tmavšou oranžovou farbou. Sú takisto kompaktné, ílovité, slabo vápnité a patria do skupiny slabo humusových pôd (34).

Minerálnu kostru fosílnych pôd tvoria zrná kremeňov obalené a stmelené ílom. Zrná kalcitu sú rozptýlené, len zriedkavo tvoria väčšie konkrécie guľovitých tvarov. Zrná kremeňa sú ostrohranné. Okrem toho, na lokalite Janíkovce vo fosílnej pôde sa nachádzajú mrazové kliny (Vaškovský, 1981).

Nástupom risského glaciálu pri výraznom ochladení klímy nastala predovšetkým akumulácia fluviálnych a proluviálnych sedimentov terás a náplavových kužeľov. Zároveň na pahorkatine a na terasách sa výrazne vyvíjal sprašový pokryv. Spraše risského glaciálu výrazne vystupujú na lokalitách Bojničky, Komjatice, Dvorníky, Veľký Kýr, Nitra-Čermáň a Preseľany. Sú žltej farby s odtieňmi do hneda až siva, piesčité, často s lístkovitou štruktúrou, slabo humózne, silno vápnité (obsah $CaCO_3$ 3,6–34,0 %), s prejavmi soliflukcie. Fosílny, slabo rubifikovaný pôdny horizont interštadiálu rissu, zachovaný aj na fluviálnych sedimentoch staršej risskej terasy, rozdeľuje komplex spraší na dve časti.

Spodná časť spraší podľa granulometrického zloženia je viac piesčitá (piesok 23–34 %, obsah hrubého prachu cca 33–38 %, ílovitých častíc okolo 20 %). Spraše sa vyznačujú stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie. Prevláda sypká základná hmota s množstvom priestorov okrúhleho až podlhovastého tvaru a drobných pórov vyplnených kalcitom. V minerálnej zložke sú zastúpené živce, sľuda, zirkón a limonitizované minerály. Medzi ílovými minerálmi sa nachádza montmorillonit a kaolinit.

V nadloží spodného horizontu sa nachádza už spomínaná interrisská, slabo rubifikovaná pôda. Pôda je hnedá s červenkavým odtieňom, nevápnitá. Vo výbruse má hnedú farbu a málo výraznú agregáciu s charakteristickou prítomnosťou okrúhlych a elipsovitých biopórov, prítomné sú aj intergranulárne jednoduché póry a trhliny. Novotvary vytvárajú v pôde šupinkovité segregácie. Minerály ílovej frakcie zastupuje kaolinit, illit a montmorillonit.

Vrchný horizont spraší je farebne približne rovnaký ako predchádzajúci, prípadne svetlejších odtieňov. Spraše sú vápnité a nachádzajú sa v nich rozptýlené konkrécie $CaCO_3$ strednej a malej veľkosti. V odkryvoch majú stĺpcovitú odlučnosť a sú makropórovité. Podľa granulometrického zloženia sú to prachovité hliny. Obsah frakcie hrubého prachu je do 46 %, obsah piesčitých častí je kolísavý, 17 až 35 %. Vyznačujú sa stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie.

Vo výbrusoch majú spraše rovnomernú svetlohnedú farbu s množstvom biopórov (okrúhlych, eliptických, kanálikovitých). Vyznačujú sa vysokým obsahom rôznych foriem karbonátov, ktoré sa javia ako súčasť základnej hmoty vo forme drobných nodúl, a jemnokryštalický kalcit vystiela stienky pórov.

V bazálnej časti sprašového komplexu prevláda stepné spoločenstvo fauny s *Pupilla muscorum* (LINNÉ), *Valonia tenuilabris* (BR.), *Succinea oblonga* (DRAP.), *Helicopsis striata* (MÜLL.) a ojedinele zistenou *Columella columella* (MART.).

Spraše vrchného pleistocénu spolu s komplexmi humusových fosílnych pôd tvoria hlavnú časť rozsiahleho pokryvu Nitrianskej pahorkatiny a najväčšie priestorové rozšírenie medzi kvartérnymi sedimentmi. Na pahorkatine ležia na predwürmských sprašiach, spodnopleistocénnych rubifikovaných pôdach a výrazne na fluviálnych hlinách a íloch strednopleistocénnych terás. Značné pokryvy sú vyvinuté aj na starších proluviálnych náplavoch.

Fosílne pôdne komplexy a spraše vrchného pleistocénu sa najvýraznejšie zachovali na Zálužskej a Bojnianskej časti pahorkatiny. Na Bánovskej pahorkatine prevládajú sprašové hliny, ojedinele s polohami typických eolických spraší. Najpodrobnejšie boli preštudované na hliniskách v obciach Bojničky, Dvorníky, Komjatice, Nitra-Čermáň, Šintava, Šurany a Alekšince (Košťálik, 1974; Vaškovský, 1981; Vaškovská, 1965) a novšie v Preseľanoch, Kovarciach, Jalšovom, Horných Otrokovciach, Tepličkách a Záluží (Pristaš et al., 1997; Maglay et al., 1997).

Na báze pokryvu na lokalite Nitra-Čermáň Košťálik (1967) opísal zložitý pôdny rissko-würmský komplex (20), ktorý je ostro ohraničený od podložia a nadložia a predstavuje iluviálny horizont hnedej lesnej pôdy. Pôda je slabo humózna a slabo vápnitá, hlinitá až hlinito-ílovitá, slabo kyslej reakcie (pH 6,7). V jej mineralogickom zložení okrem kremeňa, živcov a kalcitu sú prítomné ílové minerály zastúpené montmorillonitom, illitom a kaolinitom.

Na fluviálnych sedimentoch terás Nitry a Váhu strednej a južnej časti územia Nitrianskej pahorkatiny vo vrtoch (Pristaš, 1998) je rozšírená humóznejšia hnedá až čokoládovogaštanová, miestami černozemná, viac piesčitá pôda (20).

Zložitejší sa javí fosílny komplex v obci Komjatice, ktorý sa nachádza na báze tehelne v hĺbke 7,35–7,97 m (Košťálik, 1974). V ňom boli rozlíšené dva horizonty: vrchnejší, svetlohnedej farby, slabo humózny, slabo vápnitý a spodnejší, slabo humózny, karbonátový, slabo kyslej až neutrálnej reakcie (pH 6,7–7,0). V uvede-

ných horizontoch Lukniš a Vaškovský (1967) uvádzajú nález moustierienského artefaktu, ktorý umožňuje uvedený komplex stratigraficky zaradiť do interglaciálu eem (riss–würm).

Sprašové pokryvy würmského glaciálu majú najväčšie priestorové rozšírenie medzi kvartérnymi sedimentmi Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých okrajových častí pohorí. Pokryvy sú často uložené na humóznych, hnedozemných a černozemných fosílnych pôdach posledného interglaciálu (rissu–würmu).

Pretože začiatok würmského glaciálu sa na študovanom území prejavil pomerne intenzívnym pôsobením svahovej modelácie (soliflukcia, ron), zachovanie spraší a fosílnych pôd staršieho obdobia würmu je menej výrazné.

Najstaršie spraše würmského glaciálu v priamej superpozícii sa zistili na lokalite Nitra-Čermáň v hĺbke 5,05–6,0 m, vklinené medzi fosílnymi pôdami (Košťálik, 1967). Ešte menšia hrúbka spraše, cca 20 cm, bola opísaná na lokalite v obci Komjatice (Lukniš a Vaškovský, 1967).

Vzhľadom na to, že obdobie spodného štadiálu würmu trvalo krátko, nevytvorili sa vhodné podmienky na sedimentáciu spraší. Nemalou mierou sa o to pričinili najmä procesy soliflukcie a denudácie spraší.

V nadloží spraší vystupujú fosílne pôdne komplexy mladšieho würmského interštadiálu (W 1/2), ktoré sa pokladajú za najlepšie zachované (Košťálik, 1974). Mladší würmský inteštadiál sa vyznačuje drsnejším kontinentálnym podnebím, čím sa podstatne líši od rissko-würmského interglaciálu. Fosílne pôdy interštadiálu vystupujú na všetkých spomínaných lokalitách. Okrem toho sú vyvinuté aj v polygenetických komplexoch sprašových hlín severnej časti Nitrianskej pahorkatiny.

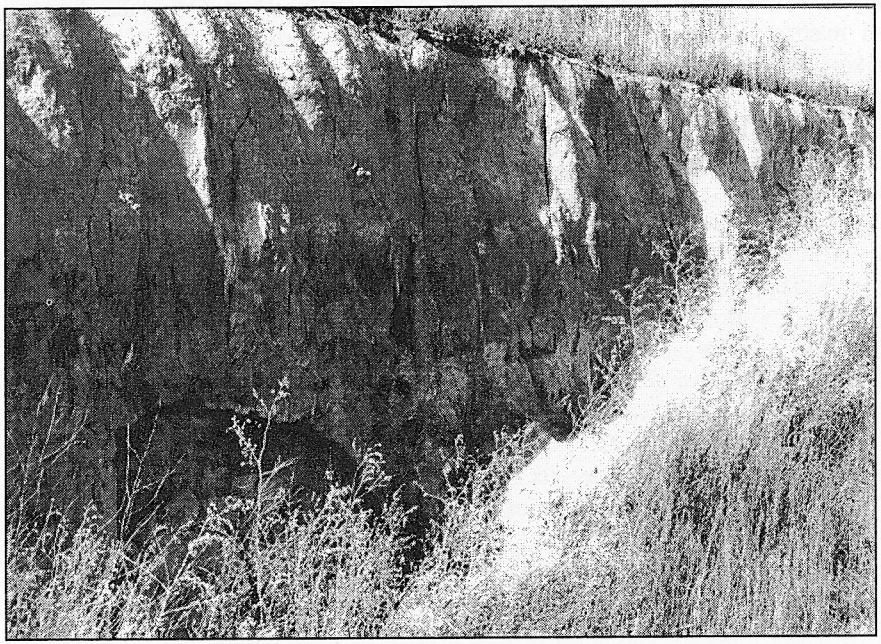
Humusový horizont je tmavohnedý, drobnohrudkovitej štruktúry, s výskytom pseudomycélií, so zvýšeným obsahom organických látok a prítomnosťou illitu a kaolinitu. Košťálik (1974) ho považuje za hnedú černozem. Pôda sa vyvíjala v pomerne suchom a miernom klimatickom období. Svedčí o tom prítomnosť karbonátov, málo zvetrané prvotné minerály, koagulovanosť pôdnej plazmy, fauna, výskyt humusu a celková štruktúra pôdy.

V nadloží fosílnej pôdy ležia spraše stredného štadiálu würmu, ktoré podobne ako staršie würmské spraše majú ohraničené menšie rozšírenie. Ich hrúbka dosahuje 2–3,5 m. Sú zastúpené hlinou žltej farby a vyznačujú sa vysokým obsahom zŕn hrubého prachu (0,01–0,005 mm, 38,2–73,3 %), čo poukazuje na ich eolický pôvod. Obsah humusu je veľmi nízky. Karbonáty sa v nich nachádzajú vo forme pseudomycélií, žiliek a drobných konkrécií. Faunistické spoločenstvo spraší Ložek (1964) zaraďuje k tzv. striatovej faune, zastúpenej *Helicopsis striata* (MÜLL.) s primiešanými druhmi *Pupilla loesica* (LOŽEK), *Vallonia tenuilabris* (BRAUN) a menej výrazným chladnomilným druhom *Columella columella* (MART.). Na lokalite Komjatice v bazálnych častiach spraše sa vyskytuje *Catinella arenaria* (BOUCH.), *Cochlicopa lubricella* (PORRO), kým v najvrchnejších polohách spraší sa objavujú *Sucinea oblonga* (DRAP.), *Pupilla triblicata* (STUD.), *Pupilla sterri*

(VOITH), *Chondrula triedens* (MÜLL.), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Arianta arbustorum* (LINNÉ) a *Trichia hispida* (LINNÉ).

Zastúpenie malakofauny v spraši ach poukazuje na ich sedimentáciu v podmienkach vlhkých stepí s ojedinelým výskytom lesov. Zdrojovou oblasťou materiálu boli fluviálne sedimenty Váhu, Nitry, ako aj obnažené a denudované piesčité sedimenty volkovského súvrstvia.

V nadloží spraší sa sporadicky zachovali fosílne pôdy mladšieho interštadiálu würmu, ktoré sa formovali v krátkom klimatickom výkyve a nepredstavujú komplexy. Na viacerých lokalitách sú málo výrazné a slabo sfarbené, miestami ako iniciálne (obr. 22). Horizont je slabo oglejený a má hrudkovitú štruktúru. Okrem pseudomycélií a rozptýlených karbonátov sa tu nachádzajú uhlíky a zvyšky malakofauny. Na pôdotvorné procesy poukazuje najmä zvýšený obsah $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$ a znížený obsah CaO a MgO. Typologicky predstavujú humusový horizont slabo karbonátovej černozeme (Košťálik, 1974). Malakofauna je zastúpená (Schmidt, 1965) *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Valonia tenuilabris* (BRAUN) a *Pupilla bigranata* (ROSS.).



Obr. 22 Fosílny pôdny horizonz (PK-1) vo vrchnej časti sprašového komplexu v hlinisku tehelne v Preseľanoch. (Foto: J. Pristaš.)

Na lokalite Veľký Kýr (Hlboká cesta; Ložek, 1964) fosílny horizont sa nachádza v hĺbke 2,4–3,12 m a je morfologicky výrazný. Podobný výskyt je aj na lokalite Preseľany (obr. 22). Je hnedej farby, slabo humózny, viac vápnitý, so zvyškami uhlíkov a malakofauny. Ložek (1964) malakofaunu Hlbokej cesty zaraďuje do tridensovej fauny. V nej prevláda *Chondrula tridens* (MÜLL.) a cudzie komponenty *Pupilla loesica* (LOŽEK) a *Valonia tenuilabris* (A. BRAUN). Prekvapujúci je nález *Discus ruderatus* (FÉRUSSAC) a v bazálnej polohe zistená *Claussilia pumila* (C. PFEIFFER), ktoré pukazujú na zalesňovanie územia spôsobené pribúdajúcou vlhkosťou. Nález *Bithynia leachi* (SHEPPARD) poukazuje na existenciu vlhkejších močiarov. Horizont typologicky predstavuje slabo vyvinutý humusový horizont černozeme.

Začlenenie tohto fosílneho pôdneho horizontu do mladšieho interštadiálu würmu (W 2/3) potvrdzuje aj datovanie metódou $C^{14}$ uhlíkov z odkryvu Nitra-Čermáň na 24 200 ± 650 rokov, ktoré uvádza Bárta (1966). Približne rovnaké údaje v rozmedzí 21 300–26 500 rokov uvádza aj Vaškovská (1979, 1980).

Povrchovú stavbu zálužskej a bojnianskej časti Nitrianskej pahorkatiny tvoria spraše vrchného, najmladšieho štadiálu würmu. Okrem toho, pozdĺž dolín a terás spraše prenikajú do bánovskej časti pahorkatiny. Spraše sa vyznačujú kolísavou hrúbkou, cca 4–6 m, podľa Košťálika (1974) maximálne 16 m. Od mladších spraší sa makroskopicky odlišujú farbou, mechanickým zložením, obsahom humusu a karbonátov. Farba spraší je svetložltá až výrazne žltá. Podľa granulometrického zloženia je to piesčito-prachovitá hlina (obsah piesku je 15–30 %, hrubého prachu 35–47 %). Vyznačuje sa stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie, je stredne vytriedená, vápnitá až silno vápnitá, obsah $CaCO_3$ je 11,5–26 %, slabo humózna. Vek spraší je doložený paleontologicky, metódou $C^{14}$. Malakozoologický výskum spraší urobil Ložek (1964), Schmidt (1965) a novšie Kernátsová in Pristaš (1999). Malakozoologické spoločenstvo patrí ku columelovej faune, ktorá je typická pre vrcholný glaciál. Jej hlavným druhom je *Columella columella* (MART.), vyskytuje sa aj *Pupilla densegyrata* (LOŽEK), *Vallonia tenuilabris* (BRAUN), *Vertigo percedentata* (A. BRAUN) a *Pupilla loesica* (LOŽEK), ku ktorým pristupujú *Succinea oblonga* (DRAP.), *Pupilla muscorum* (LINNÉ), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Pupilla sterri* (VOITH) a *Pupilla triplicata* (STREDER). Obdobné spoločenstvo fauny zistil Schmidt na lokalite Nitra-Čermáň, Komjatice a Cabaj-Čápor a najnovšie Kernátsová (1999) na lokalite Preseľany a Kovárce.

Zo zastúpenia malakofauny môžeme predpokladať, že spraše sedimentovali vo vlhkejšom lesnom prostredí s výskytom ojedinelých močiarov. Okrem fauny na to poukazujú aj niektoré štruktúrne znaky a stopy po oglejení. V roku 1959 v ťažobnej jame tehelne Nitra-Čermáň našiel J. Bárta mladopaleolitickú stanicu. V hĺbke 3,85–3,95 m našiel plytké ohnisko so zvyškami prepálených kostí a peľovými zrnami. Neskoršie sa našli mamutie kly. Z ďalších paleontologických nálezov boli určené kosti koňa, bizóna, soba a spolu s nimi aj drevené uhlíky. Najnovšie na lokalite Báb sa našli dva zuby *Equs caballus* cf. *germanicus*, ktoré určil P. Holec.

V okolí ohniska (Bárta, 1966) sa našli početné artefakty, pestré farebné rádiolarity, limnokvarcity a dosiaľ neznáme silicity. Okrem malých i väčších úlomkov mladopaleolitického typu, ktoré svedčia o viacerých miestach výroby, obsahujú artefakty predovšetkým opracované alebo len čiastočne opracované čepieľky, čepeľovité škrabáky, vrtáky, ploché ihlice, stehy na škrabadlá, rozličné hroty, hladené ihlice a iné.

Stratigrafická poloha a všeobecne mladopaleolitický ráz náleziska a datovanie metódou $C^{14}$ ukazujúce vek 22 860 ± 400 rokov zaraďujú túto lokalitu do gravettienu.

**20 eluviálne sedimenty: humózne hliny – fosílne pôdy** (len v reze);
**19 eolické sedimenty: piesky s krátkym eolickým transportom**

Piesky s krátkym eolickým transportom sú charakteristickým genetickým typom rozšíreným na styku riečnych nív a terás Váhu a Nitry. Ich výskyty sa viažu na nižšie položené časti územia. Súvislejšie sú vyvinuté medzi Šoporňou, Novými Zámkami a Šuranmi. Sporadické výskyty sú v okolí Zbehov a ich najsevernejší výskyt je zaznamenaný v okolí Dvorian nad Nitrou.

Medzi Šoporňou, Novými Zámkami a Šuranmi sú to pozdĺžne pretiahnuté až elipsovité presypy sz.-jv. smeru. Morfológia presypov je veľmi zložitá. Prevládajú podlhovasté parabolické oblúkovité presypy, ktoré začleňujeme do dvoch pásiem.

Prvé pásmo tvoria presypy ležiace na fluviálnych nivných sedimentoch a nesú stopy fluviálnej akumulácie s čiastočným previatim ich vrcholových častí.

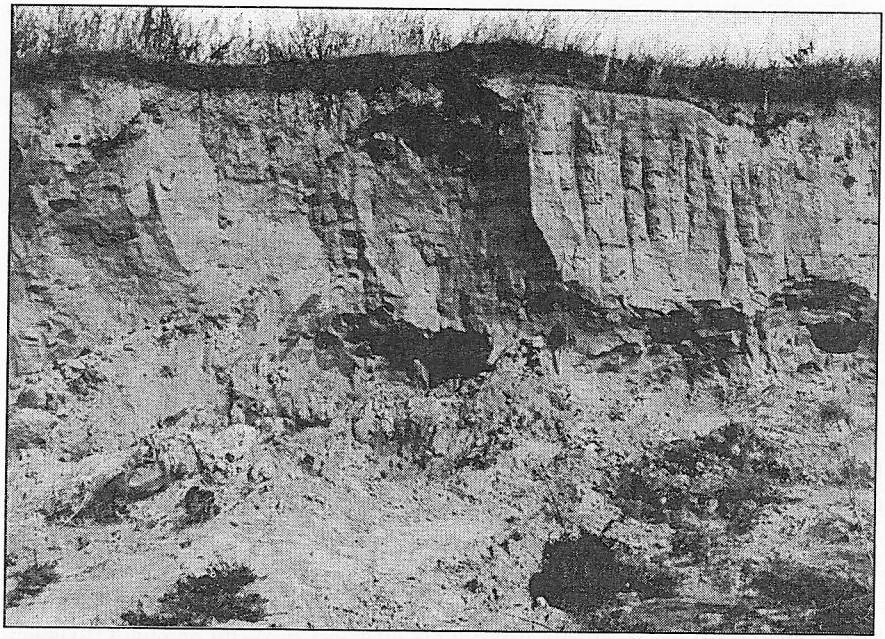
Druhé pásmo tvoria čisto eolické piesky, ktoré sú zachované na sprašiach strednopleistocénnych terás, prípadne močiarnych sprašiach nízkej terasy.

Ako vyplýva z charakteristiky pásiem, vývojové piesky majú úzku spätosť s pieskami dnovej akumulácie a časť pozdĺžnych presypov je súčasťou kontinuálneho vývoja spraší v záverečnej etape würmského glaciálu.

Výška presypov miestami dosahuje 2–4 m, maximálne 6 m nad okolitým terénom.

Orientácia presypov je značne deformovaná eróznou činnosťou bočných potokov, a najmä laterálnej erózie Váhu a Nitry.

Presypy sú tvorené svetložltými a žltými až hnedastými, jemno-, stredno- až hrubozrnnými, slabo vápnitými a hlinitými pieskami, ktoré miestami obsahujú drobné obliačiky kremeňa a kremenca. Vrstvovitosť je zvýraznená najmä v prípade pieskov druhého pásma, kde prevláda krížové zvrstvenie, zvýraznené často sa striedajúcimi polohami previatych humusových pôd (Tvrdošovce). V spodnej časti sú viac ílovité, vo vrchnej časti viac hlinité. Hrúbka presypov sa pohybuje od 2 do 4,5 m, maximálne do 6 m.

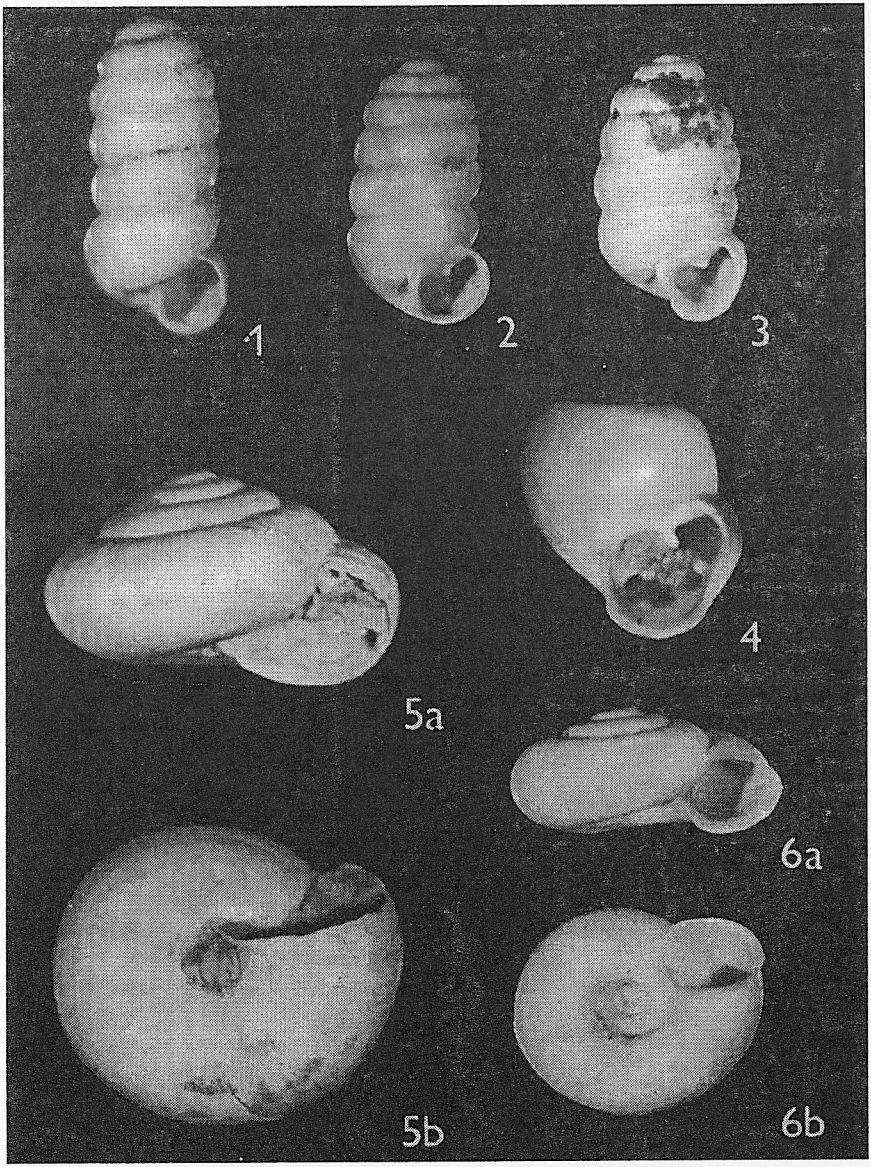


Obr. 23 Pohľad na piesky neskorého glaciálu würmu v pieskovni v Tvrdošovciach. (Foto: J. Pristaš.)

V mineralogickom zložení pieskov dominuje kremeň, v ťažkej frakcii prevládajú granáty, karbonáty, chlorit, amfibol, epidot, turmalín, apatit, rutil, zirkón, staurolit a ojedinele distén.

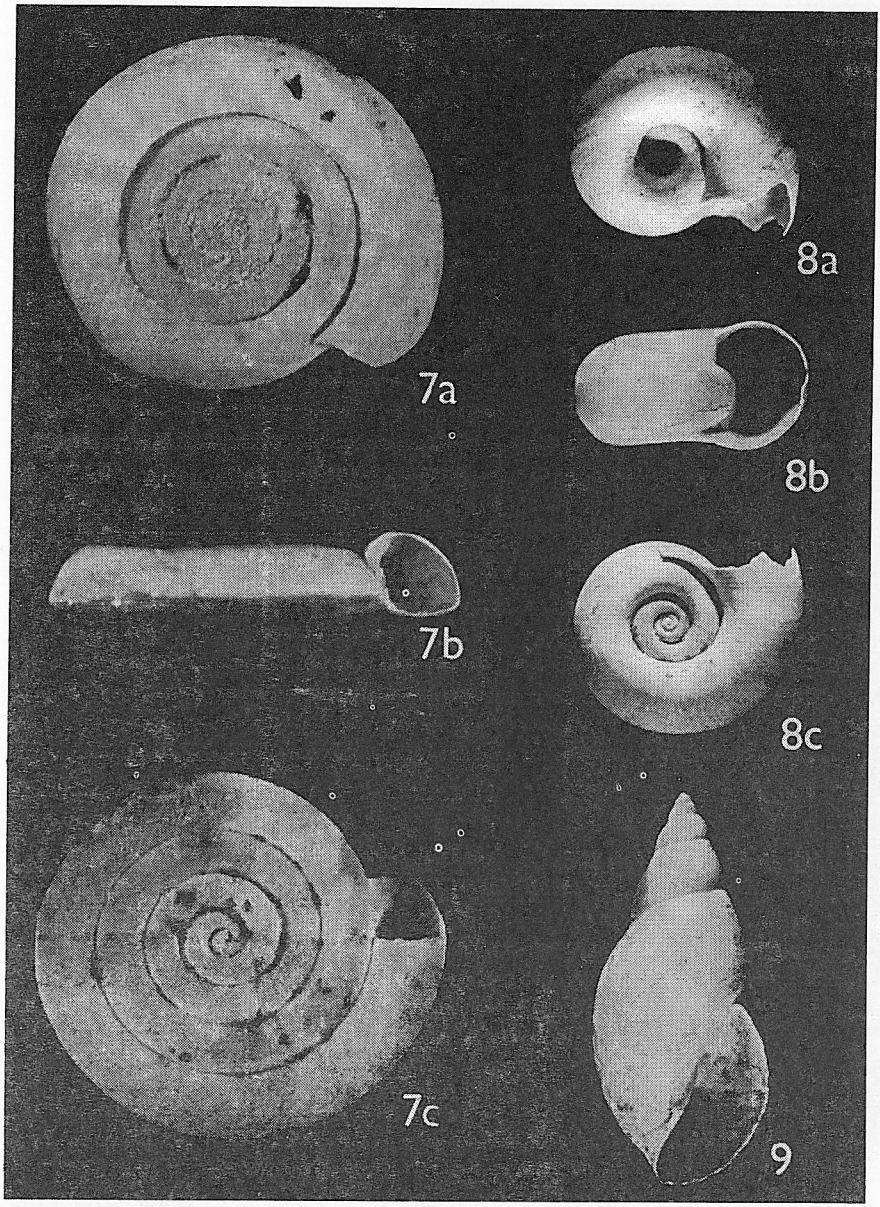
Podľa Kernátsovej in Pristaš (1999) piesky obsahujú bežnú sprašovú malakofaunu najmladšieho štadiálu würmu, tvorenú druhmi *Succinea oblonga* (DRAP.) a *Vallonia tenuilabris* (BR.). Obsahujú aj spoločenstvo s predstaviteľmi studenej boreálno-alpínskej malakofauny s *Columella columella* (MART.), *Pupilla muscorun densegyrata* (LOŽEK) a *Trichia hispida* (LINNÉ). V spodnej časti presypov s prechodom do fluviálnych pieskov pozorujeme nárast vlhkomilnejších druhov s *Chochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Vallonia enniensis* (GRED.), *Succinea putris* (LINNÉ), *Vitrea crystalina* (MÜLL.) a *Vertigo pygmaea* (DRAP.). Prítomnosť vodnej fauny je dôkazom sedimentácie v blízkosti väčšieho vodného toku (obr. 24, 25, 26).

Na základe pozície pieskov a ich vzťahu k okolitým sedimentom usudzujeme, že ide o fluviálne piesky s krátkym eolickým vývojom z neskorého obdobia posledného glaciálu – würmu.

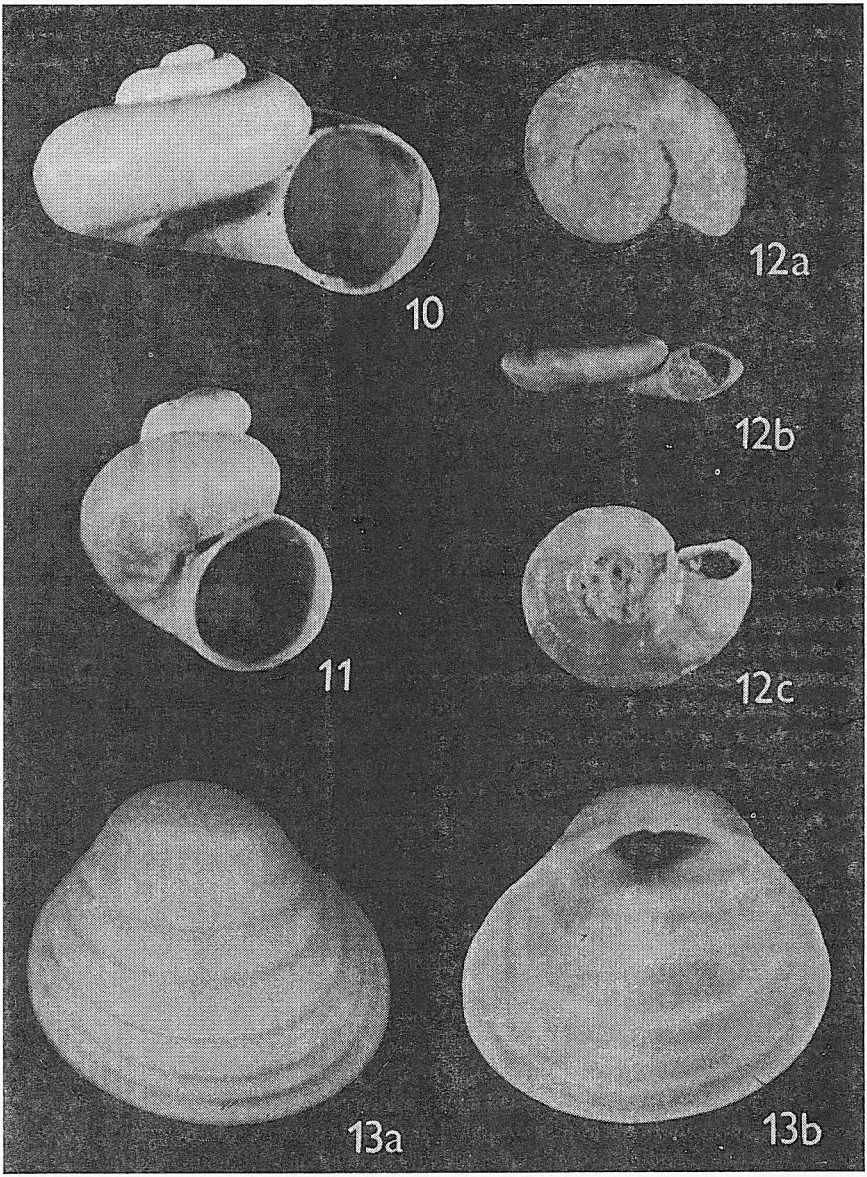



Obr. 24

1 – *Columella columella* (MART.), v = 3,2 mm, š = 1,3 mm; 2 – *Pupilla sterri* VTH., v = 3,2 mm, š = 2,0 mm; 3 – *Pupilla muscorum* L., v = 2,9 mm, š = 2,0 mm; 4 – *Vertigo pygmaea* DRAP., v = 2,0 mm, š = 6,0 mm; 5a, b – *Trichia hispida* L., v = 3,1 mm, š = 6,0 mm, 6a, b – *Vallonia tenuilabris* BR., v = 1,6, š = 3,0 mm. (Foto: J. Kernátsová.)




Obr. 25
7a, b, c – *Anisus vortex* (L.), v = 1,0 mm, š = 7,3 mm; 8a, b, c – *Planorbarius corneus* (L.), v = 1,7 mm, š = 6,0 mm; 9 – *Lymnaea palustris* (MÜLL.), v = 10,5 mm, š = 4,7 mm.




Obr. 26
10 – *Valvata pulchella* (STUD.), v = 7,0 mm, š = 2,2 mm; 11 – *Valvata piscinalis* (MULL.), v = 7,0 mm, š = 4,9 mm; 12a, b, c – *Armiger crista nautileus* (L.), v = 0,5 mm, š = 1,9 mm; 13a, b – *Pisidium obtusale* (LAM.), d = 1,5 mm, v = 1,2 mm.

**Pleistocén–holocén**

Do skupiny sedimentov nečleneného pleistocénu až holocénu na území Nitrianskej pahorkatiny začleňujeme pokryvné svahoviny, ktorých väčšia časť sa začala formovať v období vrchného pleistocénu a definitívne sa sformovala v holocéne (würm–holocén).

**18 eolicko-deluviálne sedimenty: sprašové hliny s polohami spraší**

Eolicko-deluviálne sedimenty tvoria prechodný typ pokryvov medzi sprašami a sprašovými hlinami. Budujú vyššie položené vrcholy a svahy pahorkatiny na styku s deluviálnymi hlinito-kamenitými sedimentmi predhorí.

Polygenetické sprašové hliny s polohami spraší sú najviac rozšírené v severnej časti Bojnianskej a Bánovskej pahorkatiny. Budujú ploché rozvodia okrajových častí pahorkatiny na styku s pohoriami a vyvýšené rozvodia zálužskej časti pahorkatiny. Formovali sa pôsobením eolickej činnosti, ronu, splachu, soliflukcie, ako aj procesmi zvetrávania a pedogenézy.

V dôsledku cyklického opakovania uvedených procesov a sústavným obnovovaním expozície svahov sú do značnej miery poznačené litologickým zložením podložných neogénnych sedimentov. Dominujúcou zložkou je ílovitá frakcia a frakcia prachu až hrubého prachu. Miestami majú sprašový charakter, alebo celkovo obsahujú prachovité polohy, no typická stĺpcovitá odlučnosť charakteristická pre sprašové komplexy v nich chýba. Hojný je výskyt polôh neogénnych štrkov (postihnutých soliflukciou), a najmä ílov.

Farba sedimentov je žltosivá, hnedá a hrdzavosivá. Štruktúra je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Hojne sa v nich vyskytujú bróčiky Fe a Mn, ojedinele aj drobnejšie konkrécie, sivé povlaky, kliny a záteky podmienené procesmi ilimerizácie (hliniská Partizánske, Svinná, Rajčany). Faunisticky sú sterilné. Spravidla sú odvápnené alebo veľmi slabo vápnité, zriedkavo s drobnými konkréciami $CaCO_3$. Najväčšia hrúbka polygenetických hlín sa zachovala na úpätí svahov, kde miestami tvoria úpätné deluviálne plášte. Ich hrúbka nepresahuje 8 m. Podrobne boli preštudované najmä na hlinisku tehelne v Partizánskom.

Na báze profilu vystupuje svetlejšia hlina, žltohnedá až hnedá, prachovitá až slabo piesčitá, nevápnitá (hrúbka 3 m). V jej nadloží vystupuje hlina hnedej farby, prachovito-piesčitá, vo vrchnej časti s preplavenými drobnými štŕčikmi, štruktúra je bridličnatá (fosílna hnedozem). V nadloží fosílnej pôdy vystupuje svetlejšia, žltá až slabo hnedastá prachovito-piesčitá hlina so zastretou stĺpcovitou odlučnosťou, viac sprašová.

Nadložie profilu tvorí recentná pôda, a najmä tmavohnedá až černastá hlina s jemnohrudkovitou štruktúrou a s nevýraznou odlučnosťou. Celkove v profile vystupujú drobné Fe a Mn bróčiky a fľaky.

Podľa výsledkov röntgenodifraktometrických analýz separovaných ílových frakcií (Žáková, 1997) mineralogické zloženie ílovej frakcie je v celom profile rovnaké. Z ílových minerálov prevládajú smektit, kaolinit a illit. Minerálne zloženie celého sledovaného profilu svedčí o rovnakých podmienkach vzniku sedimentov. Prevládajúcimi procesmi boli najmä splach, soliflukcia a resedimentácia podložných neogénnych sedimentov. Nepatrná je aj účasť eolických procesov a sedimentácie.

Na základe výskytu prevažne hnedozemných fosílnych pôd, ktoré sú pôdami stredného a mladšieho interštadiálu würmu, polygenetické hliny začleňujeme do würmu až holocénu.

**17 deluviálne sedimenty: preplavené sprašové hliny, ojedinele s úlomkami a štrkmi**

Hlinito-piesčité a piesčité delúviá s drobnými úlomkami sa viac-menej koncentrujú na svahoch budovaných granitoidmi, ale väčšie a súvislejšie plochy sa vyskytujú vo východnej časti študovaného územia na paleogénnych súvrstviach v pieskovcovo-ílovcovom vývoji. Dominujúce postavenie má hlinitá zložka s nepatrnejším zastúpením ílovitej a piesčitej frakcie s prítomnosťou zvetranej drviny dolomitov, pieskovcov, prípadne brekcií borovského súvrstvia. Hrúbka týchto sedimentov je nepatrná, pohybuje sa od 3 do 5 m (porovnaj Vaškovský in Brestenská et al., 1980; Kernáts et al., 1992).

**16 deluviálne sedimenty: piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín**

Deluviálne hlinité sedimenty v študovanom území majú ohraničené rozšírenie a špecifické postavenie. Podobne ako hlinito-piesčité sedimenty tvoria úzke pásy pozdĺž pahorkatiny, najmä na jej styku s nivami tokov, kde miestami tvoria nízke pseudoterasy. Uvedený litotyp výrazne vystupuje v oblasti vývoja pieskov volkovského súvrstvia. Ich priebeh je prerušovaný eróziou a sedimentmi holocénnych náplavových kužeľov, s ktorými občas morfologicky splývajú.

Litofaciálne zloženie piesčitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi piesčitých neogénnych sedimentov, resedimentovaných spraší a sprašových hlín. Sú to sivé, sivožlté až hnedasté a hnedé odvápnené piesčité hliny až hlinité piesky, ktorých hrúbka nepresahuje 5 m. Stratigraficky patria skôr do obdobia najmladšieho pleistocénu a spodného holocénu.

**15 deluviálne sedimenty: polygenetické svahové hliny a svahové hliny so štrkmi a preplavené sprašové hliny**

Uvedený litotyp sedimentov podobne ako predchádzajúci má ohraničené rozšírenie a špecifické postavenie. Podobne ako hlinito-piesčité sedimenty tvoria úzke

pásy pozdĺž pahorkatiny, najmä na jej styku s nivami tokov, kde miestami tvoria nízke pseudoterasy. Ich priebeh je prerušovaný eróziou a sedimentmi holocénnych náplavových kužeľov, s ktorými občas morfologicky splývajú.

Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi vápnitých ílov a piesčitých ílov lakšárskeho súvrstvia, resedimetovaných spraší a sprašových hlín. Sú to sivé a sivožlté odvápnené hliny, ktorých hrúbka nepresahuje 5 m. Stratigraficky patria skôr do obdobia vrchného štadiálu würmu.

### 14 deluviálne sedimenty: hlinito-štrkovité

Polygenetické deluviálne sedimenty vystupujú v predhorí Považského Inovca a lemujú vyššie postavené kryhy tvorené komplexom štrkov a pieskov dáku. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené litologickým zložením podložných neogénnych sedimentov. Miestami majú sprašový charakter, sú piesčité, ílovité, občas obsahujú aj polohy s drobnými úlomkami travertínov a preplavenými štrkmi.

Farba sedimentov je žltosivá, hnedá a hrdzavohnedá. Štruktúra je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Hojne sa v nich vyskytujú brôčiky Fe a Mn, ojedinele aj drobné konkrécie, sivé povlaky a kliny podmienené procesmi ilimerizácie. Faunisticky sú sterilné. Spravidla sú odvápnené alebo slabo vápnité. Hrúbka hlinito-štrkovitých sedimentov je 2–8 m.

### 13 deluviálne sedimenty: hlinité, hlinito-kamenité až blokové

Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty tvoria výraznejšie pokryvy (plášte) lemujúce predhorskú časť Považského Inovca a južné časti Strážovských vrchov, severozápadný a západný okraj Tribeča a sporadicky lemujú výstupy neogénnych pieskovcov centrálnej časti pahorkatiny. Sú to prevažne produkty zvetrávania hornín kryštalinika a mezozoika, ktoré sa premiestňovali ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi, prípadne blokovými sklzmi.

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevláda hrúbka 2–3 m, maximálne 15 m. Hlinito-kamenité sedimenty sú tvorené sivými, sivohnedými až čokoládovohnedými hlinami s premenlivým, zväčša značným podielom ostrohrannej drviny, miestami gravitačných blokov mezozoických vápencov, dolomitov a granitoidov, migmatitov, fylonitov, rúl a svorov kryštalinika.

V geologickej stavbe týchto sedimetov pozorujeme dve slabo výrazné súvrstvia. V spodnej časti sú obyčajne viacej kamenité, blokové, v nadloží viac hlinité a drvinové sutiny s preplavenými polohami jemnozemí, hlín a humóznych hlinitých pôdnych sedimentov.

Na exponovaných svahoch a strmých zrázoch mezozoika kryštalinika sa sporadicky vyskytujú hrubé blokoviská lemujúce výstupy okolitých hornín. V okolí granitoidov a paleogénnych pieskovcov sú viac piesčité.

**12 organogénne (chemogénne) sedimenty: pramenné vápence – penovce**

Prítomnosť kvartérnych travertínov na území Nitrianskej pahorkatiny je značne obmedzená. Výraznejšie sú zachované rozsiahle výstupy neogénnych travertínov. Nepotvrdili sa ani občas spomínané výskyty travertínov pri výveroch termálnych vôd v okolí Trenčianskeho Jastrabia a na úpätí Strážovských vrchov. Jediným preukázateľným výskytom je lokalita, ktorá sa nachádza na úpätí Považského Inovca pri hlavnej ceste Tepličky – Horné Otrokovce (Maglay et al., 1998). Tu sa vo svahu tesne pod vrcholom hrebienka na dne hlbokého prameniskového výmoľa vyskytujú mnohopočetné roztrúsené a s hlinami premiešané úlomky zemitých štruktúrnych penovcov s inkrustáciami. Penovce tvoria rozpadnuté hlinité kopy. Veľkosť úlomkov sa pohybuje v priemere 2–3 cm, ale hojné sú sypké piesčité vápnité frakcie. Po okrajoch stojatej vody, prameňa, sú časté recentné inkrustácie. Tento typ sedimentov sa nachádza aj vo väčšej hĺbke a predpokladáme, že v podloží okrem recentných penovcov sú aj staršie, pleistocénne.

**Holocén**

Do najmladšieho obdobia kvartéru – holocénu – v študovanom území začleňujeme predovšetkým fluviálne sedimenty povrchového krytu riečnych nív Nitry, Bebravy, Váhu a ich prítokov, prechodné deluviálno-fluviálne sedimenty záverov úvalín dolín, proluviálne sedimenty holocénnych náplavových kužeľov a najmladšie, holocénne až súčasné organogénne a antropogénne sedimenty.

**11 deluviálno-fluviálne sedimenty: splachové (ronové), piesčité a ílovité hliny, občas s úlomkami hornín a štrkmi**

Deluviálno-fluviálne sedimenty tvoria bezprostredné pokračovanie nív. Vypĺňajú najmä úvalinové závery dolín, ktoré sú spojené s regresívnou eróziou tokov. Sú rozšírené najmä na Bebravskej pahorkatine. Deluviálno-fluviálne sedimenty záverov nív sú tvorené najmä piesčitými až ílovitými hlinami, niekedy s prímesou štrkov a premiestnených spraší a miestami s polohami holocénnych pochovaných černozemných pôd. Materiál je slabo vytriedený, občas zvrstvený. Hrúbka je 1–3 m.

**10 fluviálne sedimenty: íly, povodňové hliny nivnej fácie s polohami humóznych pôd (preboreál–atlantik);** (len v reze)

Fluviálne holocénne sedimenty tvoria podstatnú časť povrchového krytu nív Nitry, Váhu, Bebravy a ich väčších prítokov. Tvoria litofaciálne pestré laterálne a horizontálne sa meniace súvrstvie. Ich genéza je spätá predovšetkým s intenzitou zmien hydrodynamického režimu uvedených tokov. Často opakované povodňové vlny a časté zmeny hydrografickej siete v priebehu holocénu menili mikroreliéf nív a podmieňovali stavbu a zloženie sedimentov nivnej fácie. V dôsledku spomínaných skutočností tieto sedimenty majú veľmi komplikovanú stavbu, meniacu sa často na krátke vzdialenosti. Napriek ich pestrému mozaikovitému zloženiu v ich vývoji pozorujeme určitú zákonitosť v mechanickej diferenciácii ich zrnitostného zloženia, ktoré je vyjadrené všeobecne v postupnom zjemňovaní materiálu smerom od korýt k okrajovým častiam nív tokov.

Podstatnú časť riečnych nív tokov zaberajú najviac rozšírené hlinito-piesčité, ílovité a hlinité povodňové sedimenty. Ležia na fluviálnych pieskoch, piesčitých štrkoch dnovej akumulácie, miestami na pieskoch agradačných valov. Ich hrúbka odráža recentné pohyby a najväčšia hrúbka, do 10 m, je v doline Váhu a Dolnej Nitry. Na strednej Nitre a Bebrave hrúbka holocénnych náplavov sa pohybuje od 3 do 4 m, maximálne do 6 m. Na prítokoch je 2–3 m a v okrajových častiach pohorí sa redukuje len na desiatky dm.

Na báze súvrstvie zastupujú tmavosivé a sivé ílovité hliny a ílovité piesky. V ílovitých hlinách sa občas objavujú sivé, málo súdržné konkrécie $CaCO_3$. Na ílovitých hlinách je v mnohých miestach sformovaný tmavosivý až čierny humózny (10), pre vodu zväčša nepriepustný horizont pochovanej nivnej pôdy (preboreál až atlantik), ktorý miestami podmieňuje napätú hladinu spodnej vody. V depresných častiach uvedený pôdny horizont (s vysokým obsahom organickej hmoty) dosahuje hrúbku až 1 m. Všeobecne sú to ílovito-hlinité pôdy so znakmi oglejenia. Charakteristickým znakom týchto pôd je prevládanie plochých pórov a trhlín. Ojedinele sa v nich nachádzajú aj kanálikovité biopóry. Karbonáty pre tento typ pôd nie sú typické. Medzi novotvarmi je typická prítomnosť drobných čiernych nodúl a vločiek Ojedinele sa tu nachádzajú červenohnedé noduly, vyskytujú sa aj hnedé škvrny s málo výraznými kontúrami (Vaškovská et al., 1983). Pochované pôdy sa miestami vyznačujú vysokým (19 %) obsahom humusu.

**9 fluviálne sedimenty: hliny, piesčité hliny, íly, hlinité piesky a štrky nív, riek a potokov**

V nadloží pochovanej holocénnej pôdy sú rozšírené litologicky pestrejšie sedimenty nivnej fácie, ktoré sa vyznačujú najväčším plošným rozšírením a dominujú v povrchovej stavbe nív. Hrúbka nivných sedimentov nie je rovnaká. Na

Váhu a Dolnej Nitre sa pohybuje od 1,5 do 3 m, maximálne do 4 m. Vo väčšine prípadov sú málo zvrstvené a vrstvovitosť odráža dynamiku prívalových vĺn tokov. V ojedinelých prípadoch sú s náznakmi horizontálneho zvrstvenia. Sfarbenie sedimentov je najčastejšie sivé, hnedosivé, miestami majú svetlejšie a tmavšie odtiene.

Po zrnitostnej stránke sú väčšinou hlinité, menej piesčité, prachovité a ílovité, prípadne s vložkami organických slatinných sedimentov. Nivné sedimenty sú obyčajne humózne. Obsah humusu sa pohybuje v intervale 0,1–1 %, zriedkavejšie 1,2–1,3 %.

Typickým znakom nivných sedimentov väčších tokov je výskyt karbonátov, ktoré sa nachádzajú hlavne vo forme mikrokonkrécií, nodúl a úlomkov. Nivy väčších prítokov horskej časti územia sú budované hlavne málo vytriedeným hlinito-štrkovitým materiálom nepatrnej hrúbky.

Na fluviálnych sedimentoch nív sú z väčšej časti sformované recentné pôdy.

**8 fluviálne sedimenty: jemnozrnné až strednozrnné piesky nivnej fácie** (len v reze)

Podobnú geologickú pozíciu (na štrkoch dnovej akumulácie) a miestami na nivných sedimentoch Váhu a Dolnej Nitry majú holocénne piesky nivnej fácie riečnych nív. Konkrétnejšie, reprezentujú ich subfácie prikorytových plytčín a miestami segmenty agradačných valov. Podľa zrnitostného zloženia sú piesky nivnej fácie veľmi jemnozrnné až prachovité, značne zahlinené, sivej a sivožltej farby. Sú slabo vápnité, slabo humózne až nehumózne. Ich hrúbka neprevyšuje 3 m.

**7 fluviálne sedimenty: resedimentované piesčité štrky prikorytovej fácie**

Fluviálne štrky vystupujú na povrch len zriedkavo, a to v nive Váhu, v nánosových častiach meandrov, ako aj v častiach s umelo odstráneným povrchom nivných hlín.

Vplyvom laterálne sa premiestňujúceho toku pri jeho súčasnom zahlbovaní boli štrky dnovej akumulácie preplavené a následne uložené. Resedimentovaný materiál má totožné petrografické zloženie. Najhojnejšie sú zastúpené granitoidy, miestami prevládajú vápence a pieskovce, kremence a kremité pieskovce. Nepatrne sú zastúpené kryštalické bridlice. Obliakový materiál je dobre opracovaný a čerstvý. Priemerná veľkosť obliakov je cca 6 cm. Charakteristickým znakom resedimentovaných štrkov je ich málo výrazná vytriedenosť oproti štrkom dnovej akumulácie. Hrúbka štrkov sa pohybuje v rozmedzí 1–3 m (Maglay et al., 1997).

**6 proluviálne sedimenty: štrky, piesky, hlinité štrky s úlomkami hornín ronových kužeľov**

Osobitné stratigrafické a morfologické postavenie majú proluviálne sedimenty nízkych náplavových kužeľov. Ich formovanie je späté so sedimentáciou holocénnych fluviálnych sedimentov a miestami prekrývajú spraše strednopleistocénnych terás Nitry.

Holocénne proluviálne sedimenty vystupujú na styku riečnych nív, pahorkatiny a terás stredného pleistocénu. Tvoria ploché, vejárovite sa rozširujúce výplavy. Miestami sa prstovite vkliňujú do sedimentov nivného krytu. Na základe granulometrického zloženia ich rozčleňujeme na tri základné podtypy.

Proluviálne štrky, piesky a hlinité štrky s úlomkami hornín (6) sú rozšírené najmä na styku nív s horninami mezozoika. Sú to zväčša výplavy ronových kužeľov, ktoré sa zachovali na pravom brehu Nitrice a ľavom brehu Bebravy. Tvorí ich komplex nevytriedeného materiálu horninovej drviny dolomitov s prímesou preplavených hlín. Ich hrúbka sa pohybuje od 3 do 6 m.

**5 proluviálne sedimenty: štrky, piesky a piesčité štrky náplavových kužeľov**

Sú zložené z chaoticky naplavených štrkovitých a hlinitých sedimentov, miestami so značným podielom preplavenej neopracovanej horninovej drviny. Ich hrúbka je podobná ako v predchádzajúcom podtype.

**4 proluviálne sedimenty: hliny, piesky a piesčité hliny náplavových kužeľov**

Proluviálne sedimenty zastúpené hlinami, pieskami a piesčitými hlinami sú rozšírené v zúženom priestore na styku pahorkatín, terás a nív. Podobne ako predchádzajúce podtypy tvoria rozsiahle výplavy zložené prevažne z jemnozrnných sedimentov podložia kvartéru a kvartérnych sedimentov. Zväčša ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté a sivožlté hliny s polohami pieskov a piesčitých hlín. Materiál je odvápnený, resp. slabo vápnitý. Hrúbka je podobná ako pri predchádzajúcich podtypoch.

**3 fluviálne sedimenty: kalové a hnilokalové náplavy v reliktoch mŕtvych ramien**

Povrch riečnych nív Nitry, Váhu a Bebravy je spestrený hustou sieťou mŕtvych ramien, ktoré sa nachádzajú v rôznych štádiách zrelosti. Ich vývoj bol úzko spojený so zmenou tokov, s častým divočením a furkáciou a v spojitosti s vyrovnávaním pozdĺžneho profilu častým meandrovaním. Väčšina mŕtvych ramien na Nitre je rekultivovaná a v súčasnosti po nich zostali len torzá. Prevahu majú najmä mladé

mŕtve ramená vyplnené prachovito- až piesčito-ílovitými, slabo humóznymi hlinami. V týchto sedimentoch prevláda pôvodná zložka ílov a hlín s prímesou polorozloženej organickej hmoty a sú často oglejené.

Okrem uvedených sedimentov sa zachovali nivné hnilokalové, silno humózne sedimenty starších mŕtvych ramien. Z hľadiska zrnitostného zloženia sú to takisto väčšinou hliny až íly, miestami piesčité, čiernosivej až čiernej farby, s veľkým množstvom nedostatočne rozloženej organickej hmoty.

**2 organogénne sedimenty (humulity): slatiny a slatinné pôdy**

V zamokrených depresiách a starších mŕtvych ramenách na málo priepustných ílovitých a hlinitých povodňových nivných sedimentoch sa sformovali prechodné typy slatinných rašelinísk, v ktorých dodnes pretrváva typický slatinný vývoj. Najvýznamnejšie je rozsiahle ložisko slatinnej rašeliny pri obci Hájske. Z menších rašelinísk sú známe rašeliniská sformované v mŕtvych ramenách.

Väčšia časť slatinných rašelinísk sa začala usadzovať v období preboreálu a kulminovala od obdobia atlantiku. Sú to predovšetkým ostricovo-trstinové slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv, krovitých rastlín, charakteristické neúplným rozkladom organickej hmoty. Farba slatinnej rašeliny je tmavohnedá až čierna. Hrúbka slatinnej rašeliny v plytkých zamokrených depresiách je 1–2,5 m, maximálne 3 m.

**1 antropogénne sedimenty: haldy, navážky, násypy a skládky**

Najmladšie (súčasné) antropogénne sedimenty v rámci Nitrianskej pahorkatiny z hľadiska pôvodu materiálu sú heterogénne. Sú predovšetkým spojené s výstavbou protipovodňových hrádzí na Váhu, Nitre a Bebrave.

S hospodárskou činnosťou, najmä s ťažbou kameniva v Tribeči, Považskom Inovci a Strážovských vrchoch, sú spojené skládky a haldy odpadu kameniva.

Na Nitrianskej pahorkatine najmä s komunálnym hospodárstvom sú rozšírené drobné organizované, a hlavne neorganizované skládky domového odpadu.

# TEKTONIKA

Východný a západný okraj regiónu Podunajská nížina – Nitrianska pahorkatina ohraničujú najstaršie tatrické jednotky Tribeča a Považského Inovca, ktoré tvoria hrasti a od Nitrianskej pahorkatiny sú tektonicky oddelené veľkozálužským, majcichovským a dubodielskym zlomovým systémom ssv.-jjz. smeru.

Za prejavy najstarších orogénnych procesov v regióne možno považovať deformáciu, ako aj regionálnu progresívnu premenu pôvodne piesčito-ílovitých sedimentov na kryštalické bridlice a vznik vrstvovej kryštalizačnej bridličnatosti. Pretože v podobných horninách v rázdielskej časti Tribeča sa zistili, aj keď len sporadicky, palynomorfy poukazujúce na vrchnosilúrsky až spodnodevónsky vek (Planderová in Ivanička et al., 1992), predpokladáme, že najstaršie tektonodeformačné udalosti sa v danom území odohrali počas hercýnskeho orogénu (bretónska fáza).

Granitoidné horniny predstavujú hercýnske postkinematické intrúzie najpravdepodobnejšie vrchnokarbónskeho veku, ktorý bol (mimo územia regiónu) rádiometricky datovaný (Bojko et al., 1990; Kráľ et al., 1995).

Alpínske tektonické prepracovanie však malo prvoradý význam pre tektonicko-geologickú stavbu územia. Neoalpínsky, terciérny tektonický vývoj znamenal morfologickú, ale aj tektonickú individualizáciu Tribeča a Považského Inovca vo vzťahu k neogénnym priehlbinám Nitrianskej pahorkatiny.

Na stavbe predpolia okolitých jadrových pohorí sa podieľajú alpínske mezozoické tektonické jednotky – tatrikum v autochtónnej, resp. paraautochtónnej pozícii, ako aj superficiálne príkrovové jednotky veporika a hronika nasunuté na tatrické sekvencie. Z paleogeografického hľadiska boli základné sedimentačné oblasti mezozoických sekvencií usporiadané od severu na juh takto: tatrikum, veporikum (fatrikum), hronikum a najjužnejšie časti zaraďované k najvnútornejším Západným Karpatom.

Tektonická diferenciácia a presúvanie základných príkrovových jednotiek sa uskutočnili v období mediteránnych fáz alpínskeho orogénu. Takto presúvané tektonické jednotky neskôr vytvorili zložito usporiadané podložie terciérnych a kvartérnych sedimentov Nitrianskej pahorkatiny.

V južnej časti tohto územia na severozápad od Tribeča sa do podložia ponárajú najmä triasové litostratigrafické jednotky patriace k tribečskej mezozoickej tatrickej obalovej sekvencii. Na severozápade siahajú do úrovne tzv. topoľčianskeho zálivu. Zo severozápadu tvorí podložie tatrikum Považského Inovca. V severovýchodnej časti v oblasti Topoľčany – Partizánske – Chynorany – Prašice vystupujú v bezprostrednom podloží mezozoické komplexy veporika (krížňanský príkrov). V najsevernejšej časti územia južne od Strážovskej hornatiny bezprostredné pod-

ložie tvorí komplex triasových litostratigrafických jednotiek hronika. Ich ďalšia diferenciácia a distribúcia je spojená s neoalpínskymi tektonickými pohybmi.

V období paleogénu boli paleogénne sedimenty spolu so svojím starším podložím tektonicky značne porušené. Pôvodne usadené paleogénne súvrstvia, ako aj ich bezprostredné podložie budované mezozoickými zvrásnenými a presunutými komplexmi boli po spodnom oligocéne postihnuté germanotypnou zlomovou tektonikou. V dôsledku účinkov helvétskej fázy a mladších fáz alpínskeho orogénu sa územie rozlámalo na celý rad krýh s väčšou alebo menšou amplitúdou vertikálnych i horizontálnych pohybov.

Zatiaľ čo priestory dnešnej Bánovskej kotliny poklesávali (vďaka čomu sa zachovali paleogénne sedimenty vo veľkej hrúbke), južnejšia časť Nitrianskej pahorkatiny a priľahlé územia museli na rozhraní paleogénu a neogénu relatívne stúpať. V dôsledku toho bola značná časť paleogénnych sedimentov denudovaná. Na denudovanom predneogénnom podloží diskordantne ležia sedimenty neogénu. Sú súčasťou Bánovskej kotliny (priehlbiny), rišňovskej a okrajovo aj komjatickej priehlbiny Podunajskej panvy, ktorá je termálnou extenznou panvou.

Bánovská kotlina mala v neogéne osobitný vývoj. V spodnom a strednom miocéne sa roztvárala spolu s inými spodnomiocénnymi depresiami na ľavých horizontálnych posunoch pozdĺž zlomov v.-z. smeru. Počas stredného miocénu hlavnými zlomami boli zlomy sv.-jz. a sv.-jv. smeru. Pozdĺž týchto zlomov dochádzalo k poklesovým pohybom s vytváraním hrastí a prepadlín (obr. 27).

Bánovská kotlina aj v poštajerskom období mala autonómne postavenie. Na juhu ju od rišňovskej priehlbiny oddeľovala závadsko-bielická elevácia (obr. 3). Bola vymedzená na juhu majcichovským zlomom a na severe závadsko-dubničianskym zlomom. Zreteľne ju vidieť na gravimetrických mapách, ako aj z vyhodnotenia VES.

Sedimentácia v strednom miocéne prebiehala v území medzi závadsko-dubničianskym zlomom sv. systému a jastrabským zlomom (pozri ďalej) sz. systému.

Vo vrchnom miocéne závadsko-bielická elevácia stratila svoju limitujúcu funkciu a od vrchného panónu je Bánovská kotlina napojená na rišňovskú priehlbinu Podunajskej panvy.

Hlavná časť synriftovej fázy roztvárania Podunajskej panvy prebehla počas stredného miocénu (báden až sarmat). Postriftová fáza skončila zapĺňanie panvy počas vrchného miocénu (panón–pont) a v pliocéne.

Roztváranie panvy sa uskutočnilo ako asymetrické rozťahovanie kôry (Vass a Pereszlényi, 1998). Litosféra v priestore Podunajskej panvy sa rozťahovala kombináciou plošne rozsiahlej extenzie vrchnej časti kôry kontrolovanej zlomami a spodnokôrovou plášťovou extenziou menšieho plošného rozsahu. Synriftové štádium, t. j. počiatočné štádium rozťahovania panvy sa preto neuplatnilo v celej panve rovnomerne. Zlomami kontrolovaná iniciálna synriftová subsidencia prebiehala intenzívnejšie vo vonkajšej zóne rozťahovania na severnom okraji panvy

(v blatnianskej, rišňovskej, komjatickej, resp. železiezovskej priehlbine) ako vo vnútornej zóne rozťahovania (Gabčíkovská panva). Zlomy sú hlavným štruktúrnym prvkom stavby synriftových sedimentov. Výška skokov zlomov je značná (rádovo stovky metrov) a sú to zlomy synsedimentárne. Maximálna hrúbka synriftových sedimentov presahuje 3 000 m.

Vo vnútornej zóne rozťahovania v Gabčíkovskej panve spodnokôrová plášťová extenzia generovala termálny dóm sprevádzaný vulkanizmom, ktorý vyvolal výzdvih. Intenzita riftingu bola znateľne nižšia. Hustota zlomov je tu menšia, podobne ako výška ich skokov. Hrúbka sedimentov synriftového štádia tu dosahuje rádovo stovky, a nie tisícky metrov.

Distribúcia sedimentov postriftového štádia (panón až pliocén) v Podunajskej panve je opačná ako distribúcia synriftových sedimentov. Postriftové sedimenty majú najväčšiu hrúbku vo vnútornej zóne extenznej Podunajskej panvy (až 5 000 m). Postriftové sedimenty sú len ojedinele porušené zlomami a výška skokov je malá.

Vo vonkajšej zóne panvy (t. j. aj v rišňovskej priehlbine) postriftové sedimenty sú menej zastúpené. Ich hrúbka smerom na sever sa rýchlo zmenšuje. Pri severnom okraji panvy sú postriftové sedimenty hrubé iba niekoľko desiatok metrov, maximálne prvé stovky metrov.

V priestore Podunajskej panvy tektonický vývoj počas bádenu sa odohrával v tlakovom poli s kompresiou v ssv.-jjz. smere (Vass et al., 1993). V tomto tlakovom poli vznikli zlomy ssv. smeru, ktoré mali tak vertikálnu, ako aj horizontálnu zložku pohybu. Tieto zlomy vytvárajú kryhovú stavbu, dobre rozoznateľnú v s. časti panvy. Smerom na juh je maskovaná mladými sedimentmi postriftového štádia vývoja panvy, ktorú zväčša tieto zlomy neporušujú. Zlomy vytvárajú celý rad hrastí a prepadlín. Sú to:

- **inovecká hrasť,**
- **rišňovská priehlbina,**
- **tribečská hrasť (západná a južná časť),**
- **komjatická priehlbina (časť).**

Rišňovskú priehlbinu od inoveckej hrasti oddeľuje **majcichovský** a od tribečskej hrasti **veľkozálužský zlom** (zlomové pásmo). Komjatickú priehlbinu od tribečskej hrasti ohraničujú **mojmírovské zlomy**. Významnými zlomami v rišňovskej priehlbine sú **sládkovičovské zlomy**. Zlomy sú vo vzťahu k výplni prepadlín v bádene a sarmate synsedimentárne a v tom období kontrolovali rozsah sedimentácie.

Z distribúcie sedimentov ripnianskeho súvrstvie (sarmat–spodný panón) v s. časti rišňovskej priehlbiny a vrábeľského súvrstvia (sarmat) a v j. časti rišňovskej priehlbiny jasne vyplýva existencia hrasti sz.-jv. smeru v oblasti Hlohovec – Nitra, ktorá oddeľovala sladkovodný (vrty R-1, Šu-1) a brakický (VZ-1) vývoj sarmatu. Domnievame sa, že táto hrasť **(hlohovsko-nitrianska priečna hrasť)** stratila túto funkciu v strednom panóne, keď brakické vody prenikli do s. časti rišňovskej priehlbiny. Severný, limitujúci zlom hrasti – **lukáčovsky zlom** sz. smeru – prebiehal

# Obr. 27 ŠTRUKTÚRNA NEOTEKTONICKÁ MAPA
## *STRUCTURAL NEOTECTONIC MAP*
(Zostavili: J. Pristaš, M. Elečko, J. Maglay a K. Fordinál, 2000)

4 km 2 0 5 10 km

Štruktúry okrajových pohorí
*Scructures of marginal mountains*

- hrastové a príkrovové
  *harst and nappe*

Panvové štruktúry
*Basin structures*

- s recentným poklesom
  *with recent subsidence*

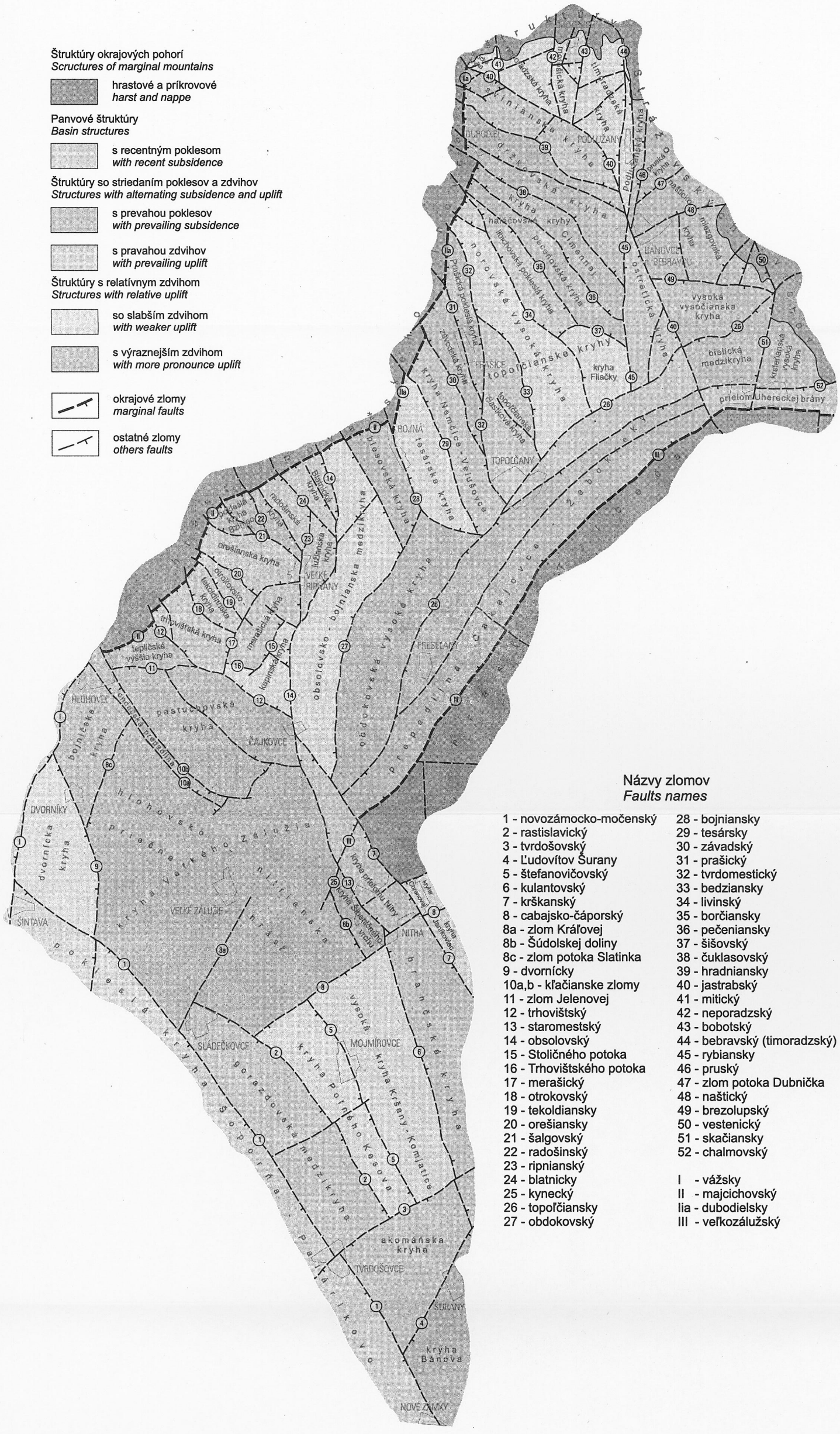
Štruktúry so striedaním poklesov a zdvihov
*Structures with alternating subsidence and uplift*

- s prevahou poklesov
  *with prevailing subsidence*
- s pravahou zdvihov
  *with prevailing uplift*

Štruktúry s relatívnym zdvihom
*Structures with relative uplift*

- so slabším zdvihom
  *with weaker uplift*
- s výraznejším zdvihom
  *with more pronounce uplift*

- okrajové zlomy
  *marginal faults*
- ostatné zlomy
  *others faults*




### Názvy zlomov
*Faults names*

1 - novozámocko-močenský
2 - rastislavický
3 - tvrdošovský
4 - Ľudovítov Šurany
5 - štefanovičovský
6 - kulantovský
7 - krškanský
8 - cabajsko-čáporský
8a - zlom Kráľovej
8b - Šúdolskej doliny
8c - zlom potoka Slatinka
9 - dvornícky
10a,b - kľačianske zlomy
11 - zlom Jelenovej
12 - trhovištský
13 - staromestský
14 - obsolovský
15 - Stoličného potoka
16 - Trhovištského potoka
17 - merašický
18 - otrokovský
19 - tekoldiansky
20 - orešiansky
21 - šalgovský
22 - radošinský
23 - ripnianský
24 - blatnicky
25 - kynecký
26 - topoľčiansky
27 - obdokovský
28 - bojniansky
29 - tesársky
30 - závadský
31 - prašický
32 - tvrdomestický
33 - bedziansky
34 - livinský
35 - borčiansky
36 - pečeniansky
37 - šišovský
38 - čuklasovský
39 - hradniansky
40 - jastrabský
41 - mitický
42 - neporadzský
43 - bobotský
44 - bebravský (timoradzský)
45 - rybiansky
46 - pruský
47 - zlom potoka Dubnička
48 - naštický
49 - brezolupský
50 - vestenický
51 - skačiansky
52 - chalmovský

I - vážsky
II - majcichovský
IIa - dubodielsky
III - veľkozálužský

od obce Tepličky sv. od Pastuchova cez Lukáčovce k z. okraju Nitry. Prejavuje sa na mape horizontálnych gradientov tiaže (blakely) v oblasti Pastuchova (Tkáč et al., 1997). Južný okrajový zlom – kľačiansky – prebiehal z Hlohovca cez Kľačany, Rišňovce a severne od Veľkého Zálužia.

## NEOTEKTONICKÁ STAVBA

Po panóne, v ponte, a najmä na rozhraní pliocénu a kvartéru v dôsledku extenzie ssv.-jjz. smeru nastala čiastočná reštrukturalizácia tektonického plánu južnej časti regiónu a úplná prestavba severnej časti rišňovskej priehlbiny a Bánovskej (depresie) kotliny. Pokračovali výrazné pohyby pozdĺž okrajových zlomov. Vznikli nové kryhy podmienené zlomami ssz. a s.-j. smeru. V dôsledku intenzívnejšieho zdvihu hrasti Považského Inovca, menej intenzívneho zdvihu hrasti Tribeča a výrazného poklesu Gabčíkovskej panvy sa uskutočnili významné paleogeografické zmeny, pričom sa vytvorili nové neotektonické štruktúry.

Na základe morfoštruktúrnej analýzy, deformácie lukáčovských vrstiev a napokon distribúcie pliocénnych, a najmä kvartérnych sedimentov v neotektonickom štruktúrnom pláne regiónu vyčleňujeme systém vysokých a poklesnutých krýh (obr. 27), ktoré formujú nové regionálne štruktúry. Z juhu na sever vyčleňujeme:

1. štruktúry okrajovej časti územia Gabčíkovskej panvy a jz. okraja komjatickej priehlbiny;
2. štruktúry strednej časti rišňovskej priehlbiny:
   a) hlohovsko-nitrianska priečna hrasť,
   b) štruktúry ripnianskej depresie,
   c) východné okrajové kryhy rišňovskej priehlbiny;
3. štruktúry severnej časti rišňovskej priehlbiny a Bánovskej kotliny:
   a) štruktúry bánovského paleogénu;
4. hrasť Považského Inovca;
5. štruktúry Strážovských vrchov;
6. hrasť Tribeča.

### 1. Štruktúry okrajovej časti Gabčíkovskej panvy a juhozápadného okraja komjatickej priehlbiny

Tieto štruktúry sa nachádzajú na rozhraní výrazne poklesávajúcej Gabčíkovskej panvy a západného okraja komjatickej priehlbiny.

V študovanom území sú zastúpené nasledujúce štruktúry (obr. 27):

***Poklesnutá kryha Šoporňa – Palárikovo.*** – Na severe oproti vyšším kryhám je vymedzená *novozámocko-močenským zlomom (1)* sz. smeru s úklonom na JZ. Zlom zo severu vymedzuje hlohovsko-nitriansku priečnu hrasť, gorazdovskú medzikryhu a na juhu akománsku kryhu a kryhu Bánova. Zlom prebieha zo sv. okolia

Šintavy cez južný okraj Močenka a Jatov k Novým Zámkom. Tiahne sa po hrane pleistocénnych terás Váhu risskej terasy a nivy Váhu. Kryha je porušená priečnymi sv. zlomami, o čom svedčí hrúbka dnovej akumulácie a holocénnych sedimentov.

***Gorazdovská medzikryha.*** – Územie medzikryhy tvorí rozhranie medzi poklesovým územím Gabčíkovskej panvy a relatívne vyššími kryhami komjatickej priehlbiny. Na JZ ju vymedzuje už spomínaný novozámocko-močenský zlom (1) a na SV *rastislavický zlom (2)* sz. smeru so sklonom na JZ. Zlom prebieha od Močenka k Rastislaviciam po tylovom okraji pleistocénnych terás Váhu. Zo SZ kryhu vymedzuje časť zlomu Kráľovej (8a) sv. smeru a na JV oproti akománskej kryhe *tvrdošovský zlom* (3) sv. smeru so sklonom na JV (pozri pri akománskej kryhe). Na kryhe sú zastúpené fluviálne sedimenty terás stredného pleistocénu s hrubým (16–18 m) sprašovým pokryvom. Kryhu priečne člení zlom sv. smeru prebiehajúci cez osadu Nový Dvor.

***Kryha Poľného Kesova.*** – Na juhozápade je vymedzená rastislavickým zlomom a na SZ oproti vysokej kryhe Krškany – Komjatice ju vymedzuje *štefanovičovský zlom (5)* sz. smeru so sklonom ná JZ. Zlom prebieha z obce Cabaj-Čápor cez Mojmírovce a končí sa na tvrdošovskom zlome (3) sv. smeru, ktorý je aj jv. limitujúcim zlomom kryhy. Na severozápade je limitujúcim zlomom kryhy *cabajsko-čáporský zlom (8)* sv. smeru so sklonom na JV.

***Vysoká kryha Krškany – Komjatice.*** – Na juhozápade je vymedzená štefanovičovským zlomom (5) a na SV oproti brančskej kryhe ju vymedzuje kulantovský *zlom (6)* sv. smeru so sklonom na JV. Zlom prebieha z Nitry (časť Krškany) cez Branč do s. okolia Šurian. Severozápadný priebeh zlomu (okolie Nitry) tvorí morfologický okraj pahorkatiny. Kryha je morfologicky najvyššia zo systému sv. krýh územia a pravdepodobne morfotektonicky patrí k okrajovým štruktúram Žitavskej pahorkatiny. Severozápadné zakončenie kryhy tvorí už spomínaný cabajsko-čáporský zlom (8) sv. smeru so sklonom na JV. Podobne ako v prípade kryhy Poľného Kesova jz. limitujúcim zlomom kryhy je tvrdošovský zlom (3).

***Akománska kryha.*** – Severozápadným medzným zlomom kryhy je tvrdošovský zlom (3) sv. smeru so sklonom na JV. Zlom prebieha z juhu od Tvrdošoviec ku Komjaticiam. V oblasti Komjatíc zlom výrazne morfologicky ohraničuje pahorkatinu od sútokovej terasovanej časti akománskej kryhy. Z juhozápadu kryhu vymedzuje už spomínaný novozámocko-močenský zlom (1). Od najjužnejšej časti, brančskej kryhy, ju oddeľuje kulantovský zlom (6), ktorý v tomto úseku kryhy prebieha po hrane staršej, strednopleistocénnej terasy. Na kryhe vystupujú fluviálne sedimenty mladších, strednopleistocénnych a vrchnopleistocénnych sedimentov Váhu a Nitry, zakryté mohutnými (6–16 m) komplexmi spraší.

***Kryha Bánova.*** – Tvorí jv. okraj regiónu. Od akománskej kryhy je oddelená menej výraznym *zlomom Ľudovítov – Šurany (4)* ssv. smeru so sklonom na JJV. Zlom na študovanom území prebieha zo sz. okolia osady Kulantov po sz. okraji Šurian k Lipovej. Juhozápadným limitujúcim zlomom kryhy je novozámocko-

-močenský zlom (1). Juhovýchodné obmedzenie kryhy je už mimo územia regiónu. Na kryhe vystupujú fluviálne sedimenty sútokovej časti Váhu a Nitry a fluviálne sedimenty nízkych terás pokryté sprašami, občas aj naviatymi pieskami.

***Brančská kryha*** a susedná ***janíkovská kryha.*** – Na študované územie zasahujú len okrajovo. Brančskú kryhu z JZ vymedzuje kulantovský zlom (6) a od kryhy Janíkoviec ju oddeľuje *krškanský zlom* (7). Brančská kryha tvorí nivu rieky Nitra – fluviálne sedimenty dnovej akumulácie a holocénne sedimenty. *Janíkovskú kryhu,* ktorá je zastúpená na študovanom území v menšom rozsahu, budujú fluviálne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu a pokryv spraší a sprašových hlín. Západný limitujúci zlom kryhy – krškanský (7) – v študovanom území prebieha po okraji pahorkatiny a úpätím hrany terasy.

## 2. Štruktúry strednej časti rišňovskej priehlbiny

Územie tvorí najvyššie položenú časť jz. okraja Nitrianskej pahorkatiny.

### 2a) Hlohovsko-nitrianska priečna hrasť

Tvorí výrazné rozhranie medzi poklesnutými štruktúrami gabčíkovskej depresie na juhu a ripnianskej depresie na severe. Hrasť člení *andačská* prepadlina na severnú a južnú časť.

Významnými štruktúrami hrasti je kryha Šibeničného vrchu, ktorá je jz. pokračovaním hrasti Tribeča, a teplická vyššia kryha, ktorá je okrajovým pokračovaním hrasti Považského Inovca.

***Kryha Šibeničného vrchu.*** – Na severovýchode oproti kryhe prielomu Nitry je vymedzená *staromestským zlomom (13)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha dolinou rieky Nitry na rozhraní výstupov predterciérneho podložia a nivy Nitry. Z juhozápadu kryhu vymedzuje *zlom Šúdolskej doliny (8b)* sz. smeru so sklonom na JZ, pozdĺž ktorého výrazne poklesávajú sedimenty neogénu do panvy. Zlom prebieha Šúdolskou dolinou sv. od osady Lukov dvor, medzi kótami Klokočina (234 m) a Kartuša (213 m) a na JV sa končí na *cabajsko-čáporskom zlome* (8). Z juhovýchodu kryhu vymedzuje už spomínaný cabajsko-čáporský zlom (8). Zo severozápadu je kryha vymedzená *kyneckým zlomom (25)* ssv. smeru so sklonom na SZ. Zlom prebieha údolím Kyneckého potoka. Javí sa ako možné pokračovanie sv. veľkozálužského zlomu (III) ako medzného zlomu hrasti Tribeča, no jeho jjz. pokračovanie je nejasné a pravdepodobne zlom sa končí na zlome sz. smeru. Funkcia zlomu (25) sa končí na formovaní čiastkovej hrasti Šibeničného vrchu ako pokračovania hrasti Tribeča smerom na juh do panvy. Na kryhe vystupuje na povrch predterciérne podložie, ktoré je exhumované.

***Tepličská vyššia kryha.*** – V severozápadnej časti hlohovsko-nitrianskej priečnej hrasti je okrajovým pokračovaním hrasti Považského Inovca. Severozá-

padným medzným zlomom kryhy je majcichovský zlom (II). Na severovýchode vo vzťahu k ripnianskej depresii ju vymedzuje trhovištský zlom (12). Južné obmedzenie kryhy oproti pastuchovskej kryhe sprostredkúva *zlom Jelenovej (11)*. V juhozápadnej časti kryhy medzným zlomom vo vzťahu k andačskej prepadline je *kľačiansky* sv. zlom (10b). Na kryhe vystupuje predterciérne podložie.

Popri opísaných vysokých kryhách s výstupom prédterciérneho podložia podstatná časť priečnej hrasti na juhu tvorí zarovnaný chrbát s monolitnou stavbou.

***Kryha Veľkého Záluzia.*** – Je vymedzená zlomami: novozámocko-močenským (1), cabajsko-čáporským (8), Šúdolskej doliny (8b), kyneckým (25), staromestským (13), nepomenovaným zlomom sz. a sv. smeru v doline potoka Andač v oblasti obcí Zbehy a Alekšince, kľačianskym južným (10a) a potoka Slatinka (8c). Územie je členené priečnym sv. *zlomom Kráľovej (8a)*, no asymetria viacerých dolín naznačuje prítomnosť ďalších zlomov rôzneho smeru.

Na kryhe sú zastúpené sedimenty volkovského súvrstvia (dák), eluviálne sedimenty vrchného pliocénu až pleistocénu (rubifikované pôdy – červenice) a mohutný vývoj spraší stredného až mladého pleistocénu. Severozápadná časť priečnej hrasti je segmentovaná zlomami na systém vyšších a nižších kryh. V rámci tejto stavby rozlišujeme nasledujúce štruktúry:

***Dvornícka kryha.*** – V rámci hrasti sa javí ako mierne poklesnutá. Z východu je vymedzená *dvorníckym zlomom (9)* ssz. smeru so sklonom na ZJZ. Zlom prebieha zo SZ od osady Posádka cez Dvorníky dolinou potoka Jarčie do Paty, kde sa končí na novozámocko-močenskom zlome (1). Z juhu túto kryhu od gabčíkovskej depresie (poklesnutá kryha Šoporňa – Palárikovo) oddeľuje novozámocko-močenský zlom. Zo západu ju vymedzuje *vážsky zlom (I)* prebiehajúci s.-j. smerom so sklonom na Z. Zlom prebieha morfologickým okrajom pahorkatiny a nivy Váhu. Je západným okrajovým zlomom j. časti Nitrianskej pahorkatiny. Spolu s protiľahlým medzným zlomom Trnavskej pahorkatiny (mimo študovaného územia) vymedzuje vlastnú nivu Váhu ako poklesové územie – *kryha nivy Váhu* s monoklinálnym úklonom na východ. Spôsobuje sústavné posúvanie koryta Váhu v. smerom a narezávanie Nitrianskej pahorkatiny. Vyvoláva akceleráciu svahových pohybov, čím vytvára zosuvné pásmo v oblasti medzi Hlohovcom a Sereďou.

Na kryhe vystupujú sedimenty volkovského súvrstvia (dák) a deluviálne hlinito-piesčité sedimenty, ktoré sú objektom zosúvania.

***Bojničská kryha.*** – Z juhozápadu je vymedzená už spomínaným dvorníckym zlomom (9), zo západu vážskym zlom (I), zo SV kľačianskym zlomom (10a) a z východu zlomom potoka Slatinka (8c) s.-j. smeru so sklonom na východ, ktorý prebieha dolinou potoka Slatinka a končí sa na kľačianskom zlome (10a). Na kryhe vystupujú sedimenty beladického súvrstvia a relikty volkovského súvrstvia. Kryha predstavuje po najvyšších kryhách (teplická a kryha Šibeničného vrchu) vyššiu kryhu hlohovsko-nitrianskej priečnej hrasti.

***Andačská prepadlina.*** – Člení sz. časť územia hlohovsko-nitrianskej priečnej hrasti na severnú a južnú časť. Je vymedzená *kľačianskymi protiklonnými zlomami (10a–b)*. Kľačianske zlomy – južný (10a) a severný (10b) – sú sz. smeru so sklonom na SV, resp. JZ. Kryha sa javí ako mladá synsedimentárna štruktúra so založením pravdepodobne v pliocéne (dák) a sformoval ju pravdepodobne aj paleotok. O jej mladej existencii svedčia početné zosuvné územia po oboch stranách prepadliny.

***Pastuchovská kryha.*** – Z juhozápadu je vymedzená kľačianskym severným zlomom. Na severovýchode ju ohraničuje *trhovištský zlom (12)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha zo SZ z hrasti Považského Inovca cez obec Tepličky, Dolné Trhovište, dolinou potoka Galanovka a na JV sa končí na s.-j. *obsolovskom zlome* (14) pri osade Nové Sady. Na severozápade od tepličskej vyššej kryhy ju oddeľuje už spomínaný zlom Jelenovej (11). Juhovýchodné obmedzenie kryhy tvorí časť obsolovského zlomu (14), nepomenovaný pozdĺžny zlom kryhy a nepomenovaný priečny zlom sz. smeru prebiehajúci dolinou potoka Andač pri obci Alekšince. Zlom so sklonom na SZ sa výrazne prejavuje v morfológii územia – asymetria doliny. Kryha je členená pozdĺžnym zlomom sz. smeru so sklonom na SV. Uplatňuje sa v morfológii územia – prebieha dolinou potoka Blatnica. Na kryhe vystupujú sedimenty volkovského súvrstvia (dák) a v oblasti obce Lukáčovce sú zachované spodnopleistocénne sedimenty – lukáčovské vrstvy. Kryha je pokrytá hrubým komplexom spraší a fosílnych pôd.

## 2b) Štruktúry ripnianskej depresie

Ripnianska depresia je elipsovitého, pretiahnutého tvaru sv.-jz. smeru, rozčlenená na systém sz. krýh s celkovým stupňovitým poklesom do centrálnej časti depresie. Zo severozápadu je výrazne vymedzená oproti hrasti Považského Inovca majcichovským zlomom.

Kryhová diferenciácia (morfoštruktúry) ripnianskej depresie je zvýraznená najmä rôznym výškovým postavením lukáčovských vrstiev spodného pleistocénu, ktoré pôvodne tvorili jednotný sedimentačný priestor.

Z juhozápadu na severovýchod je možné vyčleniť nasledujúce kryhy:

***Trhovištská kryha.*** – Tvorí jz. okrajovú kryhu ripnianskej depresie. Na juhozápade od pastuchovskej a tepličskej kryhy je oddelená už spomínaným trhovištským zlomom *(12)*. Od hrasti Považského Inovca ju oddeľuje majcichovský zlom (II). Na severovýchode je to *otrokovský zlom (18)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha z hrasti Považského Inovca dolinou Stoličného potoka a končí sa na priečnom merašickom zlome (17), ktorý tvorí v. obmedzenie kryhy. Na kryhe vystupujú sedimenty volkovského súvrstvia (dák), lukáčovské vrstvy (spodný pleistocén) a sprašový pokryv (stredný až vrchný pleistocén).

***Otrokovsko-tekoldianska kryha.*** – Na juhozápade je vymedzená už spomínaným otrokovským zlomom (18), na SZ majcichovským zlomom (II), na V *merašickým zlomom* (17) a na SV *orešianskym zlomom* (20) sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha z hrasti Považského Inovca dolinou potoka Medeš a končí sa na priečnom merašickom zlome (17). Kryhu člení pozdĺžny *tekoldiansky zlom (19)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha z hrasti Považského Inovca cez Tekoľďany, údolím Tekoldianskeho potoka a na JV sa končí na priečnom merašickom zlome (17).

***Orešianska kryha.*** – Na juhozápade ju vymedzuje spomínaný orešiansky zlom (20) a na severe je *šalgovský zlom* (21) zsz. smeru so sklonom na SSV. Prebieha z hrasti Považského Inovca obcou Šalgovce, dolinou Šalgovského potoka a Radošinky. Končí sa na s.-j. *ripnianskom zlome* (23), ktorý je východným ohraničením kryhy. Zo severozápadu je vymedzená majcichovským zlomom (II) a z juhu severným zakončením merašického zlomu (17). Na kryhe sú zastúpené sedimenty volkovského súvrstvia (dák), lukáčovské vrstvy (spodný pleistocén), ktoré tu dosahujú najväčšiu hrúbku, a sprašový pokryv stredného až vrchného pleistocénu.

***Merašická kryha.*** – Je čiastkovou kryhou jv. okraja ripnianskej depresie. Zo západu je vymedzená merašickým zlomom *(17)* s.-j. až sv. smeru so sklonom na západ. Zlom prebieha z juhu od obce Dolné Trhovište v. od Dolných Otrokoviec k južnému okraju obce Ripňany. V južnej a strednej časti na priebeh zlomu poukazujú výrazné kolenovité ohyby Trhovištského a Cerovského potoka. Severný priebeh zlomu je zvýraznený asymetriou doliny Cerovského potoka.

Na kryhe vystupujú – podobne ako na predchádzajúcich kryhách – sedimenty pliocénu a pleistocénu.

***Kapinská kryha.*** – Patrí k priečnym kryhám okraja ripnianskej depresie. Vo vzťahu k merašickej jv. kryhe je vyššou kryhou. Od nej ju oddeľujú zlomy Trhovištského (16) a Stoličného (15) potoka, ktoré prebiehajú dolinami spomínaných potokov zvýraznených ich kolenovitými ohybmi. Z východu od obsolovsko-bojnianskej medzikryhy ju oddeľuje obsolovský zlom (14). Na juhu oproti pastuchovskej kryhe je vymedzená južným pokračovaním trhovištského zlomu (12). Na kryhe vystupujú sedimenty pliocénu a pleistocénu.

***Lužianska kryha.*** – Je východným ohraničením ripnianskej depresie. Zo západu je vymedzená *ripnianskym zlomom (23)* s.-j. smeru so sklonom na západ. Zlom prebieha v údolí Radošinky cez obec Ripňany smerom na sever údolím nepomenovaného potoka a končí sa na blatnickom zlome (24). Z východu od obsolovsko-bojnianskej medzikryhy ju odčleňuje obsolovský zlom (14) a na SV je medzným zlomom južné zakončenie blatnického zlomu (24).

***Poklesnutá kryha Bziniec.*** – Je to najpoklesnutejšia kryha ripnianskej depresie. Z juhu je vymedzená *šalgovským zlomom* (21) sz. smeru so sklonom na SSV. Zlom prebieha z hrasti Považského Inovca cez Šalgovce, dolinou Šalgovského potoka a Radošinky. Na juhovýchode sa končí na s.-j. ripnianskom zlome (23). Na

severovýchode je medzným zlomom kryhy radošinský zlom (22) sz. smeru so sklonom na JZ. Zlom prebieha južne od obce Radošina údolím nepomenovaného potoka a končí sa na šalgovskom zlome (21). Od hrasti Považského Inovca ju oddeľuje majcichovský zlom (II). Kryhu pozdĺžne člení zlom sz. smeru prebiehajúci Ardanovským potokom, pričom sv. časť kryhy sa javí ako najviac poklesnuté územie ripnianskej depresie. Na kryhe sú zastúpené obvyklé sedimenty známe z ripnianskej depresie.

***Radošinská a blatnická kryha.*** – Tvoria sv. krídlo ripnianskej depresie. Sú vymedzené radošinským (22), blatnickým (24) a obsolovským (14) zlomom sz. smeru so sklonom na JZ. Od hrasti Považského Inovca sú oddelené majcichovským zlomom. Juhovýchodné vymedzenie radošinskej kryhy je na ripnianskom zlome (23), blatnickej kryhy na obsolovskom zlome (14). *Blatnický zlom (24)* sz. smeru so sklonom na JV prebieha z hrasti Považského Inovca cez obce Nitrianska Blatnica a Lužany, kde sa končí na obsolovskom zlome (14).

## 2c) Východné okrajové kryhy rišňovskej priehlbiny

Územie okrajových krýh zahŕňa štruktúry medzi ripnianskou depresiou, hrasťovou štruktúrou Tribeča a štruktúrami bánovského paleogénu na severe. V rámci okrajových krýh vyčleňujeme:

***Obdokovská vysoká kryha.*** – Na východe je vymedzená *topoľčianskym zlomom* (26) sv. smeru so sklonom na JV, na západe od obsolovsko-bojnianskej kryhy je oddelená *obdokovským zlomom (15)* sv. smeru so sklonom na SZ. Zlom prebieha dolinou Perkovského potoka a končí sa na obsolovskom zlome (14). Na severe kryhu vymedzuje jv. časť bojnianskeho zlomu (28). Kryha svojou hrasťovou pozíciou oddeľuje obe depresie – staršiu, ripniansku a mladšiu, Čakajovce – Žabokreky a ukláňa sa mierne na juh. Zdá sa, že na kryhe je menšia hrúbka pliocénu volkovského súvrstvia a menšia hrúbka pleistocénnych sedimentov lukáčovských vrstiev, ktoré sú plošne výraznejšie vyvinuté v ripnianskej depresii.

***Obsolovsko-bojnianska medzikryha.*** – Na východe je vymedzená obdokovským zlomom (27) s úklonom na západ, resp. bojnianskym zlomom (28) so sklonom na SV. Na západe od ripnianskej depresie ju oddeľuje obsolovský zlom (14) so sklonom na SZ. Na severozápade kryha susedí s hrasťou Považského Inovca vymedzenou zlomovým pásmom majcichovského zlomu (II) s.-j. smeru. *Bojniansky zlom (28)* sz. smeru prebieha dolinou rovnomenného potoka. Je medzným zlomom medzi štruktúrami ripnianskej depresie na JZ a štruktúrami severnej časti rišňovskej priehlbiny a Bánovskej kotliny na SV. Je aj predelom medzi majcichovským (II) a dubodielskym zlomom ako okrajovými zlomami hrasti Považského Inovca. *Obsolovský zlom (14)* sz. smeru s úklonom na západ prebieha z hrasti Považského Inovca cez Vozokany na Krtovce, Lužany, Obsolovce, Nové Sady, Zbehy a končí sa na sv. veľkozálužskom zlome pri sz. okraji Drážoviec.

Kryhu člení nepomenovaný zlom sv. smeru prebiehajúci od obce Lužany smerom k obci Hajná Nová Ves, kde predurčuje priebeh doliny potoka Dolinka. Jeho ďalšie sv. pokračovanie smerom k obci Veľké Dvorany je menej výrazné. Je pravdepodobnejšie, že sv. zlom sa končí v obci Hajná Nová Ves na sz. zlome prebiehajúcom cez obec Horné Štitáre k Blesovciam (blesovský zlom). Nepomenovaný sv. zlom vymedzuje z juhu čiastkovú poklesnutú medzikryhu medzi obcami Hajná Nová Ves a Lipovník s miernym stupňovitým sklonom do ripnianskej depresie.

***Blesovská kryha.*** – Tvorí sv. ohraničenie obdokovsko-dubnianskej medzikryhy. Z juhovýchodu je vymedzená *blesovským zlomom (28a)* sz. smeru so sklonom na JZ. Zlom prebieha z hrasti Považského Inovca východným okrajom obce Blesovce, zníženinou Kobyho doliny a východne od obce Horné Štitáre a končí sa na sv. obdokovskom zlome (27). Zo severozápadu je kryha vymedzená bojnianskym zlomom (28), ktorý tvorí jv. obmedzenie kryhy. Od hrasti Pohronského Inovca ju odčleňuje majcichovský zlom (II). Je najvyššou kryhou obsolovsko-bojnianskej medzikryhy, no v nižšej pozícii ako obdokovská vysoká kryha. Na kryhe sú zastúpené sedimenty volkovského súvrstvia (dák) a nie je vylúčená ani prítomnosť lukáčovských vrstiev zakrytých sprašami.

Na kryhe sú zastúpené sedimenty stredného a vrchného miocénu a pliocénu, ktorých hrúbka narastá do ripnianskej depresie. Nie je vylúčené, že na kryhe sú zastúpené sedimenty najstaršieho (spodného) pleistocénu.

***Prepadlina Čakajovce – Žabokreky*** (stredného toku Nitry). – Javí sa ako najrozsiahlejšia štruktúra sv.-jz. smeru, ktorá zasahuje do strednej a severnej časti rišňovskej priehlbiny. Z východu je vo vzťahu k tribečskej hrasti vymedzená zlomovým pásmom veľkozálužských zlomov (III) uklonených na SZ. Zo západu od obdokovskej vysokej kryhy, resp. topoľčianskych krýh je oddelená *topoľčianskym zlomom (26)* so sklonom na JV. Prepadlina sa javí ako najhlbšia poklesnutá kryha strednej časti regiónu. Kvartérnu výplň reprezentujú najmä fluviálne a proluviálne sedimenty, sedimenty terás a náplavových kužeľov. Kryha sa končí na východe na jastrabskom zlome (40) sz. smeru so sklonom na JZ. Kryhu pozdĺžne člení nepomenovaný, menej výrazný zlom prebiehajúci korytom Nitry.

### 3. Štruktúry severnej časti rišňovskej priehlbiny a Bánovskej kotliny

Severné časti rišňovskej priehlbiny a kryhy Bánovskej kotliny sa sformovali na štruktúrne staršej, závadsko-bielickej elevácie podložia v najvrchnejšom miocéne, pliocéne a kvartéri. Pri členení tohto územia – vychádzajúc z poznatkov o segmentácii vrchnopliocénno-kvartérneho povrchu zarovnania, ako aj z distribúcie kvartérnych sedimentov – vyčleňujeme nasledujúce kryhy:

***Tesárska kryha.*** – Na západe je vymedzená už spomínaným bojnianskym zlomom (28). Na východe oproti kryhe Nemčice – Velušovce ju vymedzuje *tesársky zlom (29)* so sklonom na SV. Zlom prebieha dolinou Zľavského potoka medzi

obcami Chrabrany a Záhrada, kde sa končí na okrajovom, dubodielskom (IIa) zlome hrasti Považského Inovca.

Kryha sa javí ako najvyššia kryha jz. časti študovaného územia. Kryhy sv. od tesárskej kryhy stupňovito poklesávajú, pričom najpoklesnutejšia je prašická poklesnutá kryha (obr. 27). Severozápadné ohraničenie krýh od hrasti Považského Inovca tvorí *dubodielsky zlom (IIa)* s.-j. smeru so sklonom na východ. Výrazný okrajový zlom prebieha z juhu od obce Bojná cez Závadu, Dubodiel a končí sa západne od Trenčianskeho Jastrabia na jastrabskom zlome (40). Zlom je zvýraznený lineárnym výstupom prameňov.

***Kryha Nemčice – Velušovce.*** – Zo severozápadu je vymedzená tesárskym zlomom (29) a na SV *závadským zlomom (30)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha dolinou potoka Štiavnička a Slivnica medzi obcami Jacovce a Závada.

Na kryhe sú zastúpené pod sedimentmi kvartéru sedimenty volkovského súvrstvia (dák). Zo sedimentov kvartéru sú prítomné spraše, fluviálne a proluviálne sedimenty.

***Závadská kryha.*** – Na juhozápade je vymedzená závadským zlomom (30). Na severovýchode od prašickej poklesnutej kryhy ju oddeľuje *prašický zlom (31)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha dolinou potoka Železnica medzi rekreačnou oblasťou Duchonka a severným okolím obce Jacovce (osada Mreža). Južne od osady Mreža úlohu medzného zlomu kryhy preberá *tvrdomestický zlom (32)* sz. smeru so sklonom na západ v úseku Mreža – Továrniky. Zlom prebieha korytom potoka Chotina medzi Topoľčanmi a obcou Zlatníky. Na kryhe vystupujú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov potokov.

***Prašická poklesnutá kryha.*** – Na juhozápade je vymedzená prašickým zlomom (31) a na SV od topoľčianskych krýh ju oddeľuje tvrdomestický zlom (32). Na severozápade kryhy sa medzným zlomom stáva dubodielsky zlom (IIa), ktorý ju oddeľuje od hrasti Považského Inovca. Je to najpoklesnutejšia kryha medzi závadskou kryhou a topoľčianskymi kryhami. Výplň kryhy tvoria najmä proluviálne sedimenty stredného pleistocénu, ale nie je vylúčená ani prítomnosť sedimentov spodného pleistocénu.

***Topoľčianske kryhy.*** – Tvoria sústavu krýh hrasťovo-prepadlinovej stavby.

***Topoľčianska čiastková kryha.*** – Na západe je vymedzená tvrdomestickým zlomom (32), na východe od norovskej vysokej kryhy je oddelená *bedzianskym zlomom (33)* sz. smeru so sklonom na západ. Zlom prebieha dolinou Bedzianskeho potoka v úseku Topoľčany – severné okolie obce Tvrdomestice, kde sa napája na tvrdomestický zlom (32). Na kryhe sú zachované fluviálne a proluviálne sedimenty stredného a spodného (?) pleistocénu.

***Norovská vysoká kryha.*** – Je súčasťou topoľčianskych krýh. Na západe je vymedzená *tvrdomestickým zlomom* (32) a *dubodielskym zlomom* (IIa). Na severovýchode od čiastkovej libichavskej kryhy a halačovskej kryhy ju delí *livinský zlom* (34). Zlom prebieha dolinou potoka Livina a na SZ zasahuje na hrasť Považského

Inovca. Sú tu zastúpené sedimenty panónu až dáku a spraśové hliny vrchného pleistocénu. V severovýchodnej časti kryhy v podloží je možné predpokladať aj sedimenty spodného miocénu a paleogénu.

***Kryha Fliačky.*** – Nachádza sa v južnom pokračovaní libichavskej kryhy. Západným medzným zlomom je južný priebeh livinského zlomu (34), na juhu je medzným zlomom kryhy topoľčiansky zlom (26). Na východe je medzným zlomom *rybiansky zlom (45)* s.-j. smeru so sklonom na východ. Zlom prebieha dolinou dolného toku Bebravy v úseku Chynorany – Livina. Severným medzným zlomom kryhy je *šišovský zlom (37)* v.-z. smeru. Na kryhe vystupujú spraše a spraśové hliny.

***Halačovské kryhy.*** – Tvoria systém krýh, z ktorých najviac poklesnutá je libichovská poklesnutá kryha – na JZ je vymedzená už spomínaným livinským zlomom (34) a na SV borčianskym zlomom (35), ktorý prebieha od obce Borčany dolinou potoka Višňová, Hlbokou dolinou, Suchým potokom a jeho sz. dosah je nejasný. Na juhu medzným zlomom kryhy je *šišovský zlom* v.-z. smeru so sklonom na sever. Zlom prebieha z oblasti južne od obce Šišov dolinou dolnej časti potoka Livina do jeho sútoku s riekou Bebrava v úseku jz. od Šišova po obec Livina. Je vyplnená sedimentmi stredného a vrchného pleistocénu.

***Pečenianska kryha.*** – Na juhozápade ju vymedzuje už spomínaný borčiansky zlom (35). Na severovýchode je vymedzená *pečenianskym zlomom* (36). Prebieha dolinou potoka Halačovka, Cimenskou dolinou a údolím Vrbovského potoka prechádza na hrasť Považského Inovca.

***Kryha Cimennej.*** – Z juhozápadu ju vymedzuje pečeniansky zlom (36). Severovýchodným medzným zlomom kryhy je *čuklasovský zlom* (38) sz. smeru uklonený na SV, ktorý prebieha Držkovskou dolinou cez obec Čuklasovce, dolinou Bratinského potoka a zasahuje na hrasť Považského Inovca. Na západe od hrasti Považského Inovca halačovské kryhy odčleňuje dubodielsky zlom (IIa). Na kryhách sú zastúpené najmä sedimenty panónu až dáku. Zdá sa, že sedimenty panónu–pontu sa končia na pečenianskom zlome (36) a ďalej na SV ich zastúpenie nepredpokladáme. Aj hrúbka sedimentov dáku je tu najväčšia. V severozápadnej časti kryhy (cca od spojnice Malé Hoste – Dubnička) je možné v podloží predpokladať aj sedimenty spodného bádenu a spodného miocénu. Z kvartérnych sedimentov sú tu prítomné iba terestrické sedimenty mladšieho pleistocénu.

***Ostratická medzikryha.*** – Tvorí územie medzi topoľčianskymi a halačovskými kryhami na západe a kryhami bánovského paleogénu na východe. Na západe ju vymedzuje *rybiansky zlom* (45) s.-j. smeru so sklonom na východ. Zlom prebieha dolinou Bebravy od Bánoviec nad Bebravou k Nadliciam. Tam sa končí na topoľčianskom zlome (26), ktorý tvorí južné vymedzenie kryhy. Na severovýchode ju od našticko-miezgovskej kryhy oddeľuje jastrabský zlom (40). Kryhu priečne člení nepomenovaný zlom sv. smeru prebiehajúci dolinou Pravotického potoka so sklo-

nom na SZ. Na kryhe je zachovaný kompletný vývoj fluviálnych sedimentov od najstaršieho pleistocénu po holocén. Tie sú prekryté sprašami.

***Držkovská kryha.*** – Na juhozápade ju vymedzuje čuklasovský zlom (38) a na SV *hradniansky zlom* (39). Zlom prebieha od JV dolinou potoka Svinnica cez obce Ruskovce a Hradná, Hradnianskym potokom a zasahuje na hrasť Považského Inovca. Od hrasti Považského Inovca kryhu oddeľuje dubodielsky zlom (IIa). Na východe od ostratickej medzikryhy ju delí rybiansky zlom (45). Na kryhe vystupujú na povrch sedimenty svinianskeho súvrstvia, vulkanoklastiká ruskovských vrstiev vtáčnickej formácie a sedimenty dáku, ktorých hrúbka je však podstatne menšia než na predchádzajúcich kryhách. V podloží predpokladáme aj sedimenty stredného a spodného miocénu.

V rámci držkovskej kryhy (resp. južnej časti svinianskej kryhy) sú pozoruhodné magnetické anomálie v pruhu od Dolných Ozoroviec cez Ruskovce, Malú a Veľkú Hradnú k Dubodielu. Interpretáciou a modelovaním stanovil Kubeš (in Tkáč et al., 1997) horný okraj magnetických hornín do hĺbky cca 600 m a spodný do 2 000 m. Fiľo (ústne oznámenie) pripúšťa horný okraj anomálií v hĺbke cca 350 m. Vysvetlením pruhu anomálií je prítomnosť komplexu andezitov s granátom, ktoré prenikli cez sedimenty paleogénu a spodného miocénu a sú synchrónne so spodnou časťou svinianskeho súvrstvia spodnobádenského veku. Interpretáciou hodnôt je možné dešifrovať v rámci kryhy celkove šesť čiastkových centier v oblasti jz. od Horných Ozoroviec, k obciam Ruskovce, Malá Hradná a Dubodiel (Filo a Határ – ústne oznámenie). Sú rozložené na zlomovom pásme sz. smeru. Kvartér zastupujú polygenetické hliny mladšieho obdobia pleistocénu.

***Svinianska kryha.*** – Na juhozápade ju vymedzuje hradniansky zlom (39), na SV a V významný *jastrabský zlom* (40). Od hrasti Považského Inovca na západe ju oddeľuje dubodielsky zlom (IIa). *Jastrabský zlom* (Maheľ, 1969) sz.-jv. smeru so sklonom na JZ patrí k najvýznamnejším zlomom Bánovskej kotliny. Je zlomom regionálneho významu (styk dunajského bloku s fatransko-tatranským blokom). Zo severozápadu prebieha rozhraním Považského Inovca a Strážovských vrchov. Do kotliny vstupuje pri Trenčianskom Jastrabí, ďalej pokračuje pri obciach Svinná, Horňany a Dežerice k Bánovciam nad Bebravou a odtiaľ k Partizánskemu. V oblasti Bánovskej kotliny sa na zlome stýkajú morské sedimenty spodného miocénu so sladkovodnými sedimentmi stredného miocénu. Usudzujeme, že v strednom miocéne bol synsedimentárnym zlomom. Výška skoku tohto zlomu je veľká (rádovo niekoľko 100 m). Zlom bol aktívny aj v kvartéri.

Na kryhe vystupujú na povrch sedimenty svinianskeho súvrstvia (spodný báden), ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie (spodný až stredný sarmat), denudačné relikty volkovského súvrstvia (dák) a sedimenty kvartéru. V podloží sú prítomné sedimenty handlovského súvrstvia (vrchný báden), kamenského súvrstvia (stredný báden) a predpokladáme tu prítomnosť sedimentov spodného miocénu a paleogénu. Zo sedimentov kvartéru sa výraznejšie uplatňujú proluviálne sedimenty stred-

ného pleistocénu, čo zvýrazňuje významnejší zdvih hrasti Považského Inovca a relatívny pokles krýh bezprostredného širšieho okolia obce Trenčianske Jastrabie. Táto skutočnosť je zvýraznená aj existenciou zlomov prebiehajúcich dolinou potoka Jastrabica a Svinnica. Treba poznamenať, že tento poznatok sa netýka iba sz. časti svinianskej kryhy, ale aj jz. časti mitickej a západnej časti hradnianskej kryhy.

Územie severne od jastrabského zlomu je dislokované *s.-j. zlomami* na kryhy tohto systému. Územie ako celok je pravdepodobne od stredného miocénu oblasťou denudácie a erózie.

Nie je vylúčené, že sú to zlomy staršieho založenia, ale aktivizovali sa aj v najmladšom období. Mladé zlomy krýh predisponovali priebeh súčasnej riečnej siete. Na základe morfoanalýzy celkový trend poklesu s.-j. krýh je od východu na západ.

***Mitická kryha.*** – Je okrajovou kryhou sz. časti Bánovskej kotliny.

Na západe a juhu je vymedzená jastrabským zlomom (40), na východe oproti neporadzskej kryhe ju vymedzuje *mitický zlom (41)* so sklonom na západ. Zlom prebieha dolinou Mitického potoka a končí sa na jastrabskom zlome.

Na kryhe je prítomné predterciérne podložie, na povrchu sedimenty čausianskeho súvrstvia (egenburg) a lakšárskeho súvrstvia (karpat). V podloží sú sedimenty bánovského súvrstvia (otnang). Z kvartérnych sedimentov sa tu nachádzajú najmä proluviálne sedimenty staršieho a mladšieho obdobia pleistocénu. Najväčšia hrúbka je v oblasti Trenčianskeho Jastrabia. Kryhu priečne člení zlom sv. smeru prechádzajúci cez obec Trenčianske Mitice, na ktorom sa stretávajú sedimenty čausianskeho súvrstvia egenburgu so sedimentmi lakšárskeho súvrstvia karpatu.

***Neporadzská kryha.*** – Na západe ju vymedzuje mitický zlom (41), na východe *neporadzský zlom* (42) so sklonom na západ. Zlom prebieha v dolnej časti dolinou Svitavského potoka, smerom na sever opúšťa dolinu potoka a prebieha západne od kóty Ostrá hora. Tam z východu vymedzuje triasové dolomity a ďalej na sever prebieha dolinou bezmenného potoka. Kryhu člení priečny zlom sv.-jz. smeru, ktorý sprostredkúva styk sedimentov egenburgu a karpatu. Obe súvrstvia vystupujú na povrch. Kvartér zastupujú terestrické sedimenty mladého pleistocénu.

***Motešická kryha.*** – Na západe ju vymedzuje neporadzský zlom (42) a na východe *bobotský (seizmoaktívny) zlom* (43) so sklonom na západ. Zlom prebieha dolinou potoka Machnáč a končí sa na jastrabskom zlome (40). Na kryhe vystupuje na povrch predterciérne podložie, sedimenty egenburgu a karpatu. Kryhu pozdĺžne člení zlom generálne s.-j. smeru prebiehajúci dolinou potoka Machnáč so sklonom na východ. Na jeho existenciu poukazuje výrazná asymetria doliny. (Na jeho východnej kryhe vystupujú fluviálne sedimenty mladšieho a staršieho obdobia stredného pleistocénu).

Kryhu priečne člení zlom sv. smeru, ktorý sprostredkúva styk sedimentov egenburgu a karpatu.

***Timoradzská kryha.*** – Na západe ju vymedzuje bobotský zlom (43) a na východe bebravský (timoradzský) zlom (44), resp. zlomové pásmo. Na juhu sa končí na jastrabskom zlome (40).

*Bebravský* (Brestenská et al., 1980), resp. *timoradzský* (Maheľ, 1985) *zlom (44)* so sklonom na západ prebieha zo severu z územia Strážovských vrchov. V oblasti kotliny sa tiahne od Krásnej Vsi cez Timoradzu k Podlužanom dolinou rieky Bebrava. V okolí Bánoviec nad Bebravou sa napája na jastrabský zlom (40). Zlom predisponoval priebeh doliny stredného toku Bebravy. V severnej časti na území kotliny je limitujúcim zlomom, kde sa stýkajú mezozoické horniny so sedimentmi spodného miocénu. Zlom sa v celom svojom priebehu prejavuje ako výrazné rozhranie na mape horizontálnych gradientov tiaže (blakely; Tkáč et al., 1997). Kryha má symetrickú stavbu.

Na kryhe vystupuje predterciérne podložie (severná časť), sedimenty egenburgu, otnangu, karpatu a rezíduá láku. Západný okraj kryhy medzi Motešicami a Horňanmi má stupňovitú terasovú stavbu s vývojom fluviálnych sedimentov mladšieho, stredného a občas aj starého pleistocénu. Kryhu priečne členia sv. zlomy.

***Podlužianska kryha.*** – Ako kryhu vyčleňujeme oblasť nivy a čiastočne terás stredného pleistocénu medzi bebravským (timoradzským) zlomom (44) na západe, *pruským zlomom (46)* na východe a jastrabským zlomom (40) na juhu.

*Pruský zlom* (46) s.-j. smeru so sklonom na západ prebieha zo severu dolinou potoka Jelšík a južnejšie cez Prusy dolnou časťou doliny Jelešnica, kde sa v oblasti Bánoviec nad Bebravou napája na jastrabský zlom. Zlom na povrchu limituje horniny paleogénu vo vzťahu k neogénnym a kvartérnym sedimentom na jeho západnom krídle.

Kryhu pozdĺžne člení nepomenovaný s.-j. zlom prebiehajuci po tylovom okraji strednej pleistocénnej terasy. Dislokuje sedimenty egenburgu, ktoré ležia v rôznych úrovniach.

### 3a) Štruktúry bánovského paleogénu

V oblasti vývoja bánovského paleogénu prevládajú kryhy sv. systému. Ich styk s neogénnymi sedimentmi výplne kotliny sprostredkúva v severnej časti bebravský (timoradzský) zlom (44) a južnejšie jastrabský zlom (40).

***Pruská kryha.*** – Na študované územie zasahuje len okrajovo medzi Prusmi a Dubničkou. Zo západu ju vymedzuje pruský zlom (46), z juhovýchodu zlom potoka Dubnička (47). Jej severné pokračovanie je už mimo študovaného územia.

***Zlom potoka Dubnička*** *(47)* prebieha dolinou rovnomenného potoka. Uplatňuje sa v morfológii územia a výškovom postavení krýh budovaných paleogénom. Je povrchovým, resp. najvýchodnejším (severovýchodným) prejavom „severného majcichovského zlomu" v zmysle Budaya et al. (1967). Vzhľadom na to, že názov majcichovský zlom v zmysle Budaya et al. (l. c.) ostal iba južnému zlomu a styk

hrasti Považského Inovca a kotliny sprostredkúva dubodielsky zlom (Maheľ, 1985), severný okrajový zlom závadsko-bielickej elevácie nemôže byť majcichovský. Pomenovali sme ho závadsko-dubničský. Západný priebeh tohto zlomu však v kotline segmentujú mladšie kryhové systémy sz. smeru. Prejavom jeho sv. časti na povrchu je zlom potoka Dubnička.

Na kryhe vystupujú na povrch sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a sedimenty pliocénu.

***Naštícko-miezgovská kryha.*** – Je najvyššou kryhou sv. systému študovaného územia. V systéme vývoja pravdepodobne zodpovedá panónskemu cyklu zarovnávania reliéfu. Na severozápade ju vymedzuje zlom potoka Dubnička (47), na JZ *brezolupský zlom (49)* v.-z. smeru s poklesom na juh. Zlom prebieha južným okrajom obce Brezolupy, dolinou potoka Hydina a severným okrajom obce Hradište. Na juhovýchode kryhu vymedzuje jastrabský zlom (40). Na východe ju od vestenickej kryhy oddeľuje *vestenický zlom* (50). Zlom má sz. smer so sklonom na západ. Prebieha dolinou bezmenného potoka západne od Dolných Vesteníc. Uplatňuje sa v morfológii územia a v severnej časti sa na ňom stýkajú horniny mezozoika a paleogénu.

Na kryhe vystupujú na povrch sedimenty paleogénu a dáku. Kryhu člení sv. *naštický zlom* (48). Zlom sa prejavuje ako výrazné rozhranie na mape horizontálnych gradientov tiaže (blakely; Tkáč et al., 1997). Prebieha dolnou časťou doliny potoka Radiša cez Naštice s úklonom na SSZ. Zlom člení kryhu na dve časti, pričom severná kryha je v poklesovej pozícii, s výraznejšou hrúbkou pliocénu (dák). Na vyššej kryhe sa sedimenty dáku nachádzajú už len vo forme denudačných reliktov.

***Vestenická kryha.*** – Na študované územie zasahuje len veľmi okrajovo. Z juhozápadu ju vymedzuje vestenický zlom (50) a z JV topoľčiansky zlom (26). Na kryhe sú zastúpené dolomity chočského príkrovu a sedimenty borovského súvrstvia.

***Vysoká vysočianska kryha.*** – Na študované územie zasahuje severnou okrajovou časťou. Na severe ju vymedzuje brezolupský zlom (49), na západe jastrabský zlom (40). Juhovýchodné vymedzenie kryhy tvorí topoľčiansky zlom (23). Na kryhe v študovanom území vystupujú na povrch horniny spodného triasu, sedimenty borovského súvrstvia paleogénu podtatranskej skupiny, sladkovodné vápence hlavinských vrstiev panónu a relikty sedimentov volkovského súvrstvia (dák).

***Bielická medzikryha.*** – Na západe ju vymedzuje jastrabský zlom (40), zo severu topoľčiansky zlom (26) a z východu *skačiansky zlom (51)* s.-j. smeru so sklonom na SZ. Zlom predisponoval priebeh doliny rieky Nitrice v úseku Partizánske – Hradište. Na jeho východnej strane sú obnažené dolomity chočského príkrovu, na ktorých sú výrazné facetové plochy a pramene. Na poklesnutej kryhe zlomu sú mokrade. Na juhu je medzný *chalmovský zlom (52)* z.-v. smeru so sklonom na juh. Zlom prebieha úpätím pahorkatiny a okrajom Strážovskej hornatiny (Drieňový

vrch) – Chalmovský ostrov v úseku Partizánske – Chalmová (mimo študovaného územia). Prejavuje sa konvexnými svahmi budovanými neogénnymi sedimentmi a v hornom úseku aj súčasnými vývermi termálnych vôd a travertínmi kvartéru.

Na kryhe vystupujú najmä triasové dolomity chočského príkrovu, sedimenty paleogénu podtatranskej skupiny a sedimenty neogénu.

***Krštenianska vysoká kryha.*** – Na študované územie zasahuje len okrajovo. Zo západu ju vymedzuje skačiansky zlom (51), z juhu chalmovský zlom (52) a zo SZ topoľčiansky zlom (26). Na kryhe sú zastúpené dolomity chočského príkrovu, paleogénu a vrchného miocénu (hlavinské vrstvy).

## 4. Hrasť Považského Inovca

V neotektonickom pláne hrasť tvorí výrazné sz. a z. obmedzenie výplne rišňovskej priehlbiny a západnej časti Bánovskej kotliny. Styk morfologicky výraznej hrasti s kryhami výplne sprostredkúva majcichovský zlom (II), resp. zlomové pásmo sv. smeru so sklonom na JV. Zlom prebieha z oblasti Hlohovca cez Radošinu k Bojnej. Tu sa však jeho neotektonický význam stráca. Zlom vymedzoval z juhu závadsko-bielickú eleváciu podložia, ktorá zohrala významnú úlohu v spodnom a strednom miocéne (pozri tektoniku neogénu). Jeho funkcia zanikla vo vrchnom miocéne, keď sa uskutočnila prestavba územia. Jeho možným pokračovaním v súčasnom neotektonickom pláne v najvýchodnejšej časti územia regiónu (oblasť Partizánskeho) je chalmovský zlom (52), resp. severná vetva topoľčianskeho zlomu (26). Majcichovský zlom v celom svojom priebehu od Hlohovca až k Bojnej sa prejavuje ako výrazné rozhranie na mape horizontálnych gradientov tiaže (blakely; Tkáč et al., 1997).

Druhým medzným zlomom hrasti v neotektonickom pláne je **dubodielsky zlom** (IIa) s.-j. smeru so sklonom na východ. Zlom prebieha od Bojnej cez Duchonku, západne od Zlatníkov a Dubodielu a na severe sa končí na jastrabskom zlome (40) sz. smeru, ktorý sprostredkúva styk hrasti Považského Inovca so štruktúrami Strážovských vrchov. Aj dubodielsky zlom – podobne ako južnejší, okrajový zlom hrasti Považského Inovca, majcichovský – sa prejavuje ako výrazné rozhranie na mape horizontálnych gradientov tiaže (blakely; Tkáč et al., l. c.).

Okrajová časť hrasti je pásmo diferencovaných krýh bezprostredného pokračovania neotektonických krýh výplne rišňovskej priehlbiny a západnej časti Bánovskej kotliny.

O výraznej dynamike pohybov okrajovej časti hrasti svedčia posuny blokov mezozoických hornín najmä v oblasti Nitrianska Blatnica – Bojná, čo poukazuje na „živé" pohyby na okrajovom, majcichovskom zlome. Podobná dynamika pohybov, aj keď menej výrazná, je aj na dubodielskom zlome. Na možnú súvislosť s pohybmi na zlome poukazuje aj prítomnosť pásma „bradiel" mezozoika na východnej kryhe zlomu.

## 5. Štruktúry Strážovských vrchov

Na rozdiel od hrasti Považského Inovca, resp. Tribeča, štruktúry Strážovských vrchov nemajú výrazné okrajové zlomové obmedzenie. Štruktúry sa pozvoľna ponárajú pod okrajové sedimenty severnej časti Bánovskej kotliny v oblasti medzi jastrabským (40) a bebravským (44) zlomom. Neotektonické štruktúry bánovského paleogénu sú morfologicky viac vyzdvihnuté a majú iný štruktúrny plán (sv. až z.-v. kryhový systém). To nabáda uvažovať o neotektonickom prepojení štruktúr predpolia Strážovských vrchov a výplne kotliny.

## 6. Hrasť Tribeča

Zahŕňame sem územie vlastného pohoria, okrajové kryhy prielomu Nitry pri Partizánskom a v Nitre a kryhu Chrenovej.

***Vlastné pohorie Tribeča.*** – S poklesnutými kryhami má živé zlomové ohraničenie. V študovanom území je to s kryhou prielomu Nitry krškanský zlom (7), s prepadlinou Čakajovce – Žabokreky a kryhou uherského prielomu Nitry veľkozálužský zlom (III). *Krškanský zlom (7)* má sz. smer so sklonom na JZ. Zlom prebieha od Drážoviec cez Nitru-Chrenovú k Janíkovciam. Zlom v sz. časti prebieha rozhraním nivy a vlastnej hrasti a v jv. časti po okraji nivy Nitry a Žitavskej pahorkatiny. *Veľkozálužský zlom (III)* sv. smeru so sklonom na SZ prebieha zo sz. okolia Drážoviec cez Oponice a Solčany k Partizánskemu. Je povrchovým prejavom zlomového pásma veľkozálužských zlomov. V jeho jz. časti prebieha po okraji nivy Nitry a obalového mezozoika, v strednej časti po rozhraní terás stredného pleistocénu a predterciérneho podložia a v severnej časti sa zlom tiahne na rozhraní borovského súvrstvia paleogénu a mezozoika. Zlom v celom svojom priebehu študovaným územím – od Nitry až k Partizánskemu – sa prejavuje na mape horizontálnych gradientov tiaže (blakely; Tkáč et al., 1997). Je porušený priečnymi zlomami, ktoré členia vlastné pohorie na čiastkové bloky. Z nich je možné spomenúť zlomy v oblasti Podhorian a Kovariec. V severovýchodnej časti územia pri Partizánskom je to južné zakončenie jastrabského zlomu (40).

Vlastné pohorie Tribeča je členené zlomami na bloky – zoborský, tribečský a rázdielsky. Na študovanom území sú zastúpené najmä zoborský a tribečský blok a čiastočne aj rázdielsky s rôznou dynamikou pohybu.

***Kryha prielomu Nitry.*** – Na juhozápade ju vymedzuje staromestský zlom (13); (pozri kryhu Šibeničného vrchu). Na severovýchode od hrasti vlastného pohoria ju oddeľuje už spomínaný krškanský zlom (7). Na juhovýchode od brančskej kryhy – ako súčasti komjatickej priehlbiny – kryhu oddeľuje cabajsko-čáporský zlom (8) sv. smeru. Zo severozápadu kryhu vymedzuje pokračovanie veľkozálužského zlomu (III).

Na kryhe sú zastúpené sedimenty nivy Nitry a obtočníky budované mezozoikom a kryštalinikom.

***Kryha Chrenovej.*** – Je to južná okrajová kryha hrasti Tribeča. Na študovanom území je zastúpená len okrajovo. Vo vzťahu k vlastnej hrasti je vymedzená sv. zlomom so sklonom na JV, ktorý je povrchovým prejavom *mojmírovských zlomov.*

***„Prielom uherskej brány".*** – Predstavuje zúžené územie nivy rieky Nitry a je spojnicou medzi Hornonitrianskou kotlinou a prepadlinou Čakajovce – Žabokreky (Nitrianska pahorkatina). Kryhu vymedzuje na severe *chalmovský zlom (52)* v.a sv. smeru so sklonom na juh a okrajový zlom Tribeča v pokračovaní veľkozálužských zlomov (III). Západné ohraničenie sprostredkúva jastrabský zlom (40), resp. jeho južný priebeh západne od Partizánskeho, ktorý sa končí na hrasti Tribeča.

Štruktúra predstavuje úzke, cca 2 km široké územie vyplnené najmä fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi würmu až holocénu.

# GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Nitrianska pahorkatina patrí medzi oblasti, kde výskumné a prieskumné geologické práce boli doplnené geofyzikálnymi metódami prieskumu.

Celé prieskumné územie je pokryté geofyzikálnymi meraniami – gravimetrickými, geoelektrickými, rádiometrickými a magnetickými, ktoré sú realizované v mierke od 1 : 200 000 po 1 : 10 000.

### *Gravimetrické merania*

Zo starších geofyzikálnych meraní treba spomenúť prieskum v oblasti Veľké Bielice – Chalmová (Ďuratný a Plančár, 1963). Cieľom meraní bolo spresniť priebeh regionálnych porúch, ktoré boli detegované gravimetrickým prieskumom v mierke 1 : 200 000.

V rokoch 1963–1966 v rámci územia v oblasti tzv. topoľčianskeho zálivu sa realizoval podrobnejší tiažový prieskum pri hustote merania 3–4 body na 1 $km^2$. Výsledky tohto geofyzikálneho prieskumu sú zhrnuté v záverečnej správe Detailní tíhový průzkum Topolčanského zálivu (Odstrčil a Klašková, 1967).

Z máp úplných Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu 2,0 $g/cm^3$, ako aj z máp regionálnych anomálií pre polomer s = 1,5 km vidieť, že anomálne pole má tvar asymetrickej brachysynklinály s osou v smere JZ–SV. Os synklinály sa pri Topoľčanoch stáča do smeru ZJZ–VSV a v priestore Partizánskeho sa spája s tiažovou depresiou nováckej uhoľnej panvy. Severne od Topoľčian je ústredná tiažová depresia Bánovskej kotliny.

### *Geoelektrické a ostatné metódy*

Geofyzikálny prieskum fluviálnych sedimentov rieky Nitry sz. od Nitry s cieľom zistenia hrúbky štrkopieskov vykonal Košecký (1967).

V okolí rozsypov zlata pri Zlatníkoch sa v roku 1971 vykonal geofyzikálny prieskum s cieľom zistiť hrúbku neogénnych sedimentov na okraji kryštalinika Považského Inovca (Vybíral, 1971).

V oblasti Zobora na styku s Nitrianskou pahorkatinou sa v rokoch 1970–1971 realizoval geofyzikálny prieskum na zmapovanie reliéfu terciérneho podložia a prešetrenie litologicko-štruktúrnych pomerov. Výsledky geofyzikálneho prieskumu sú zhrnuté v záverečnej správe Geofyzilálne merania Nitra-Zobor (Tkáčová, 1972).

V rokoch 1972–1973 sa vykonal geofyzikálny prieskum sz. časti pohoria Tribeč (Májovský, 1974). Jednou z úloh geofyzikálneho prieskumu bolo riešiť litológiu sedimentov Nitrianskej pahorkatiny na styku s pohorím Tribeč.

V rámci morfologického výskumu slovenských tokov v rokoch 1971–1977 sa vykonali geofyzikálne práce v doline rieky Nitry. Výsledky prieskumu sú zhrnuté v správe Geofyzikálny prieskum riečnych údolí – I. etapa Nitra (Obernauer, 1978).

Štúdium litofaciálnych zmien a štruktúrno-tektonickej stavby do hĺbky cca 300 m v oblasti tzv. topoľčianskeho zálivu a Bánovskej kotliny bolo hlavným cieľom geoelektrických meraní vykonaných v rámci geofyzikálneho prieskumu Podunajská nížina – artézske vody – topoľčiansky záliv, realizovaného v r. 1975–1979 (Tkáčová, 1979).

### *Výsledky geofyzikálnych výskumov*

Z interpretácie geofyzikálnych meraní vyplýva, že horniny, ktoré budujú Nitriansku pahorkatinu, z hľadiska svojich fyzikálnych vlastností predstavujú značne heterogénny súbor. Pestrosť geologickej stavby treťohorného komplexu, ako aj jeho podložia sa odráža aj v geofyzikálnych poliach.

Objemová hustota hornín treťohornej výplne (bez vulkanických) kolíše v rozpätí 1,87–2,48 kg.dm$^{-3}$. V severnej časti, ktorá svojím východným svahom limituje rozsah bánovskej depresie, sú prevažne prítomné hustotne výrazné komplexy kryštalinika, ktorého objemová hustota je 2,65–2,95 kg.dm$^{-3}$. Mezozoické horniny ($\sigma$ = 2,7–2,8 kg.dm$^{-3}$) vystupujú pri východnom okraji Považského Inovca z prostredia ľahších metamorfovaných hornín kryštalinika ($\sigma$ = 2,65–2,7 dm$^{-3}$).

Z tiažového poľa na mape úplných Bouguerových anomálií vidíme, že Bánovská kotlina je od rišňovskej depresie oddelená miernou elevéciou podložia.

Rišňovská depresia sa na mape ÚBA prejavuje ako výrazná záporná anomália izometrického tvaru s osou približne sv.-jz. smeru. Na západnej strane je depresia obmedzená výrazným gradientom, ktorý oddeľuje rišňovskú depresiu od jadrového pohoria Považský Inovec. Pohorie vytvára výraznú pozitívnu tiažovú anomáliu, resp. je jej zdrojom. Na východ od rišňovskej depresie na mape ÚBA vystupuje výrazná kladná anomália ako prejav pohoria Tribeč.

Z máp leteckej magnetometrie v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1986) bola zostavená mapa plošného rozšírenia magnetických anomálií, ktorá okrem máp izolínií $\Delta T$ tvorila podkladový materiál na konštrukciu mapy výskytov magnetických hornín (Kubeš, 1997).

Najvýznamnejšie zastúpenie majú magnetické horniny v poloblúku ohraničenom obcami Preseľany – Dolné Lefantovce – Klátová Nová Ves – Chynorany.

Magnetické hmoty juhovýchodne od Krnče sú pravdepodobne uložené od 200 m do 1 750 m od povrchu zeme so susceptibilitou 3 000.10$^{-6}$ j. SI.

Interpretované magnetické hmoty nachádzajúce sa jv. od Chynorian sú uložené od 250 do 1 800 m s úklonom 40–60° na sever so susceptibilitou 6 500.10$^{-6}$ j. SI.

Uvedené magnetické anomálie sú viazané jednak na vlastné kryštalické jadro, jednak na jeho okraje. Pravdepodobne sú vyvolané bázickejšími diferenciátmi granitoidov jadrového pohoria Tribeč.

Medzi obcami Bánovce nad Bebravou a Svinná bolo indikovaných niekoľko magnetických anomálií. Interpretáciou a modelovaním sme horný okraj magnetických hornín uložili do hĺbky cca 600 m a spodný okraj do hĺbky 2 000 m. Uvedené anomálie vyvolávajú magnetické horniny zastúpené andezitom s granátom.

Ďalšie magnetické hmoty bez geologického vysvetlenia sa nachádzajú v širšom okolí mesta Hlohovec. Sú uložené v hĺbke od 250 m do 1 000 m pod povrchom s úklonom na severozápad.

### *Charakter rádioaktivity územia*

Rozmiestnenie anomálneho obsahu hlavných rádioaktívnych prvkov v regióne je znázornené na Mape anomálnych obsahov K > 2%, U > 4 ppm, Th > 12 ppm. Výrazné pásmo anomálneho obsahu Th je registrované vo východnej časti skúmaného územia. Lemuje styk Tribeča a Nitrianskej pahorkatiny. Predpokladáme, že ide o anomáliu litologického charakteru, vyvolanú akumuláciou znosového materiálu z vrcholových častí pohoria.

Ďalšie pásmo zvýšeného obsahu Th je približne na spojnici obcí Prašice – Krušovce a má smer SSZ–JJV. Interpretujeme ho ako dôsledok prítomnosti jemnozrnnejšej frakcie neogénnych sedimentov s malou hrúbkou pokryvnej kvartérnej vrstvy.

Anomálny obsah U v smere od Preselian ku Krtovciam a od Preselian k Veľkým Ripňanom interpretujeme prítomnosťou zvýšeného množstva organických látok v jemnozrnných ílovitých sedimentoch neogénneho veku.

Zvýšený obsah K (nad 2 %) je registrovaný len na západnom okraji Nitrianskej pahorkatiny, sz. od spojnice obcí Lipovník – Bojná. Prisudzujeme ho už granitoidom Považského Inovca.

### *Reinterpretácia a interpretácia geoelektrických meraní*

Reinterpretácia starších geoelektrických meraní, resp. interpretácia doplňujúcich geoelektrických meraní na Nitrianskej pahorkatine bola zameraná na určenie hrúbky a litológie geologických prostredí, resp. na ich rozčlenenie podľa útvarov na sedimenty terciéru a horniny predterciéru.

Prvotné interpretácie o distribúcii odlišných litologických typov hornín v horizontálnom smere nám poskytujú mapy nameranej rezistivity pre AB = 300 m a AB = 600 m. Priebeh elektrického odporu prostredia je v hĺbke cca 75 až 150 m pod terénom. Pohybujeme sa tu prevažne v ílovitých (>20 ohmm) až ílovito-piesčitých (20–40 ohmm) horninách terciéru. Izoohmy s hodnotami 50 ohmm a viac detegujú v študovanom území nástup podložných hornín terciéru.

Výsledkom kvantitatívnej reintepretácie kriviek VES spolu s reinterpretáciou gravimetrických a seizmických meraní sú geofyzikálno-geologické vertikálne rezy, v ktorých sme vyčlenili litologické prostredia.

Podložné horniny terciéru sú v rezoch vyznačené vcelku, nie sú rozlíšené ani stratigraficky, ani litologicky. Ich elektrický odpor sa pohybuje v širšom intervale, a to od 60 do 900 ohmm.

Terciérne sedimenty sme rozdelili na štyri litologické typy podľa obsahu pelitickej alebo psamitickej, resp. psefitickej zložky v prostredí:

– prevládajúci litologický vývoj ílovitý: > 20 ohmm,
– vývoj ílovito-piesčitý: 20–40 ohmm,
– ílovito-štrkopiesčitý: 30–90 ohmm,
– štrkopiesčitý: > 80 ohmm.

Sedimenty kvartéru majú pestré litologicko-petrografické zloženie. Registrujeme tu hliny, piesky, štrkopiesky a spraše. V podhorských oblastiach je to netriedený materiál rôzneho petrografického zloženia. Interval ich interpretovanej rezistivity je veľmi široký – od 10 do 1 000 ohmm. Hrúbka kvartéru v našej študovanej oblasti mierne presahuje 25 metrov (obr. 31).

### *Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií*

Zmapované relatívne kladné a záporné tiažové anomálie v študovanom území sú vyvolané buď morfologickými elevá ciami a depresiami predterciérneho podložia, alebo ich zdroj sa nachádza v predtreťohornom podloží.

Nitrianska pahorkatina je v charakteristike tiažového poľa asymetrická priekopová prepadlina medzi Považským Inovcom a Tribečom, od ktorým je tektonicky oddelená tzv. okrajovými zlomami. Hlavné fyzikálne rozhrania v tejto časti záujmovej oblasti majú sv.-jz. smer a pravdepodobne kontrolujú hlavné tektonické smery v oblasti. Hlavné smery horizontálnych gradientov sú križované lineárnymi hustotnými rozhraniami približne smeru SZ–JV. Za najhlavnejšie línie považujeme:

- Nemečky – Tvrdomestice – Topoľčany – Kovarce,
- Kuzmice – Urmince – Preseľany – Výčapy – Opatovce,
- Nitrianska Blatnica – Lužany – Hroboňovo – Čajkovce,
- Radošiná – Belince – Veľké Ripňany – Nové Sady – Zbehy,
- Pastuchov – Zbehy,
- v severnej časti hustotné rozhranie s.-j. smeru: Krásna Ves – Bánovce n. Bebravou – Bošany.

Skúmané územie pokrýva dve výrazné predterciérne priehlbiny. Prvou je rišňovská priehlbina výrazného pretiahnutého tvaru, považovaná za severný výbežok Dunajskej panvy.

Druhá výrazná štruktúra – Bánovská kotlina (priehlbina) – má iné stratigrafické zloženie sedimentov. Okrem paleogénu borovského, okrajového a zubereckého súvrstvia je vyvinutý starší miocén.

***Mapa reliéfu terciérneho podložia***

Je výsledkom kvantitatívnej interpretácie geofyzikálnych meraní s využitím údajov z vrtov. Vlastný reliéf terciérneho podložia môžeme rozdeliť na tri celky:

*Rišňovská priehlbina.* – Predstavuje výrazne pretiahnutý depresný útvar s hĺbkou od cca –4 000 m n. m. na jej južnom začiatku ako výbežku Podunajskej panvy až po nadmorskú výšku blížiacu sa nule v okolí Partizánskeho. V podstatnej časti má hĺbku okolo –3 400 m n. m.

*Elevačná zóna Prašice – Ostratice – Pravotice (závadsko-bielická elevácia).* – Oddeľuje bánovskú depresiu od rišňovskej štruktúry, pričom v nej sa nachádza čiastková depresia v priestore Tesáre – Prašice, oddeľujúca elevačnú zónu jz. smeru v okolí Tesár od elevačného pásma pokračujúceho cez kótu Ekválov vrch až do okolia Nemečiek. Celá zóna je segmentovaná zlomami smeru S–J. Hĺbka podložia sa v tomto zakrytom elevačnom pásme pohybuje od cca –200 m n. m (od kóty Chudej Lehoty) až do cca –1 000 m n. m. v spomínanej čiastkovej depresii Tesáre – Prašice.

*Bánovská kotlina.* – Má jednoznačne iný smer (SZ–JV) a vzhľadom na menší počet údajov o jej morfológii považujeme určenie jej tvaru za menej presné. Napriek tomu sa zdá tiež asymetrická, pričom pravdepodobne listrické zlomové pásmo ju oddeľuje od Považského Inovca. Maximálna hĺbka v jej centre bola interpretovaná v okolí Držkoviec na –2 600 m n. m.

# HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery oblasti sú dané geologicko-tektonickou stavbou, morfologickými, klimatickými a hydrologickými podmienkami. Tieto faktory určujú tvorbu, obeh a režim podzemných vôd daného územia, ako aj formovanie ich fyzikálno-chemických vlastností.

## Obyčajné podzemné vody

Na základe geologicko-tektonickej stavby v študovanom území rozlišujeme podzemné vody kryštalinika, mezozoika, paleogénu, neogénu a kvartéru (Remšík in Brestenská et al., 1980).

### *Podzemné vody kryštalinika*

Horniny kryštalinika sa na území vyskytujú jednak v sz. časti na západnom okraji pohoria Považský Inovec, jednak útržkovite na východnom okraji v strede územia – v jz. výbežku pohoria Tribeč v oblasti Nitry a Lefantoviec.

V časti Považského Inovca zasahujúcej do záujmového územia kryštalinikum na severe tvoria prevažne chloritické svory a svorové ruly, v strednej časti migmatity a v južnej granodiority a diority. Oblasť budovanú svormi a svorovými rulami možno celkovo charakterizovať ako hydrogeologicky málo priaznivú. Obeh podzemných vôd prebieha prevažne v svahových sutinách, len v malej miere v puklinách v zóne zvetrávania a podpovrchového rozvoľnenia hornín. Sutiny i pukliny sú značne zahlinené. Obeh a režim podzemných vôd v oblasti je v značnej miere závislý aj od smeru bridličnatosti (Mucha, 1961 in Kullman et al., 1975). Väčšina z neveľkého počtu prameňov má charakter drobných plošných výverov malej výdatnosti. Vďaka menšej zahlinenosti puklín sú relatívne lepšie podmienky obehu podzemných vôd v oblasti tvorenej migmatitmi, granodioritmi a dioritmi. Tu prevláda puklinový obeh v zóne zvetrávania do hĺbky 10–20 m, v menšej miere je zastúpený sutinový obeh. Výdatnosť sporadicky sa vyskytujúcich prameňov nepresahuje 1 $l.s^{-1}$.

Kryštalinikum Tribečsko-zoborského masívu reprezentujú biotitické kremenné diority a granodiority. Sú prestúpené sieťou primárnych a sekundárnych puklín, ktorých hustota, roztvorenosť, charakter a stupeň vyplnenia majú rozhodujúci význam pre hydrogeologické charakteristiky. V regióne granitoidných hornín sa aj napriek ich relatívne priaznivým hydrogeologickým vlastnostiam nenachádzajú takmer žiadne pramene. To naznačuje možnosť ich drénovania hlavne spodnotriasovými kremencami, prípadne prestup cez mezozoické súvrstvia do neogénnych a kvartérnych sedimentov.

Hydrogeologický význam hornín kryštalinika všeobecne hodnotíme ako malý. Vyznačujú sa nízkym stupňom prietočnosti. Obeh podzemných vôd je plytký a je viazaný najmä na pukliny zóny zvetrávania. Hlbší obeh je pomerne obmedzený, pretože pukliny a trhliny sa s hĺbkou uzatvárajú. Podzemné vody sú dotované predovšetkým z atmosférických zrážok. Pramene majú malú výdatnosť, ktorá zvyčajne nepresahuje 0,1–0,3 $l.s^{-1}$.

Hydrogeochemicky ide o prechodný $Ca–SO_4–HCO_3$ typ vôd s mineralizáciou pod 0,2 $g.l^{-1}$ (Gazda in Kullman et al., 1975).

### *Podzemné vody mezozoika*

Mezozoické horniny, podobne ako horniny kryštalinika, zasahujú na dané územie len okrajovo v severnej a v strednej časti územia. Na severe, v lemovaní Bánovskej kotliny, zasahujú do študovaného územia jazykovitými výbežkami, alebo vystupujú v podloží hornín terciéru. Z hydrogeologického hľadiska sú tu najvýznamnejšie súvrstvia triasových vápencov a dolomitov. Charakterizuje ich krasovo-puklinová, resp. puklinová priepustnosť. Vyznačujú sa veľmi vysokým a vysokým stupňom prietočnosti. Cirkulácia podzemných vôd je plytká (obyčajné podzemné vody) i hlbinná (minerálne vody). Napájanie podzemných vôd sa deje najmä infiltráciou zo zrážok. Triasový vápencovo-dolomitický komplex chočskej jednotky Strážovských vrchov je vplyvom nepriepustného podložia ukloneného na juh týmto smerom z väčšej časti aj odvodňovaný (do povodia Bebravy).

Z významnejších prameňov tejto oblasti (Matula et al., 1968) treba spomenúť vývery severne od Trenčianskeho Jastrabia ($Q = 10–15\ l.s^{-1}$), severne od Rožňových Mitíc ($Q = 10–151\ l.s^{-1}$), pri Bošianskej Neporadzi ($Q = 4–7\ l.s^{-1}$) a najväčší výver na území v Dolných Motešiciach, ktorého výdatnosť sa pohybuje od 100 do 310 $l.s^{-1}$ (infiltračnú oblasť má vo vápencovo-dolomitickom komplexe chočskej jednotky, ale vyviera južne na rozhraní spodnomiocénnych zlepencov a flyšoidných sedimentov). Ďalšie pramene vystupujú v Krásnej Vsi ($Q = 13–83\ l.s^{-1}$) a Slatine nad Bebravou. V oblasti Motešíc boli podzemné vody mezozoika zachytené aj za pomoci vrtov. Najvyššiu výdatnosť z nich dosiahol vrt M-2, a to 43,4 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 8,9 m.

V západnej časti územia sú podzemné vody mezozoika viazané na kryhu dolomitového komplexu chočskej jednotky Považského Inovca, ktorá tvorí plytkú synklinálu, obklopenú horninami kryštalinika a bariérou nepriepustných paleogénnych a neogénnych sedimentov. Podzemné vody z tejto kryhy vystupujú na povrch prevažne na jv. strane. Ide o sústredené vývery v osade Záhrady (prameň Zľavý salaš; 22,5–24,9 $l.s^{-1}$), pramennú skupinu v bočnej doline na s. okraji obce (10,2 $l.s^{-1}$), v oblasti obce Závada (prameň Rybníček I a II) sz. od obce (6–7,3 $l.s^{-1}$) a Podhradie (sústredený prameň Beňovského j. od obce; 10,6–15,6 $l.s^{-1}$); (Matula et al., 1968). Podzemné vody viazané na triasové dolomity sa v tejto oblasti (Závada)

zachytili aj vrtmi (HP-2, HP-3) hlbokými 50 m. Ich výdatnosť bola 1,5–2,0 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 16,7–17,8 m.

Svojím západným okrajom do územia zasahuje aj karbonatický komplex krížňanskej jednotky na južnom konci Považského Inovca. Podstatnú časť hornín zaberajú dolomity, menej vápence stredného a vrchného triasu. Nadložie tvoria nepriepustné súvrstvia keuperu a rétu. Súvrstvie je od Nitrianskej pahorkatiny oddelené tektonicky okrajovým zlomom, pozdĺž ktorého sa horniny mezozoika stýkajú so sedimentmi neogénu a kvartéru. Z významnejších prameňov na východnej strane štruktúry možno spomenúť prameň v Koplotovciach s výdatnosťou 3 $l.s^{-1}$.

Severne od Radošiny sa nachádza ďalšia významnejšia rozloha karbonatických komplexov (prevažne dolomitov) krížňanskej jednotky. Kryha karbonatických hornín sa na JV tektonicky stýka s nepriepustnými neogénnymi horninami Nitrianskej pahorkatiny, kde je odvodňovaná v bariérovom prameni v Radošine (25–61, priemerne 54,2 $l.s^{-1}$).

Pozdĺž sz. okraja pohoria Tribeč vystupujú mezozoické horniny na niekoľkých miestach. V severnej časti je to triasový karbonatický komplex chočského príkrovu. Medzi obcami Krnča a Klátova Nová Ves sa nachádza súvrstvie vápencov a dolomitov stredného triasu uklonené na SV a S, pričom vápence prevládajú nad dolomitmi. Súvrstvie je silno rozpukané a skrasovatené. Podzemné vody odtekajú z územia prevažne skryto v miestach, kde sa strednotriasové karbonáty ponárajú pod súvrstvia jury a neogénu (Bím, 1986). V západnej, a najmä v južnej časti pohoria sa nachádzajú prevažne hydrogeologicky menej priaznivé sedimenty spodného triasu, jury a kriedy. V bezprostrednom nadloží granitoidov ležia spodnotriasové kremence s vložkami sericitických bridlíc, ktoré sú značne rozpukané, no pukliny bývajú v zóne zvetrávania vyplnené piesčitým a piesčito-hlinitým materiálom. Vrtmi v južnej časti pohoria bola dokumentovaná nízka prietočnosť spodnotriasových kremencov v podloží nasýtených karbonátov, kde plnia funkciu bazálneho hydrogeologického izolátora. Hydrogeologicky priaznivé vápence, dolomitické vápence a dolomity vystupujú len v štruktúre južne od Podhorian, odvodňovanej prameňmi mimo územia. Vrtom v Podhoranoch sa z vápencov čerpalo 62 $l.s^{-1}$ pri znížení 1 m. Karbonáty stredného triasu a jury tvoria v celej oblasti jeden hydrogeologický celok, ktorý je silno rozpukaný a skrasovatený, s voľnou, miestami napätou hladinou podzemných vôd. Vrty HGT-1A a HGT-2 dokumentovali vysoký stupeň rozpukania a lokálne skrasovatenie vápencov liasu a dogeru. Infiltrujúce zrážky rýchlo prenikajú krasovo-puklinovým systémom k bazálnemu hydrogeologickému izolátoru – súvrstviu spodného triasu, prípadne granitoidom, kde ich ďalší pohyb určuje morfológia stropu izolátora (Bím, 1986).

Z hydrogeochemického hľadiska podzemné vody mezozoika možno charakterizovať ako výrazný Ca–Mg–$HCO_3$, resp. Mg–Ca–$HCO_3$ typ vôd s mineralizáciou 0,3–0,7 $g.l^{-1}$ (Gazda in Kullman et al., 1975).

*Podzemné vody paleogénu*

Sedimenty paleogénu vystupujú na povrch len v oblasti Bánovskej kotliny. V kotline i južne od nej tvoria podložie neogénnych hornín. Litologicky sedimenty paleogénu predstavujú pestrý komplex flyšoidných hornín – ílovcov až pieskovcov, zlepencov a brekcií. Hydrogeologicky tento komplex ako celok predstavuje nepriepustné prostredie, a to najmä tam, kde ho tvoria ílovce. Kolektory podzemných vôd predstavujú vrstvy pieskovcov a zlepencov. Charakterizuje ich puklinová priepustnosť. Pramene vo flyšoidnom komplexe majú malú a kolísavú výdatnosť závislú od zrážok.

V oblasti Bánoviec nad Bebravou, Látkoviec, Brezolúp, Vysočian a Miezgoviec boli podzemné vody paleogénnych sedimentov zachytené vrtmi hlbokými 33–80 m. Výdatnosť vrtov sa pohybovala v rozmedzí 0,37–3,0 $l.s^{-1}$, zníženie hladiny vody 9–18 m.

Hydrogeochemicky podzemné vody paleogénu predstavujú výrazný a menej výrazný Ca, resp. Ca–Mg–$HCO_3$ typ s mineralizáciou 0,4–1,0 g. $l^{-1}$ (Gazda in Kullman et al., 1975).

*Podzemné vody neogénu*

**Bánovská kotlina**

Horniny neogénu tvoria vlastnú sedimentárnu výplň kotliny. Ide o faciálne pestré sedimenty – íly, piesky, štrky, ktoré miestami obsahujú aj vulkanický materiál. Hydrogeologické pomery neogénnych sedimentov vypĺňajúcich kotlinu sú podmienené rozsahom a hrúbkou jednotlivých faciálne odlišných vrstiev, ktoré sedimentovali v niekoľkých cykloch. Okrem toho, niektoré vrstvy bývajú ohraničené vertikálnymi zlomami, ktoré sú málokedy priepustné. Súvrstvia sú uložené prevažne vodorovne, alebo sa mierne ukláňajú do stredu kotliny. Prevládajú nepriepustné sedimenty – ílovité – nad priepustnými polohami pieskov a štrkov, miestami spevnených. Vrstvy pieskov a štrkov predstavujú kolektory podzemných vôd s medzizrnovou priepustnosťou.

Podzemné vody akumulované v sedimentoch neogénu vystupujú na povrch iba ojedinele, a to v podobe vrstvových prameňov, ktoré plošne zamokrujú oblasti výstupu. Priepustné polohy pieskov a štrkov vytvárajú v území artézske horizonty so zápornou, miestami aj kladnou hladinou.

V hydrogeologických vrtoch hlbokých väčšinou 40–90 m sa zistilo 1–5 vrstiev kolektorov. Nie je vždy pravidlom, že ich počet s hĺbkou narastá. Hrúbka kolektorov sa pohybovala v rozmedzí 0,2–31,0 m, prevažne však 0,9–10,0 m. Výdatnosť vrtov bola väčšinou 0,4–2,5 $l.s^{-1}$, zníženie hladiny 8,5–18,5 m. Neogénne piesky a štrky charakterizuje nízky, miestami stredný stupeň prietočnosti.

Vysokým stupňom prietočnosti sa vyznačujú piesky a štrky neogénu v oblasti Rajčian (vrt – bez označenia – mal výdatnosť 7,0 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny 1,8 m) a v oblasti Malých Chlievan (výdatnosť vrtu – bez označenia – bola 5,5 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny 3,5 m) a vulkanoklastiká andezitov v oblasti Malej Hradnej, kde vrtom HVH-1 sa zistila výdatnosť 7,14 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny 6,82 m.

Koeficient filtrácie pieskov a štrkov neogénu sa pohybuje v rozmedzí $3{,}3.10^{-4}$ až $8{,}1.10^{-6}$ $m.s^{-1}$.

Na tvorbe zásob podzemných vôd sa podieľajú zrážky, podzemné vody prestupujúce zo susedných území (Strážovské vrchy, Považský Inovec) a podzemné vody kvartérnych sedimentov (najmä tam, kde s horninami neogénu tvoria jeden vodou nasýtený celok).

Základným hydrogeochemickým typom hĺbkového intervalu 0–60 m sú Ca–$HCO_3$ vody s mineralizáciou 0,2–1,0 $g.l^{-1}$ (Gazda in Kullman et al., 1975). Zložka Na–$HCO_3$ sa uplatňuje ako sprievodná.

**Rišňovská priehlbina a západná časť komjatickej depresie**

Podzemná voda v strednej a južnej časti Nitrianskej pahorkatiny je sústredená najmä v sedimentoch pontu, menej dáku a rumanu. Na prevažnej časti územia sú neogénne súvrstvia prekryté sprašami. Striedanie ílovitých a piesčito-štrkovitých polôh vytvára predpoklady na vznik horizontov artézskych vôd, ktorých býva 6 i viac, s veľmi premenlivou hrúbkou, od 3 do 12 m. Piezometrická hladina narastá so vzrastajúcou hĺbkou kolektora od negatívnej po pozitívnu.

V západnej časti Nitrianskej pahorkatiny sú podmienky obehu podzemných vôd nepriaznivé, prestup z Považského Inovca je len lokálny. Výnimkou je vrt VS-1 pri Radošine, kde z pieskov a štrkov pontu v hĺbke 92–100,5 m pri znížení 30 m sa čerpalo 2,15 $l.s^{-1}$ vody s mineralizáciou 610 $mg.l^{-1}$ a teplotou 10 °C. Vo východnej časti vďaka hrubozrnnejším sedimentom sú podmienky priaznivejšie. Kladne sa prejavuje aj možnosť infiltrácie z rieky Nitry, prípadne bočná infiltrácia zo svahov Tribeča. Piezometrická hladina plytkých horizontov je zväčša negatívne napätá. Výnimkou sú horizonty zachytené vrtmi S-1 a S-2 v Horných Lefantovciach a S-1 v Malých Ripňanoch s mierne pozitívnou piezometrickou výškou (Polák a Bím, 1970). V oblasti ponoreného chrbta Tribeča je vývoj sedimentov najpestrejší, kolektory a izolátory sa často striedajú. S narastajúcou hrúbkou neogénnych sedimentov smerom do stredu depresií sa hrúbka piesčitých vrstiev zväčšuje, drobnejšie vrstvy sa vykliňujú.

V juhozápadnej časti územia, kde zasahuje tzv. dolnovážsky artézsky rajón, vyčlenil Ostrolucký (1964, 1968; in Polák a Bím, 1970) v pontských súvrstviach štyri artézske horizonty, ktoré sa smerom na juh vykliňujú. Ich hĺbkové úrovne sú takéto:

1. 50–70 m; 2. 130–150 m; 3. 120–250 m; 4. 300–350 m.

Zvlášť priaznivé podmienky na vývoj artézskych horizontov sú vytvorené v pokojných bazénoch rišňovskej priehlbiny a komjatickej depresie. Tieto kolektory majú stredný stupeň prietočnosti. Vyššiu prietočnosť majú rumanské piesčito-ílovité štrky kolárovského súvrstvia v jv. časti pahorkatiny, ktoré miestami s kvartérnymi fluviálnymi štrkovými uloženinami tvoria spoločnú nádrž podzemných vôd. Zo 115 m hlbokého vrtu HvTv-2 v Tvrdošovciach sa tu čerpalo 32,7 $l.s^{-1}$ pri znížení 8,23 m.

Doplňanie artézskych vôd hlbokých horizontov sa deje najmä prostredníctvom prestupu infiltrovaných zrážkových vôd z pohorí na styku s priepustnými neogénnymi súvrstviami. Vody plytkých horizontov sa dopĺňajú častejšie z kvartérnych nivných náplavov v miestach, kde do nich vyúsťujú vrstvy neogénnych pieskov, prípadne priamo infiltráciou atmosférických zrážok.

Vďaka vysokému obsahu karbonátov sa v oblasti neogénnych sedimentov vyskytujú zväčša typické karbonátogénne podzemné vody. V porovnaní s vodami mezozoika dosahujú podstatne vyššiu mineralizáciu. Je to zapríčinené pomalším prúdením a vyšším aktívnym povrchom v medzizrnovom prostredí a vyšším obsahom $CO_2$ ako produktu činnosti mikroorganizmov. Smerom do hĺbky celková mineralizácia klesá jednak vplyvom klesajúceho stupňa antropogénneho znečistenia, jednak so zmenami najmä termodynamických a oxidačno-redukčných podmienok obehu (Gazda in Franko et al., 1976). Charakteristický je nízky obsah síranovej a chloridovej zložky vo vodách hlbších artézskych horizontov.

***Podzemné vody kvartéru***

**Bánovská kotlina**

Z hydrogeologického hľadiska si pozornosť zasluhujú náplavy rieky Nitry, Bebravy a jej prítokov Machnáča a Liviny a rieky Belanky. Zastupujú ich náplavové hliny, štrky, prípadne piesky. Štrky bývajú pomerne často zahlinené. Kolektory podzemných vôd predstavujú polohy štrkov a pieskov, ktoré charakterizuje medzizrnová priepustnosť. Významnú funkciu v území plnia vrstvy spraší, ktoré jednak zachytávajú zrážkové vody a postupne ich odovzdávajú kolektorským horninám, jednak zabraňujú znečisťovaniu podzemných vôd. Podzemné vody kvartéru sú napájané väčšinou atmosférickými zrážkami. Hladina podzemnej vody je voľná alebo napätá a je v hydraulickej spojitosti s povrchovým tokom.

Fluviálne sedimenty rieky Nitry sa vyskytujú v jv. časti územia. Hrúbka fluviálnych hlín je 1,2–4,8 m, štrkov 3,5–11,6 m. Štrky, miestami piesčité, vykazujú vysoký stupeň prietočnosti. Ich priepustnosť charakterizuje hodnota koeficientu filtrácie $1{,}38.10^{-3}$–$1{,}17.10^{-4}$ $m.s^{-1}$. Najvyššiu výdatnosť dosiahol vrt (bez označenia) v Partizánskom, a to 16,6 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny 1,6 m a vrt B-1 v Bošanoch, 20,0 $l.s^{-1}$ pri znížení 2,33 m. Výdatnosť ostatných vrtov sa pohybovala v rozmedzí

5–8,5 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 2,5–3,7 m. Ustálená hladina podzemnej vody sa zistila v hĺbke 1,25–3,5 m pod úrovňou terénu.

Hrúbka fluviálnych štrkov rieky Bebravy dosahuje 2,6–9,5 m. Sú prekryté 1,8 až 4,0 m hrubými vrstvami náplavových hlín. Štrky charakterizuje vysoký a stredný stupeň prietočnosti. Koeficient filtrácie sa pohybuje v rozsahu $2,9.10^{-3}$ až $7,08.10^{-5}$ $m.s^{-1}$. Výdatnosť vrtov bola 1–6 $l.s^{-1}$, zníženie hladiny vody 1,5–4,5 m. Vyššiu výdatnosť dosiahol vrt VK-33 v Krušoviciach, a to 18,5 $l.s^{-1}$ pri znížení 2,83 m a VK-34 v Bošanoch, 12,4 $l.s^{-1}$ pri znížení 3,1 m. Ustálená úroveň hladiny podzemnej vody sa zistila v hĺbke 0,9–4,0 m pod terénom.

Z fluviálnych sedimentov prítokov Bebravy majú význam iba náplavy Machnáča a Liviny. Hrúbka fluviálnych štrkov Machnáča dosahuje 2,7–4,0 m. Vykazujú stredný stupeň prietočnosti. Vrt HB-1 v Bobote dosiahol výdatnosť 0,76 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 2,0 m. Iný vrt v tejto oblasti (bez označenia) mal výdatnosť 0,95 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 9,1 m.

Riečne štrky prítoku Livina dosahujú hrúbku 2,5–7,4 m. Charakterizuje ich stredný až nízky stupeň prietočnosti. V oblasti Šišova vrt ŠM-1 dosiahol výdatnosť 2,8 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 4,8 m, vrt ŠM-3 len 0,25 $l.s^{-1}$ pri znížení 3,82 m.

Vysokým stupňom prietočnosti sa vyznačujú fluviálne štrky Belanky, ktoré dosahujú hrúbku 5,5–10,0 m. Ich priepustnosť reprezentuje koeficient filtrácie s hodnotou v rozsahu $9,54.10^{-4}$–$4,2.10^{-4}$ $m.s^{-1}$. Výdatnosť vrtov predstavuje 2,6 až 7,4 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 1,5–2,75 m. Ustálená hladina podzemnej vody sa nachádza v hĺbke 1,9–4,5 m.

Chemizmus podzemných vôd fluviálnych sedimentov sa viac formuje miešaním vôd rôznej mineralizácie, zloženia a pôvodu ako mineralizačnými procesmi prebiehajúcimi na fázovom rozhraní voda/hornina. Dôsledkom takýchto genetických pomerov je veľká priestorová variabilita mineralizácie a chemizmu fluviogénnych vôd. Dôležitým faktorom participujúcim pri formovaní tejto variability je anorganické a organické znečistenie, transformované do prostredia obehu fluviogénnych vôd.

**Rišňovská priehlbina a západná časť komjatickej depresie**

Na strednom toku Nitry nachádzame významné akumulácie kvartérnych sedimentov v nive rieky Nitry a jej prítokov Chotiny a Radošiny s prítokmi Andačom a Hlavinkou. Šírka fluviálnych sedimentov nivy dosahuje 2 až 5 km. Dominantným litologickým typom sú piesčité štrky, piesky, štrky a íly, v nadloží súvisle pokryté hlinami a piesčitými hlinami. Na úpätí pohoria Tribeč sú vyvinuté deluviálne sedimenty, po oboch stranách Nitry sú zachované zvyšky riečnych terás. Kvartérne uloženiny tu dosahujú hrúbku 6 až 14 m, pričom najväčšia hrúbka je na úseku od Chrabrian po sútok s Bebravou. Režim podzemných vôd je ovplyvnený hladinou v povrchových tokoch. Pri nízkych stavoch sú kolektory drénované, pri vysokých,

naopak, z tokov napájané. Niektorí autori uvádzajú aj možnosť dotácie podzemných vôd fluviálnych sedimentov prestupom z priľahlých svahov Tribeča. Smer prúdenia podzemnej vody je vo všeobecnosti totožný so smerom toku Nitry. Hladina podzemnej vody je voľná, v niektorých obdobiach roka býva mierne napätá (Polák a Bím, 1970).

Na dolnom toku rieky Nitry (od mesta Nitra ďalej na juh) hrúbka fluviálnych náplavov dosahuje 7 až 10 m, z čoho 6–8 m tvoria štrky a piesky, ktoré sú na povrchu prekryté hlinami. Od Ivanky pri Nitre na juh sa pod kvartérnymi štrkmi nachádzajú štrkopiesčité formácie rumanu, s ktorými tvoria jeden súvislý komplex. Dopĺňanie podzemných vôd kvartéru sa uskutočňuje najmä brehovou infiltráciou, menej vsakovaním atmosférických zrážok. Hladina podzemnej vody je v neveľkej hĺbke pod terénom, kolíše v závislosti od hladiny v recipiente. Po oboch stranách nivy Nitry sú vyvinuté 2–3 m hrubé fluviálne sedimenty terasy prekryté sprašami a deluviálnymi sedimentmi. Ich hydrogeologický význam je malý. Väčší význam majú pravostranné terasy medzi Šuranmi a Novými Zámkami, ktoré dosahujú šírku od 800 až do 1 600 m. Ich hrúbka je 4–6 m, z čoho 10–18 m sú sprašové hliny a pod nimi sú piesčité štrky. Vrtom L-1 v Lipovej sa z neogénnych ílov a piesčitých štrkov v horizonte 16–30 m čerpalo 12 $l.s^{-1}$ pri znížení 0,6 m.

Tab. 4 Vybrané hydrogeologické vrty vo fluviálnych náplavoch rieky Nitry

| Označenie | Lokalita | Hĺbka | Otvorený úsek vrtu | Ustálená hladina pred čerp. skúškou | Výdatnosť | Zníženie |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | [m] | [m] | [m] | [$l.s^{-1}$] | [m] |
| VK-37 | Bošany | 11 | | 3,2 | 12,4 | 3,1 |
| VK-35 | Chrabrany | 13,5 | | 1,037 | 19,4 | 3,82 |
| VK-13 | Preseľany | 8 | | 2,05 | 5 | 2,3 |
| HV-304 | Lúky – Gergeľovce | 12 | 2,5 – 10,5 | 1,51 | 22,2 | 2,2 |
| 507 | Branč | 40 | 4 – 36 | 1,65 | 35 | 3,66 |
| 514 | Komjatice | 40 | 4,5 – 23 | 1,3 | 50 | 4,8 |

Hydrogeochemicky podzemné vody kvartérnych sedimentov na strednom toku Nitry sú bikarbonátové, prípadne výlučne bikarbonátové, na dolnom toku so zvýšenou síranovou zložkou. Teplota býva od 8 do 12 °C, mineralizácia 384 až 731 $mg.l^{-1}$, pričom možno pozorovať pokles množstva rozpustených látok s hĺbkou. Vzhľadom na previazanosť s povrchovými tokmi a vysokou mierou poľ-

nohospodárskej činnosti v oblasti sú podzemné vody kvartérnych sedimentov znečistené. Zvýšený je obsah $NO^{3-}$, $Fe^{3+}$, $Mn^{2+}$, miestami aj $NH_4^-$.

**Minerálne a termálne vody**

Studené minerálne vody – kyselky – vyvierajú v území v dvoch väčších centrách, a to v okolí Trenčianskeho Jastrabia – v sz. časti územia – a v okolí Noroviec – v strede Bánovskej kotliny. Sú viazané na karbonáty mezozoika vystupujúce v podloží hornín terciéru.

V oblasti Dubodiel – Trenčianske Jastrabie – Trenčianske Mitice sa nachádza skupina uhličitých minerálnych prameňov vystupujúcich na sústave zlomov ssv.--jjz. smeru, ktoré oddeľujú kryštalinikum a mezozoikum Považského Inovca od neogénnej sedimentárnej výplne Bánovskej kotliny.

Kyselky, ktoré sa vyskytujú medzi obcami Norovce a Šišov, vystupujú v strede Bánovskej kotliny na križovaní priečnych zlomov s pozdĺžnymi. Ide o málo výdatné pramene (desatiny až stotiny $l.s^{-1}$), zachytené primitívne, využité len miestnym obyvateľstvom. V Trenčianskych Miticiach vrtom BM-1 (Malatinský a Rebro, 1976) v dolomitoch v hĺbke 30,6–50 m bola zachytená studená ($T_{vo}$ = 10,1 °C) minerálna voda (M = 1,63 $g.l^{-1}$) s obsahom $CO_2$ 1,6 $g.l^{-1}$. Výdatnosť vrtu bola 0,92 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 1,5 m. Chemicky možno tieto vody charakterizovať ako studené ($T_{vo}$ = 6–12 °C) kyselky ($CO_2$ = 0,5–2,1 $g.l^{-1}$) typu Mg–Ca––$HCO_3$ alebo Ca–Mg–$HCO_3$ s mineralizáciou 0,6–1,63 $g.l^{-1}$. V južnej časti Nitrianskej pahorkatiny vrtom HV-309 v Rastislaviciach v hĺbkovom intervale 16 až 16,8 m bola v neogénnych štrkoch zachytená voda s mineralizáciou 1 152 $mg.l^{-1}$ a teplotou 12 °C pri výdatnosti 1,33 $l.s^{-1}$.

Geotermálne vody sa vyskytujú v troch vymedzených hydrogeotermálnych oblastiach: v Bánovskej kotline, topoľčianskom zálive a komjatickej depresii. V Bánovskej kotline sa geotermálne vody zistili vrtom BnB-1 v Bánovciach nad Bebravou (Čermák a Bondarenková, 1984). Voda je zachytená v hĺbkovom úseku 2 000–2 025 m v triasových dolomitoch. Maximálna výdatnosť vrtu pri voľnom prelive bola 3,05 $l.s^{-1}$ pri depresii 0,257 MPa, teplota vody na ústí vrtu 30 °C (pri čerpaní 13 $l.s^{-1}$ teplota 46 °C). Chemicky ide o Ca–Mg–$HCO_3$–Cl typ vody s mineralizáciou okolo 0,66 g/l.

Vo veľkých a Malých Bieliciach sa vyskytujú termy bojnickej žriedlovej línie. Ich výstup na povrch je podmienený existenciou bielickej priečnej hrasti, budovanej triasovými dolomitmi chočského príkrovu, ktorá ako celok predstavuje vývervú oblasť teriem (Franko, 1969). Prirodzené pramene teriem vystupujú z fluviálnych náplavov rieky Nitry a Belanky v troch prameniskách (Franko, 1969). Pramenisko č. 1 je v Malých Bieliciach, v mieste kúpeľov. V priemere z neho odtekalo 4–5 $l.s^{-1}$ vody teplej okolo 39–40 °C. Pramenisko č. 2 sa nachádza vo Veľkých Bieliciach a predstavuje ho rozsiahle rašelinisko. Z prameniska odte-

kalo v priemere 7–9 $l.s^{-1}$ vody s teplotou okolo 39–40 °C. Pramenisko č. 3 je na v. okraji Veľkých Bielic, na pravej strane rieky Belanky. Teplota vody v pramenisku dosahuje maximálne okolo 33 °C a výdatnosť jedného prameňa do 2 $l.s^{-1}$.

Geotermálne vody tu boli zachytené v triasových dolomitoch vrtom MB-2 v Malých Bieliciach a VB-2 vo Veľkých Bieliciach. Na vrte MB-2 hlbokom 100 m bola výdatnosť pri voľnom prelive 10,0 $l.s^{-1}$, teplota vody 39 °C a na vrte VB-2 hlbokom 241 m výdatnosť 13,66 $l.s^{-1}$ a teplota vody 38,7 °C.

Bielické termy predstavujú chemicky výrazný Ca–Mg–$HCO_3$ typ vôd s mineralizáciou 0,7–0,9 $g.l^{-1}$ (V. Bielice) a 0,9–1,1 $g.l^{-1}$ (M. Bielice).

V centrálnej časti rišňovskej priehlbiny boli geotermálne vody overené 2 106 m hlbokým vrtom FGTZ-1 v Topoľčanoch. Vody viazané na triasové karbonáty obalu tatrika a chočského príkrovu sú hydrogeochemicky Na–$HCO_3$, resp. Na–$HCO_3$–$SO_4$ typu s mineralizáciou 5 977,84 $mg.l^{-1}$. Z vrtu je možné zabezpečiť kontinuálny odber vôd v množstve 2 $l.s^{-1}$ s teplotou na ústí 50 °C (Fendek et al., 1989).

Geotermálne vody panónskych pieskov až pieskovcov komjatickej depresie v hĺbke 1 509–1 700 m overil vrt G-1 v Komjaticiach. Vyteká z neho 12 $l.s^{-1}$ vody teplej 78 °C typu Na–Cl s celkovou mineralizáciou asi 20 $g.l^{-1}$. V tejto oblasti sa realizovali ďalšie tri hydrogeotermálne vrty: BPK-1 a BPK-2 v Poľnom Kesove a vrt GNZ-1 v Nových Zámkoch.

# GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

V zmysle inžinierskogeologickej klasifikácie územia Slovenska zaraďujeme územie Nitrianskej pahorkatiny do regiónu neogénnych tektonických vkleslín, do oblasti vnútrokarpatských nížin a čiastočne do regiónu jadrových pohorí. Na území vystupujú nasledujúce inžinierskogeologické formácie (Matula, 1977):

– *formácia kvartérnych pokryvov* (fluviálne, eluviálne, deluviálne, proluviálne, eolické, organogénne a polygenetické sedimenty),

– *formácia molasových sedimentov* (neogénne limnické a limnicko-fluviálne sedimenty zastúpené štrkmi, pieskami, ílmi a vložkami tufitov a neritické sedimenty reprezentované ílovcami, prachovcami, pieskovcami a slieňovcami),

– *formácia neovulkanitov* (redeponované vulkanoklastiká, hlavne tufity),

– *flyšová formácia* (súvrstvia rytmického flyšu a súvrstvia s prevahou ílovcov, pieskovcov a karbonatických brekcií),

– *vápencovo-dolomitická formácia* (vápence, dolomitické vápence a dolomity stredného a vrchného triasu).

V oblasti Tribečského podhoria, južného okraja Strážovských vrchov a východného okraja Považského Inovca sú zastúpené aj horniny *formácie hercýnskych granitoidov* (najmä biotitické granodiority a diority), horniny *spodnej terigénnej formácie* (reprezentované hlavne spodnotriasovými kremencami) a horniny *pestrej pieskovcovo-slieňovcovo-vápencovej formácie.*

K najvýznamnejším geopotenciálom životného prostredia Nitrianskej pahorkatiny patria kvalitné poľnohospodárske pôdy. Vďaka nim mapované územie patrí k najdôležitejším poľnohospodárskym regiónom Slovenska. Z hľadiska pôdnych typov (Atlas SSR, 1980) sú zastúpené najmä hnedozeme a černozeme, v údolnej nive Nitry a Bebravy aj fluvizeme. Podľa klasifikácie Džatka (in Atlas SSR, 1980) ide o pôdy veľmi produkčné a produkčné, v sz. časti územia stredne produkčné. Okraje mapovaného územia v predhorí Považského Inovca, Tribeča a Strážovských vrchov vďaka lesným pôdam s dobrou bonitou majú už tradične využitie v lesnom hospodárstve.

Ďalšie geopotenciály mapovaného územia, reprezentované nerastnými surovinami, podzemnou vodou a početnými minerálnymi prameňmi, sú opísané v samostatných kapitolách.

Z hľadiska geobariér životného prostredia je potrebné na mapovanom území brať do úvahy viaceré negatívne procesy a javy. Patria k nim svahové pohyby, plošná a výmoľová erózia, zvetrávanie a krasovatenie hornín, presadanie spraší, výskyt neúnosných základových pôd, neregulovaných skládok odpadu a iných zdrojov znečistenia. Spomedzi endogénnych geologických faktorov možno medzi geobariéry zaradiť zvýšenú seizmickú aktivitu územia.

Svahové pohyby sa na mapovanom území vyskytujú zvlášť podĺž ľavého nárazového brehu Váhu medzi Hlohovcom a Šintavou. V zmysle klasifikácie svahových pohybov (Nemčok, Pašek a Rybář, 1974) ich reprezentujú predovšetkým plošné a frontálne zosuvy, v menšej miere zliezanie sutín a gravitačný rozpad skalných masívov, skalné zrútenia a opadávanie úlomkov. Najintenzívnejšie porušeným územím je západný okraj Nitrianskej pahorkatiny južne od Hlohovca, kde vznikli rozsiahle frontálne zosuvy v dôsledku bočnej erózie Váhu. Sústava frontálnych zosuvov sa nachádza na západnom svahu Nitrianskej pahorkatiny medzi mestami Hlohovec a Sereď. Celková šírka zosuvného územia je až 18 km, dĺžka zosuvov nepresahuje 700 až 800 m (Nemčok, 1982). V súčasnosti územie monitoruje ŠGÚDŠ. Severozápadne od Hradišťa sú svahovými deformáciami porušené svahy potoka Hydina a jeho bočných prítokov. Zosúvajú sa hlinito-piesčité deluviálne sedimenty v nadloží neogénnych súvrství. Ide prevažne o plošné a prúdové zosuvy, ktorých dĺžka sa pohybuje od 150 do 800 m. Za bezprostrednú príčinu ich vzniku možno označiť bočnú a hĺbkovú eróziu. Drobné zosuvy s objemom spravidla niekoľko $m^3$ možno nájsť v dolinách a v rozsiahlejších eróznych výmoľoch v severnej časti mapovaného územia, napr. v okolí Dežeríc, Malej Hradnej, Bánoviec nad Bebravou, z. od Pečenian, z. od Uhrovca a inde. Ich vznik a vývoj je podmienený prítomnosťou relatívne hrubých deluviálnych alebo polygenetických sedimentov a ich podrezaním vodnými tokmi, prípadne neopatrným zásahom človeka. Šmykové plochy sú nepravidelné, sledujú tvar podložia. Hrúbka je obvykle do dvoch metrov, dĺžka zriedka presahuje 10 m.

S prejavmi podpovrchového plazenia sa stretávame len ojedinele. Skupinu povrchového plazenia zastupuje pomalé gravitačné rozvoľňovanie a rozpad horninových masívov tvoriacich okraje mapovaného územia a nevýrazné zliezanie sutín a svahových hlín. Prejavy gravitačného rozvoľňovania a blokového rozpadu horninových masívov možno pozorovať napr. v bralnatom reliéfe tvorenom spodnotriasovými kremencami v oblasti kóty Hrdovická (471 m n. m.), v triasových vápencoch v. od Podhorian a Bádic, v paleogénnych zlepencoch j. od Partizánskeho a v liasových vápencoch s rohovcami v oblasti Klátovej Novej Vsi.

Skupinu rútivých pohybov reprezentuje zosypávanie a opadávanie úlomkov hornín, lokálne aj odvalové rútenie. Výsledkom týchto pohybov sú zosypy, opadové kužele, sutinové kužele, osypy a kamenné moria nahromadené pod skalnými stenami, napr. Babky (504 m n. m.), Hrdovická (471 m n. m.), Ploská (576 m n. m.) a pod. Ojedinele možno pozorovať skalné zrútenia a odvalové zrútenia, v ktorých bloky hornín dosahujú veľkosť až niekoľko $m^3$, napr. Hrdovická (471 m n. m.). Skalný zosuv j. od Krnče má rozmery 100 x 60 m a hrúbku cca 15 m. Jeho vznik súvisí s ťažbou hornín lúžňanského súvrstvia (spodný trias) v povrchovom lome.

Plošná a výmoľová erózia je najvýznamnejší geodynamický proces mapovaného územia. Prirodzená náchylnosť skúmaného územia na eróziu je podmienená

viacerými faktormi. Okrem morfometrických vlastností reliéfu, ako sú sklon, dĺžka a orientácia svahov, sú to predovšetkým infiltračno-akumulačné vlastnosti horninového prostredia a režim a charakter zrážok. Spomedzi komplexov hornín budujúcich skúmané územie najvyššiu náchylnosť na eróziu vykazujú pleistocénne eolické a eolicko-deluviálne sedimenty. Reprezentujú ich würmské spraše a sprašové hliny. Plošná erózia je viazaná najmä na poľnohospodársky obrábané časti územia so sklonitosťou nad 5°. Pri abnormálnych zrážkach prerastá plošná erózia do výmoľovej erózie, ktorá dodáva postihnutej oblasti charakter typickej sprašovej krajiny. V hrubších sprašových pokryvoch dosahujú výmole dĺžku až niekoľko km. V priečnom profile majú tvar písmena U. Dno údolia býva pomerne široké, často bez pravidelného vodného toku (Šajgalík a Modlitba, 1983), napríklad z. od Veľkých Ripnian, s. a sz. od Dolného Trhovišťa. Na územiach s menšou hrúbkou spraší, v podloží ktorých sa nachádzajú odolnejšie horniny, sú erózne ryhy kratšie. Ich dĺžka je maximálne 600 až 800 m a v priečnom profile majú tvar písmena V. Hustou sieťou takýchto eróznych rýh sú postihnuté napríklad svahy sv. od Bánoviec nad Bebravou, s. od Zlatník, s. od Prašíc, s. od Tesár, s. a sz. od Bojnej, územie medzi Tvrdomericami a Nemečkami a s. od Ruskoviec. Okrem spraší výmoľovej erózii podliehajú aj deluviálne ílovité hliny a piesčito-ílovité sedimenty na svahoch predhorí Tribeča, Považského Inovca a Strážovských vrchov. Intenzívne porušené územia sa nachádzajú napríklad v okolí obcí Čuklasovce, Radošina, Bojná, Nitrianska Blatnica, Lefantovce a Krnča. Lokálne sa výmoľová erózia uplatňuje aj v tektonicky podrvených dolomitoch, napríklad na jz. svahoch Veľkého vrchu (456 m n. m.).

S prejavmi aktívnej bočnej erózie sa na skúmanom území stretávame len v meandroch niektorých neregulovaných potokov. Staré prejavy bočnej erózie rieky Nitry možno pozorovať v porušených čelách pleistocénnych náplavových kužeľov, napríklad v okolí Lefantoviec, Nitrianskej Stredy a inde.

Okrem prirodzených faktorov podmieňujúcich vznik a rozvoj eróznych procesov sa výrazným spôsobom uplatňuje aj negatívne pôsobenie človeka. Poľnohospodárske aktivity, často spojené s nevhodnou orbou a budovaním nových poľných ciest, významne prispievajú k akcelerácii plošnej a výmoľovej erózie.

Vzhľadom na geologickú stavbu územia krasové javy sa na mapovanom území vyskytujú len sporadicky. Sú viazané na mezozoické a paleogénne horniny vystupujúce na okrajoch Tribeča, Strážovských vrchov a Považského Inovca. V okolí Partizánskeho na mapované územie zasahuje časť Kolačnianskeho krasu, v ktorom sú krasové javy viazané na triasové a jurské vápence a na paleogénne karbonátové zlepence. Z povrchových foriem krasu tu možno nájsť krasové jamy, ojedinele puklinové, dierové a žliabkové škrapy. Podzemné formy krasu sú signalizované vyvieračkami, napríklad pri obci Krásno. V karbonátových zlepencoch boli identifikované oválne krasové vyhĺbeniny typu všeobecných a jamkových škrapov a kameníc a 6 m dlhá jaskyňa j. od Partizánskeho vyvinutá na zlome (Mitter, 1985).

Menej výrazné krasové územia sú Klátovský kras j. od Klátovej Novej Vsi, Oponický kras jv. od Oponíc a Podhoriansky kras jv. od Podhorian. Skrasovatené sú metamorfované triasové a jurské vápence obalovej jednotky Tribeča. Vzhľadom na častú ílovitú prímes v karbonátoch možno tento kras charakterizovať ako čiastočne vyvinutý, s nedokonale vytvorenými krasovými formami. Okrem všeobecných škrapov a perforácií sú známe vyvieračky, napríklad Ždanová studňa v Oponickej doline a vyvieračka medzi Krnčou a Sádkom. Najjužnejšie výbežky Tribeča podľa členenia Mittera (1985) patria k Zoborsko-žibrickému krasu. Okrem krasového územia v skupine Zobora (triasové a jurské vápence obalovej jednotky) sem patria aj dva ostrovy jurských vápencov v intraviláne mesta Nitra (Kalvária a Hradný vrch). Povrchové krasové javy sú zastúpené puklinovými a jamkovými škrapmi. Dôkazom podzemného krasovatenia sú Svoradova jaskyňa, Jaskyňa pod Kalváriou, Nitrianska hradná jaskyňa a Jaskyňa na Stračej ceste pri Nitre (Mitter, 1985).

Spomedzi krasových území Strážovských vrchov na mapované územie zasahuje Teplicko-slatinský kras. Jaskyňa Dúpna diera dlhá 120 m sa nachádza s. od obce Slatinka nad Bebravou (mimo mapovaného územia). Z menších jaskýň je v zozname uvedená Jaskyňa na Domkovej (dĺžka 10 m) a jaskyňa Remať (hĺbka 20 m). Z Považského Inovca je známa Jaskyňa Čertova pec. Nachádza sa nad ľavým brehom potoka Radošinka, je 27 m dlhá a ide o puklinovo-rútivú jaskyňu. Jaskyňa má archeologicko-paleontologický význam. Bola osídlená už v paleolite – ide o najstaršie známe jaskynné sídlisko človeka u nás. V jej blízkosti sa nachádza malé krasové jazierko, ktoré v zime nezamŕza. Dôkazom podzemného krasu je silný krasový prameň s. od Radošiny (20–120 $l \cdot s^{-1}$).

Z Nitrických vrchov treba uviesť korózno-rútivú jaskyňu Chotoma s dĺžkou 47 m a hĺbkou 20,8 m.

Vzhľadom na geologickú stavbu mapovaného územia horniny vykazujú veľmi rozdielne charakteristiky odolnosti proti zvetrávaniu. Za najodolnejšie horniny možno považovať spodnotriasové kremence obalovej série Tribeča vystupujúce pozdĺž východného okraja skúmaného územia. Podobne sú proti zvetrávaniu odolné granodiority, kremenné diority a leukokratné granity Tribeča a Považského Inovca. Prejavuje sa na nich len povrchové selektívne vypreparovanie zŕn kremeňa, časté sú vypreparované žily kremeňa a aplitu. Lokálne sú vybielené, miestami hrdzavé od oxidov železa. Stupeň zvetrania je silno ovplyvnený tektonickým porušením masívu. V zónach intenzívneho rozpukania sú granitoidy silno zvetrané. Orientácia puklín je spravidla chaotická. Intenzita zvetrania masívu klesá s hĺbkou; do väčšej hĺbky zvetrávanie preniká len pozdĺž strmo uložených mylonitových zón a tektonických porúch. Podľa normy STN 73 1001 uvedené horniny možno zaradiť do triedy R1, len horninový materiál mylonitových zón charakteru kataklazitu až mylonitu do triedy R4. Niektoré karbonátové mezozoické komplexy vykazujú malú odolnosť proti zvetrávaniu. Dolomity

stredného triasu v severnej časti územia sa vyznačujú intenzívnym tektonickým porušením, ktoré spolu s následným prenikaním hypergénnych agentov viedlo k alteráciám uvedených hornín a k celkovej degradácii ich fyzikálno-mechanických vlastností. V zmysle STN 73 1001 uvedené horniny zaraďujeme do triedy R3 až R4. Ostatné typy karbonátových hornín v zmysle uvedenej normy patria do tried R2 a R3. Intenzita zvetrania je malá až mierna. Malou odolnosťou proti zvetrávaniu sa vyznačujú bridličnaté a pieskovcové súvrstvia obalovej sekvencie a paleogénne a neogénne súvrstvia. Tieto horniny zaraďujeme medzi poloskalné horniny triedy R3 až R4.

Vzhľadom na fakt, že spraše v Nitrianskej pahorkatine zaberajú plochu až 1 060 $km^2$ (Šajgalík a Modlitba, 1983), presadavosť spraší predstavuje jednu z najvýznamnejších geobariér mapovaného územia. Podľa normy STN 73 1001 za presadavé sa považujú spraše, ktorých koeficient presadavosti je väčší ako 1 %. Na mapovanom území najviac presadavé zeminy sú würmské eolické spraše, ktoré vznikali za periglaciálnych klimatických podmienok (Šajgalík a Modlitba, 1983). Deformácie objektov postavených na presadavých sprašiach boli opísané na viac ako 50 lokalitách, napr. v obciach Rišňovce, Alekšince, Lukáčovce, Malé Zálužie, Šurianky, Báb, Sládečkovce, Mojmírovce, Rastislavice a inde. Hlavnými príčinami vzniku týchto porúch sú voda (55 %), otrasy (22 %), staré podzemné priestory (11 %), materiálové jamy (7 %) alebo kombinované príčiny (5 %); (Vantruba et al., 1978).

Nezanedbateľná geologická bariéra mapovaného územia je seizmická aktivita. Územie Nitrianskej pahorkatiny podľa normy STN 73 0036 Seizmické zaťaženie stavebných konštrukcií patrí do 4.–6.° MSK-64. V zmysle tejto normy nie je potrebné projektovať stavebné konštrukcie (okrem konštrukcií s vyšším návrhovým seizmickým zrýchlením) na seizmické zaťaženie. Zoznam zemetrasení zaznamenaných v mapovanom území a v jeho blízkosti v tomto storočí je v tab. 5.

Z hľadiska antropogénnych faktorov životného prostredia za najnepriaznivejšie možno považovať skládky komunálneho odpadu, ktoré sa v minulosti zakladali bez náležitého geologického prieskumu a ochranných opatrení. Na mapovanom území bolo zaregistrovaných 437 skládok s objemom väčším ako 10 $m^3$. Z toho je len 56 určených na ďalšie využitie, ostatné sú určené na rekultiváciu a likvidáciu. Väčšina skládok sú maloobjemové skládky s objemom 100 až 500 $m^3$. Obsahujú zmiešaný odpad z domácností a stavebný odpad. Sú situované v blízkosti obcí v terénnych nerovnostiach, eróznych ryhách, zárezoch, opustených kameňolomoch, hliniskách a štrkoviskách. Mnohé z nich sa nachádzajú v nive na priepustných štrkopieskoch a sú nezanedbateľným zdrojom znečistenia podzemnej vody.

Veľkoobjemové skládky (s objemom desiatky tisíc $m^3$) boli zaregistrované v obciach Prusy, Dežerice, Dolné Naštice, Hradište, Nitrianska Blatnica, Radošina, Veľké Ripňany, Chynorany, Bošany, Partizánske, Kovarce a inde. Skládkuje sa na

Tab. 5 Prehľad zemetrasení zaznamenaných v 20. storočí

| Dátum | Miesto | Intenzita (° MSK-64) |
|---|---|---|
| 10. 1. 1906 | Tesáre, Továrniky, Malé Ripňany | 5° |
| | Veľké Ripňany | 6° |
| 28. 2. 1930 | Topoľčany | 4,5° |
| 12. 1. 1956 | Chalmová | 5° |
| | Partizánske | 4° |
| 27. 10. 1964 | Partizánske | 3,5° |
| 3. 12. 1967 | Partizánske | 3° |
| | Bošany | 4° |
| 16. 4. 1972 | Partizánske | 4,5° |
| | Topoľčany | 3° |
| 11. 11. 1975 | Hradište pri Partizánskom | 4° |
| 4. 4. 1977 | Veľké Ripňany | 4° |
| | Topoľčany | 3,5° |
| | Nitra | 3° |
| 15. 4. 1979 | Topoľčany | 3° |

nich najmä odpad z domácností, stavebný odpad, drevo, sklo a železný šrot. Viaceré z nich obsahujú nebezpečný odpad, ktorý svojimi vlastnosťami môže vážne ohroziť zdravie obyvateľstva a životné prostredie (napr. Horné Naštice – popolček z teplárne Bánovce nad Bebravou, Bošany – odpad z koželužní, Chynorany – odpad z papierenského priemyslu, Dežerice – odpad zo spracovania kovov v automobilovom priemysle, Topoľčany – odpad z čistenia stôk a dažďových výpustov). Z hľadiska situovania nových skládok majú najvyšší potenciál nepriepustné polygenetické sprašové sedimenty.

K zhoršeniu životného prostredia prispievajú aj poľnohospodárske aktivity (nevhodná orba, chemizácia), ťažba nerastných surovín (lomy, hliniská, štrkoviská), priemysel (exhaláty, hluk, kontaminácia pôdy a vody) a služby (benzínové čerpadlá a pod.).

## Chránené územia prírody

Z veľkoplošných chránených území prírody do študovaného územia svojou západnou časťou zasahuje chránená krajinná oblasť Ponitrie, ktorá bola vyhlásená v roku 1985. Na mapovanom území sa nachádzajú nasledujúce kategórie maloplošných chránených území (podľa Kramárika, 1996):

4 národné prírodné rezervácie (NPR),
10 prírodných rezervácií (PR),
6 prírodných pamiatok,
19 chránených areálov.

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku chránených území (obr. 28). V zátvorke sú v poradí uvedené: celková výmera, príslušné katastrálne územie, číslo mapy 1 : 50 000, rok vyhlásenia.

**NPR Dubník** (165,2 ha, Vinohrady nad Váhom, Pusté Sady, Dvorníky, 45-12, 1954)
Predmetom ochrany sú zachované lesné, kroviskové a trávnaté spoločenstvá.

**NPR Hrdovická** (30,03 ha, Nitrianska Streda, 35-43, 1982)
Územie predstavuje morfologicky výrazný kremencový hrebeň s fragmentmi lesných dúbrav a rastlinných spoločenstiev na kyslom substráte.

**NPR Veľký Báb** (30,39 ha, Báb, 45-12, 1966)
Územie predstavuje spoločenstvá bukových dúbrav s pozoruhodnou entomofaunou.

**NPR Zoborská lesostep** (23,08 ha, Nitra, 35-43, 1952)
Územie predstavuje typickú ukážku dodnes zachovanej skalnej a trávnato-kvetnej stepi v južnej časti Tribeča.

**PR Čepúšky** (58,128 ha, Prašice, 35-23, 1988)
Predmetom ochrany sú porasty brezovo-dubového lesa nadväzujúce na kyslý dubový les.

**PR Chynoriansky luh** (44,4 ha, Chynorany, 35-41, 1981)
Prírodná rezervácia predstavujúca jediný zvyšok nížinného dubovo-jaseňového lesa s hniezdiskami vtákov a vzácnym hmyzom v intenzívne poľnohospodársky využívanej krajine.

**PR Jankov vŕšok** (103,42 ha, Uhrovec, 35-24, 1993)
Predmetom ochrany sú teplomilné rastlinné druhy na členitom teréne.

**PR Kovarská hôrka** (4,4 ha, Kovarce, 35-43, 1993)
Fytogeograficky významná lokalita s hojným výskytom hrdobárky páchnucej.

**PR Kulháň** (7,4 ha, Zlatníky, 35-23, 1972)
Predmetom ochrany sú lesné porasty typu dubových bučín s dubom zimným a čiastočne s bukom, lipou, jaseňom, javorom a brezou. Nachádzajú sa tu vzácne exempláre až 600-ročných dubov, ktorých obvod sa pohybuje od 200 do 670 cm.

**PR Lupka** (20,73 ha, Nitra, 45-21, 1952)
Predmetom ochrany je trávnato-krovitá step s výskytom veľkého počtu chránených druhov fauny a flóry.

**PR Sedliská** (5,854 ha, Hlohovec, 35-34, 1974)
Predmetom ochrany sú xerotermné rastlinné spoločenstvá a živočíchy na j. svahoch Považského Inovca.

**PR Smradľavý vrch** (30,7747 ha, Timoradza, 35-23, 1954)
Predmetom ochrany je fytogeograficky významný druh – škumpa vlasatá *(Cotinus coggygria)*, predstavujúca treťohorný relikt alebo zvyšok niektorého z interglaciálov.

**PR Solčiansky háj** (7,07 ha, Solčany, 35-41, 1984)
Predmetom ochrany je geomorfologicky, biologicky a krajinársky pozoruhodná lokalita so zachovanými dúbravami, lesostepnými a skalnými spoločenstvami na kyslom granodioritovom a kremencovom podklade.

**PR Veľký vrch** (47,61 ha, Malé Kršteňany, 35-42, 1967)
Predmetom ochrany sú pozoruhodné suchomilné spoločenstvá na bralnatom hrebeni Veľkého vrchu.

**PP Belanov kút** (2,72 ha, Čeľadince, Chrabrany, Kovarce, 35-41, 35-43)
Prírodná pamiatka vyhlásená v r. 1983 Okresným národným výborom Topoľčany na základe Nariadenia ONV v Topoľčanoch č. 12/E/1983 zo dňa 21. 12. 1983. Predmetom ochrany je biotop mŕtveho ramena s hydrofilnými rastlinnými a živočíšnymi spoločenstvami. Výskyt chránených druhov obojživelníkov a vodného vtáctva.

**PP Čermiansky močiar** (5,546 ha, Čermany, 35-43, 1988)
Predmetom ochrany je močaristý biotop s chránenou faunou a flórou.

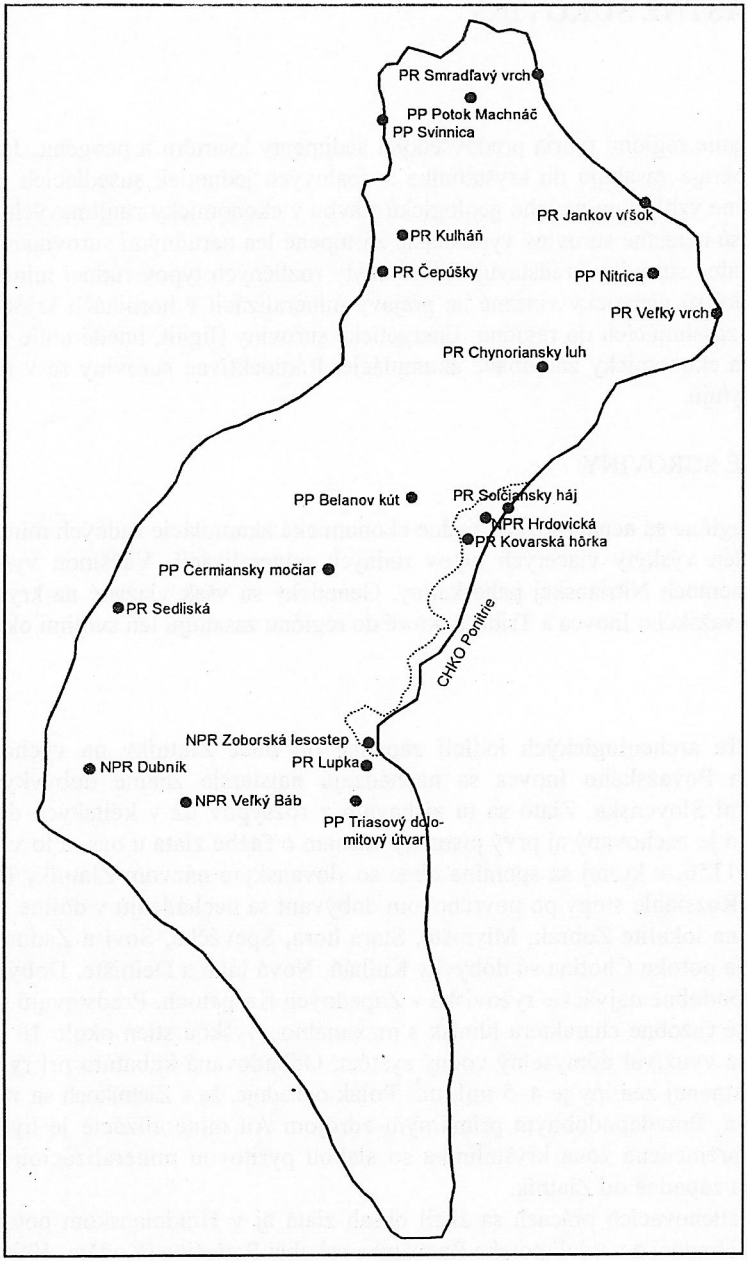
**PP Potok Machnáč** (8,89 ha, Motešice, 35-23, 1983)
Predmetom ochrany je podhorský potok s brehovými porastmi.

**PP Nitrica** (2,96 ha, Hradište, 35-24, 1986)
Územie predstavuje posledný zvyšok pôvodného toku rieky Nitrice so zachovaným brehovým porastom.

**PP Svinnica** (2 ha, Veľká Hradná, 35-23, 1983)
Časť horského potoka s dĺžkou asi 6 km s brehovými porastmi. Plní významnú ekologickú a krajinotvornú funkciu.

**PP Triasový dolomitový útvar** (1,26 ha, Nitra, 45-21, 1982)
Územie predstavuje umelý odkryv strednotriasových dolomitov.

**Chránené areály** – Park v Motešiciach, Park v Brodzanoch, Park v Tesároch, Park v Továrnikoch, Park v Hájnej Novej Vsi, Park v Šuriankach, Park v Horných Lefantovciach, Park pri Liečebnom ústave v Lefantovciach, Park v Šalgočke, Park v Rumanovej, Park v Bábe, Park vo Veľkom Záluží, Park v Kyneku, Park v Seredi, Park v Močenku, Park v Mojmírovciach, Park v Komjatnej, Park v Lipovej, Okšovské duby.




Obr. 28 Prehľad chránených území prírody

# NERASTNÉ SUROVINY

Územie regiónu tvoria predovšetkým sedimenty kvartéru a neogénu. Jeho severné okraje zasahujú do kryštalinika a obalových jednotiek susediacich pohorí. V regióne vzhľadom na jeho geologickú stavbu v ekonomicky zaujímavých množstvách sú nerastné suroviny výraznejšie zastúpené len nerudnými surovinami (obr. 29). Rudné suroviny predstavujú len výskyty rozličných typov rudnej mineralizácie, ktoré sú geneticky viazané na prejavy mineralizácií v horninách kryštalinika pohorí zasahujúcich do regiónu. Energetické suroviny (lignit, hnedé uhlie a plyn) netvoria ekonomicky zaujímavé akumulácie. Rádioaktívne suroviny sa v regióne nevyskytujú.

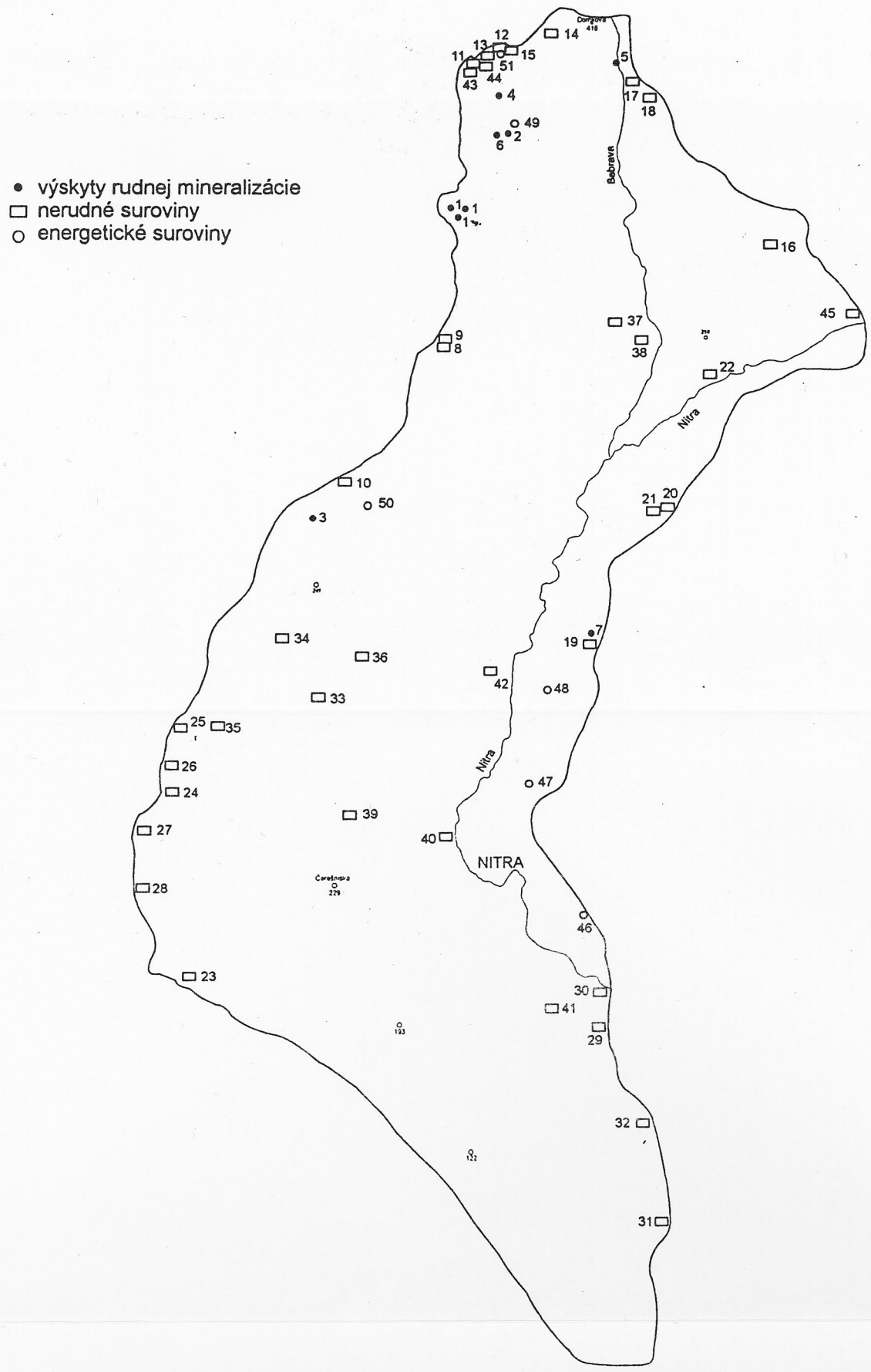
## RUDNÉ SUROVINY

V regióne sa nenachádzajú žiadne ekonomické akumulácie rudných minerálov. Sú tu len výskyty viacerých typov rudných mineralizácií. Väčšinou vystupujú v sedimentoch Nitrianskej pahorkatiny. Geneticky sú však viazané na kryštalinikum Považského Inovca a Tribeča, ktoré do regiónu zasahujú len svojimi okrajmi.

### Zlato

Podľa archeologických indícií západne od obce Zlatníky na východných svahoch Považského Inovca sa nachádzajú najstaršie známe dobývky zlata na území Slovenska. Zlato sa tu získavalo z rozsypov už v keltských dobách. Odtiaľto je zachovaný aj prvý písomný záznam o ťažbe zlata u nás, a to v listine z roku 1156, v ktorej sa spomína obec so slovanským názvom Zlatníky (Polák, 1968). Rozsiahle stopy po povrchovom dobývaní sa nachádzajú v doline potoka Livina na lokalite Žobrák, Mlynište, Stará hora, Speváčka, Soví a Zadná Nová hora. Na potoku Chotina sú dobývky Kulháň, Nová lúka a Delnište. Dobývky sú pravdepodobne najväčšie ryžoviská v Západných Karpatoch. Predstavujú súvislé otvorené ťažobne charakteru hlinísk s maximálnou výškou stien okolo 10 m. Pri ťažbe sa využíval dômyselný vodný systém. Odhadovaná kubatúra pri ryžovaní premiestnenej zeminy je 4–5 mil. $m^3$. Polák odhaduje, že v Zlatníkoch sa vyťažili 2 t zlata. Pravdepodobným primárnym zdrojom Au mineralizácie je hydrotermálne premenená zóna kryštalinika so slabou pyritovou mineralizáciou vystupujúcou západne od Zlatník.

Pri šlichovacích prácach sa zistil obsah zlata aj v Hradnianskom potoku pri Veľkej Hradnej a v údolí potoka Radošinka pri obci Radošina (Koděra, 1990).




Obr. 29 Schematická mapka výskytov a ložísk nerastných surovín regiónu.
Ložiská a výskyty nerastných surovín:
**Výskyty rudnej mineralizácie:** • zlato: 1 – Zlatníky, 2 – Veľká Hradná, 3 – Radošinka; pyrit: 4 – Trenčianske Jastrabie; sedimentárne Fe rudy: 5 – Timoradza; metamorfná Fe mineralizácia: 6 – Veľká Hradná; hydrotermálna mineralizácia: 7 – Súlovce.
**Nerudné suroviny:** ❑ stavebný kameň na kamenivo: 8 – Závada, 9 – Podhradie – Závada, 10 – Nitrianska Blatnica, 11 – Rožňové Mitice – Mníchova Lehota, 12 – Trenčianske Mitice, 13 – Trenčianske Mitice II, 14 – Horné Motešice, 15 – Trenčianske Mitice – Kostolné Mitice, 16 – Hradište, 17 – Podlužany – Medzná, 18 – Podlužany, 19 – Súlovce, 20 – Krnča – Tábor I, 21 – Krnča – Tábor II; štrkopiesky: 22 – Chynorany, 23 – Šintava, 24 – Šulekovo – Horné Zelenice, 25 – Leopoldov – Šulekovo, 26 – Šulekovo – Terezov, 27 – Siladice – Váh – Dvorníky, 28 – Varov Šúr, 29 – Veľká Ves – Branč, 30 – Veľký Cetín, 31 – Kotolný Sek – Šurany, 32 – Komjatice; maltárske piesky: 33 – Dolné Trhovište, 34 – Horné Otrokovce – Za Verešom; tehliarske suroviny: 35 – Hlohovec, 36 – Merašice, 37 – Livinské Opatovce, 38 – Nadlice, 39 – Alekšince, 40 – Lužianky, 41 – Ivanka pri Nitre, 42 – Preseľany nad Nitrou; ostatný vápenec: 43 – Trenčianske Mitice; dolomity: 44 – Mníchova Lehota – Rožňové Mitice, 45 – Malé Kršteňany.
**Energetické suroviny:** 46 – Ivanka pri Nitre – Golianovo, Madunice – Červeník, Trakovice; uhlie: Chrenová – Jelenec, Žirany, 47 – Podhorany, Mechenice, 48 – Lefantovce, 49 – Veľká Hradná, 50 – Nitrianska Blatnica, 51 – Trenčianske Mitice – Kostolné Mitice.

### Pyrit

V neogénnych sedimentoch na severovýchodných svahoch Považského Inovca v Trenčianskom Jastrabí sa nachádzajú čierne íly s obsahom prachovitého pyritu bez praktického významu (Koděra et al., 1990).

### Fe rudy

V okolí Timoradze v neogénnych sedimentoch sú piesčité balvany a konkrécie limonitu, ktoré vznikli zvetrávaním pelosideritových polôh. Polohy piesčitých pelosideritov tvoria slojčeky v širšom okolí Timoradze (Koděra et al., 1990).

### Hydrotermálna mineralizácia

V chotári obce Súlovce v kremencoch obalovej série Tribeča je opísaná hydrotermálna mineralizácia s asociáciou minerálov pyrit, spekularit, rumelka, kremeň, baryt, lazulit, sericit, chlorit, limonit a oxidy mangánu (Koděra, 1990).

### Metamorfná Fe mineralizácia

Vo Veľkej Hradnej na juhovýchodných svahoch Považského Inovca na vrchu Železník je malý výskyt metamorfovaných oxidických Fe rúd magnetitovej mineralizácie. Tvorí nepravidelné akumulácie viazané na amfibolické šmuhy na kontakte malých telies amfibolitov a svorových rúl (Koděra, 1990).

## NERUDNÉ SUROVINY

Značné rozšírenie a ekonomický význam majú stavebné suroviny. Sú to predovšetkým ložiská štrkov a štrkopieskov, pieskov a tehliarskych surovín. Ložiská štrkov a štrkopieskov sú výsledkom akumulácie náplavov riek a potokov v poklesávajúcich depresiách. Sú pleistocénno-holocénneho veku. Štrky a štrkopiesky sú polymiktné, ich granulometrické zloženie je rôzne. Polohy dosahujú hrúbku do 5 m. Kvartérne piesky sú zastúpené dvoma genetickými typmi, a to naviatymi pieskami a riečnymi pieskami. Tehliarske suroviny sú tvorené prevažne kvartérnymi sprašami a sprašovými hlinami, menšiu časť tvoria pontské piesčité íly. Eolické sedimenty majú značný obsah piesčitej zložky, čo znižuje ich potrebnú plasticitu. Sú svetlosivej a sivohnedej farby, s častými železitými zátekmi hrdzavej farby. Hrúbka spraší sa väčšinou pohybuje v rozmedzí 5–18 m. Spraše často obsahujú aj väčšie množstvo vápnitých konkrécií. V regióne sú menej zastúpené stavebné kamene na kamenivo, dolomity a travertíny.

## Stavebné suroviny

Zo stavebných surovín sa v regióne vyskytujú ložiská stavebného kameňa na kamenivo, štrkopiesky, maltárske piesky a tehliarske suroviny.

### Stavebný kameň na kamenivo

Využíva sa väčšinou pri výstavbe ciest ako kamenivo. Karbonátové horniny sa využívajú aj na vápnenie pôd v poľnohospodárstve.

Biele až bielosivé, stredno- a vrchnotriasové dolomity chočského príkrovu sa ťažia na ložisku Závada s voľnými bilančnými zásobami 2 423 tis. $m^3$ a na ložisku Podhradie – Závada s odhadom zásob 4 795 tis. $m^3$. V Nitrianskej Blatnici je na opustenom ložisku odhadnutých 1 000 tis. $m^3$ (Čapo, 1997). Sivé stredno- a vrchnotriasové dolomity bebravského vývoja chočského príkrovu sa ťažia na ložisku Rožňové Mitice – Mníchova Lehota, Trenčianske Mitice a Trenčianske Mitice II s voľnými bilančnými zásobami 31 427 tis. $m^3$ a Horné Motešice s odhadnutými zásobami 4 500 tis. $m^3$. Neťaží sa ložisko Trenčianske Mitice – Kostolné Mitice (Smiešková, 1997). Na ložisku Hradište sa ťažia ladinské dolomity a dolomitické brekcie chočského príkrovu. Prevládajú dolomity rozpadnuté na štrk až piesok. Voľné zásoby sú 446 tis. $m^3$, viazané 360 tis. $m^3$ (Dojčáková, 1997). Stredno- a vrchnotriasové dolomity čiernovážskej jednotky chočského príkrovu sa ťažia na ložisku Podlužany – Medzná, kde sú voľné bilančné zásoby 4 789 tis. $m^3$ a na ložisku Podlužany s odhadnutými zásobami 2 000 tis. $m^3$ (Hroncová, 1997).

V Súlovciach je opustená ťažobňa spodnotriasových kremencov obalovej série Tribeča. Voľné bilančné zásoby sú 1 312 tis. $m^3$. Ťažia sa na ložisku Krnča – Tábor I s voľnými bilančnými zásobami 62 tis. $m^3$ a Krnča – Tábor II s voľnými bilančnými zásobami 4 927 tis. $m^3$ (Čapo, 1997).

### Štrkopiesky

Prevládajú piesčité štrky, cca 70 % zásob tvoria štrky s prímesou piesku, do 30 % je zastúpený piesok so štrkmi. Zloženie obliakov je pestré. Na ich zložení sa podieľajú kremence, kremeň, granity, karbonáty, zlepence, pieskovce, kryštalické bridlice a tufitické horniny. Štrkopiesok sa používa na výrobu betonárskych zmesí, piesok sa používa ako betonársky a omietkový, prípadne ako ostrivo do tehliarskych surovín.

V Chynoranoch je neotvorené ložisko kvartérnych štrkov a pieskov tvorených fluviálnymi sedimentmi rieky Nitry. Voľné bilančné zásoby sú 1 020 tis. $m^3$ (Dojčáková, 1997). Na opustenom ložisku Šintava sú voľné bilančné zásoby 1 624 tis. $m^3$ (Schwarz, 1997). Na západnej hranici regiónu sú ložiská holocénnych štrkopieskov alúvia Váhu na lokalite Šulekovo – Horné Zelenice, Leopoldov – Šulekovo, Šulekovo – Terezov a Siladice – Váh – Dvorníky, ktoré tvorí drobný až

strednozrnný štrk s obsahom piesku 10–40 %. Ložiská nie sú otvorené. V prevádzke je ložisko Varov Šúr (Hrnčár, 1997). V aluviálnej nive rieky Nitra v kvartérnych piesčitých štrkoch a pieskoch je neotvorené ložisko Veľká Ves – Branč s hrúbkou štrkopieskov 2,6–11,8 m s bilančnými viazanými zásobami 1 092 tis. $m^3$ a občas ťažené ložisko Veľký Cetín, na ktorom pontské štrky a piesky dosahujú hrúbku 40–50 m. Voľné bilančné zásoby predstavujú 467 tis. $m^3$ (Michálek, 1997). Piesčité štrky sa ťažili pri juhovýchodnej hranici regiónu na ložisku Kostolný Sek – Šurany s viazanými bilančnými zásobami 864 tis. $m^3$ a Komjatice so zásobami 2 890 tis. $m^3$ (Hubač, 1997).

**Maltárske piesky**

Sú viazané na eolické sedimenty würmu. Sú žlté, jemno- až strednozrnné, ílovité, s nepatrným zastúpením obliakov. Podobne sa používajú aj neogénne sivé jemnozrnné kremité piesky, v ktorých sú častejšie vložky hlinitých pieskov. Piesky sú vhodnou surovinou na výrobu malty a do omietok.

Ložisko Dolné Trhovište tvoria sedimenty volkovského súvrstvia s rôznym obsahom piesku. Surovina je vhodná na výrobu malty, do muriva, do zmesi na umelý kameň a šľachtenú omietku a do betónu. Ložisko nie je otvorené. Zásoby nie sú vypočítané. Na opustenom ložisku Horné Otrokovce – Za Verešom sa ťažil kremitý piesok volkovského súvrstvia. Hrúbka suroviny je do 20 m (Hrnčár, 1997).

**Tehliarske suroviny**

Najbežnejšou tehliarskou surovinou v regióne sú eolické sedimenty (spraše) vyvinuté na terciérnych sedimentoch a fluviálnych sedimentoch terás. Technologicky sú rozdelené na prachovitý a piesčitý typ. Používajú sa na výrobu plných, priečne dierovaných tehál a jednoduché duté tvarovky. Na miestnu spotrebu sa v regióne ťažili na viacerých lokalitách (Lipová, Palárikovo, Tvrdošovce, Partizánske a i.). Ťažili ich väčšinou Ponitrianske tehelne Zlaté Moravce a do začiatku 70. rokov z nich v Žihárci vyrábali pálené tehly.

Na ložisku Hlohovec sa ťažia kvartérne, mierne až slabo piesčité spraše a spodné neogénne íly. Zásoby sa neuvádzajú. Pleistocénna jemnopiesčitá spraš sa ťaží na ložisku Merašice. Zásoby sa neuvádzajú (Hrnčár, 1997). Kvartérne eolicko-deluviálne hliny a neogénne ílovité sedimenty sú surovinou neotvorených ložísk Livinské Opatovce s voľnými bilančnými zásobami 6 879 tis. $m^3$ a Nadlice s voľnými bilančnými zásobami 8 739 tis. $m^3$ (Dojčáková, 1997).

Sprašové kvartérne hliny a spraše, čiastočne aj pontské piesčito-ílovité prachy a prachovité íly sa ťažili na ložisku Alekšince. Hrúbka suroviny je v priemere 12 m. Voľné bilančné zásoby predstavujú 5 045 kt, viazané 203 kt. Sprašové

hliny a spraše sa ťažili aj na ložisku Lužianky. Bilančné viazané zásoby sú 1 459 tis. $m^3$. Na ťaženom ložisku Ivanka pri Nitre s celkovou hrúbkou suroviny 16 m je 3 219 tis. $m^3$ voľných bilančných zásob, viazaných 39 tis $m^3$ (Michálek, 1997).

V Preseľanoch nad Nitrou je ložisko eolických sedimentov tvorených sprašami a sprašovými hlinami. Voľné bilančné zásoby sú 1 711 tis. $m^3$, viazané 132 tis. $m^3$ (Čapo, 1997).

Na severozápadných svahoch Tribeča v okolí obce Kovarce v neogénnych sedimentoch sú polohy kaolinických ílov bez ekonomického významu.

**Ostatný vápenec**

Ložisko Trenčianske Mitice I tvoria strednotriasové svetlosivé organodetritické vápence wettersteinského typu bebravskej jednotky chočského príkrovu. Ložisko je v ťažbe. Vápence sa využívali na výrobu mletého vápenca, páleného vápna a časť s nevyhovujúcimi vlastnosťami ako hutné drvené kamenivo na výstavbu a údržbu ciest. Voľné bilančné zásoby sú 1 337 kt (Smiešková, 1997).

V Klátovej Novej Vsi sú rozšírené sladkovodné vápence s hrúbkou nad 10 m. Používali sa na výstavbu ciest, výrobu vápna a v topoľčianskom cukrovare. Menšie výskyty sladkovodných vápencov a travertínu sú v Partizánskom, v Malých Bieliciach, Bošanoch, Závade, Záhrade a tiež v okolí Nitrianskej Stredy pri Čeľadinciach (Koděra et al., 1990).

**Dolomity**

Sivé stredno- a vrchnotriasové dolomity bebravského vývoja chočského príkrovu sa ťažia na ložisku Mníchova Lehota – Rožňové Mitice. Priemyselné využitie má asi 6 % týchto dolomitov, 23 % sa používa na výrobu betónu, ostatná časť pri výstavbe netuhých vozoviek, ako štrkodrvina, ako lomový kameň a časť v hutníckej výrobe. Voľné bilančné zásoby sú 13 075 kt, viazané bilančné zásoby 445 kt (Smiešková, 1997). Ložisko Malé Kršteňany tvorí súvrstvie dolomitov čiernovážskej série chočskej jednotky anisko-ladinského veku. Polohy pevných dolomitov sú nepravidelne rozmiestnené v prevládajúcich drvených a rozpadavých dolomitových pieskoch a múčke. Voľné bilančné zásoby sú 262 100 kt, nebilančné 1 726 kt (Dojčáková, 1997).

ENERGETICKÉ SUROVINY

Predstavujú len výskyty bez ekonomického významu. Lignit a hnedé uhlie dosahujú malú hrúbku a majú nízku výhrevnosť. Ložiská plynu sa vyskytujú za hranicou regiónu.

## Lignit, hnedé uhlie

V oblasti Chrenová – Jelenec na hranici regiónu v panónskych sedimentoch v ílovito-piesčitých štrkoch sú vložky tmavosivých až čiernych uhoľných ílov a lignitu alebo zemitého hnedého uhlia s hrúbkou slojčekov od niekoľko cm do 1 m. V jeleneckých vrstvách beladického súvrstvia v Podhoranoch-Mecheniciach sú lignitové polohy rovnakého veku aj kvality ako v priestore Žirany – Jelenec. Podobný je aj výskyt lignitu v údolí rieky Nitry pri Lefantovciach. Pri obci Veľká Hradná sa vyskytujú lignity a uhoľné slojčeky, tiež neogénneho veku. Pri Svinnej bol odkrytý 70 cm hrubý sloj neogénneho uhlia. Výskyt hnedého uhlia je zaznamenaný v Nitrianskej Blatnici v sedimentoch vrchného pontu. Početné výskyty v tejto časti regiónu sú však bez ekonomického významu (Koděra et al., 1990).

V Trenčianskych Miticiach – Kostolných Miticiach sú známe slojčeky hnedého uhlia vo vrchnom triase (Koděra et al., 1990).

## Plyn

Zemný plyn sa zistil na západnom okraji zlatomoravského zálivu vo vrte Ivanka 2. Plyn je akumulovaný na báze stredného sarmatu v hĺbke 1 800 m a na báze vrchného sarmatu v hĺbke 1 718–1 850 m. Obsahuje 40–50 % uhľovodíkov, 10–15 % $CO_2$ a 30–40 % $N_2$. Ložisko plynu je overené na lokalite Ivanka pri Nitre – Golianovo. Plyn má len 41-percentný obsah uhľovodíkov. Nebilančné zásoby sú 234 mil. $m^3$ (Michálek, 1996).

V blízkosti západnej hranice regiónu je overené ložisko horľavého zemného plynu Madunice – Červeník nachádzajúce sa na sv. svahu trnavského zálivu. Má charakter poloklenieb viazaných na trnavské zlomy. Pozitívne piesčité obzory na hranici stredného a vrchného bádenu sú v hĺbke 1 190 m. Hrúbka plynových obzorov dosahuje 5–8 m. Ložisko sa neťaží. Voľné bilančné zásoby sú 22 mil. $m^3$. Pred vyťažením je ložisko Trakovice. Na báze spodného bádenu je 250 m hrubý horizont pieskov a drobných zlepencov. V ňom v hĺbke 929–970 m sa nachádza pozitívny obzor. Uvádzané voľné bilančné zásoby sú 7 mil. $m^3$, nebilančné 35 mil. $m^3$. V oboch ložiskách je zemný plyn zmesou uhľovodíkov C1–C4, podstatnou súčasťou je metán (Hrnčár, 1996).

# VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

*Paleogén*

**Hradište – lom**

Kameňolom sa nachádza v centre obce pri ceste I. triedy na pravej strane v smere do Partizánskeho. K lomu vedie miestna asfaltová komunikácia. V dočasne opustenom lome môžeme pozorovať transgresívny prechod od zvetraných dolomitov, fialovohnedých dolomitových kôr k dominujúcim hruboklastickým brekciám borovského súvrstvia. Brekcie sú čiastočne skrasovatené a pretkané sieťou puklín, trhlín a klinov, ktoré sú vyplnené prachovitými červenohnedými hlinami spodného pleistocénu.

**Dubodiel – lom**

Opustený kameňolom sa nachádza cca 1 km južne od obce. Vedie k nemu kamenitá poľná cesta. V lome pozorujeme brekcie borovského súvrstvia, zložené z ostrohranných úlomkov s blokmi a závalkami hruboklastického materiálu pozostávajúceho z tmavosivých až čiernych celistvých, miestami laminovaných guttensteinských vápencov. Matrix je tvorený spevneným drobnoúlomkovitým detritom jemnokryštalických dolomitov stredného až vrchného triasu. Celý komplex je pri povrchu silno zvetraný, pričom vplyvom selektívneho zvetrávania a erózie vznikli zaujímavé morfologické mikroformy ako veže, mosty a pod.

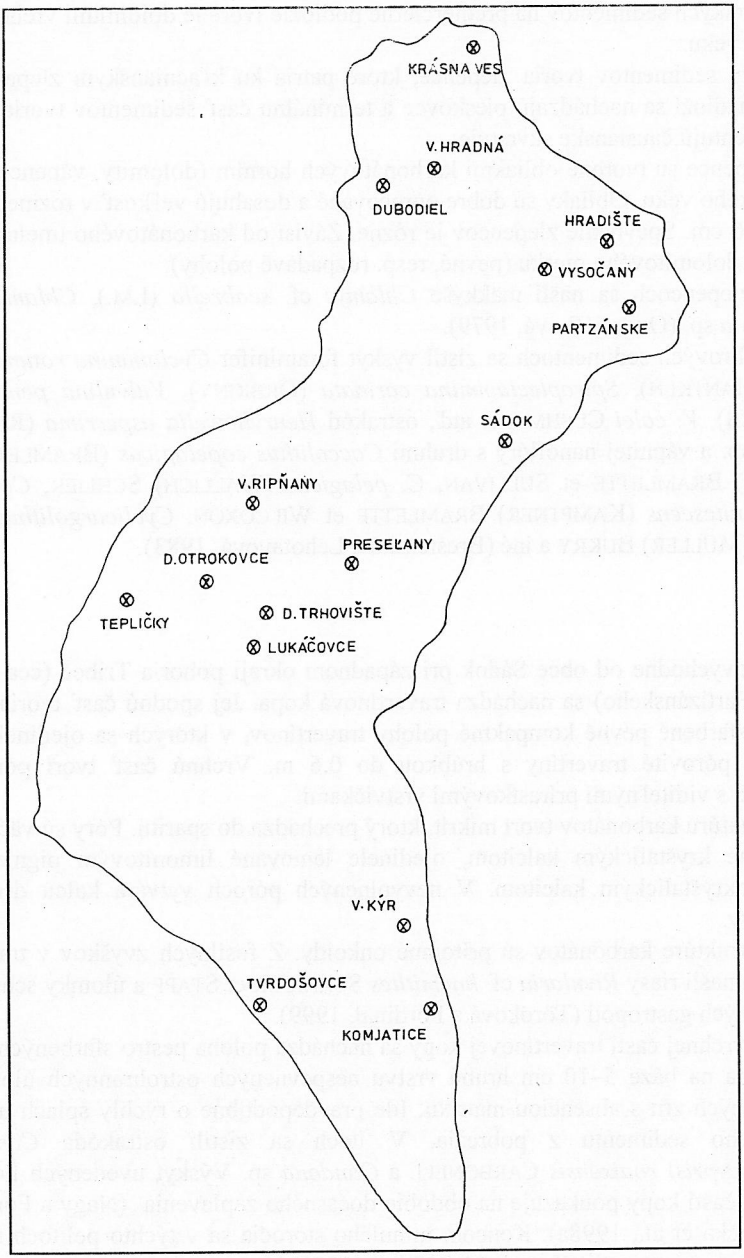
**Vysočany – lom**

Príležitostne využívaný kameňolom sa nachádza na jz. okraji obce pri ceste Vysočany – Nedašovce. V lome vystupujú masívne, niekoľko metrov hrubé, slabo spevnené pieskovce okrajovej litofácie (terchovské súvrstvie). Sú žltosivej farby, stredno- až hrubozrnné, miestami rozpadavé na piesok. Charakteristické sú v nich 1–10 cm hrubé lavice odolnejších modrosivých vápnitých pieskovcov so zvýšeným podielom organických zvyškov, predovšetkým veľkých foraminifer.

*Neogén*

**Krásna Ves – lom**

V obci Krásna Ves, nachádzajúcej sa v severnej časti Bánovskej kotliny v blízkosti južného okraja Strážovských vrchov (cca 13 km ssz. od mesta Bánovce nad Bebravou), sa nachádza lom, v ktorom je možné pozorovať transgresiu




Obr. 30 Schematická mapka výskytov významných geologických lokalít

egenburských sedimentov na predterciérne podložie tvorené dolomitmi vrchnotriasového veku.

Bázu sedimentov tvoria zlepence, ktoré patria ku kľačnianskym zlepencom. V ich nadloží sa nachádzajú pieskovce a terminálnu časť sedimentov tvoria šlíry. Reprezentujú čausianske súvrstvie.

Zlepence sú tvorené obliakmi karbonátových hornín (dolomity, vápence) mezozoického veku. Obliaky sú dobre opracované a dosahujú veľkosť v rozmedzí od 0,5 do 6 cm. Spevnenie zlepencov je rôzne. Závisí od karbonátového tmelu, resp. obsahu dolomitového piesku (pevné, resp. rozpadavé polohy).

V zlepencoch sa našli mäkkýše *Chlamys* cf. *scabrella* (LM.), *Chlamys* sp. a *Anomia* sp. (Ondrejíčková, 1979).

V šlírových sedimentoch sa zistil výskyt foraminifer *Cyclammina rotundidorsata* (HANTKEN), *Spiroplectammina carinata* (ORBIGNY), *Vulvulina pennatula* (BATSCH), *V. colei* CUSHMANN atď, ostrakód *Henryhowella asperrima* (REUSS), *Costa* sp. a vápnitej nanoflóry s druhmi *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *C. pelagicus* (WALLICH) SCHLIER, *Coronacyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) BUKRY a iné (Brestenská a Lehotayová, 1983).

**Sádok**

Juhovýchodne od obce Sádok pri západnom okraji pohoria Tribeč (cca 6 km jz. od Partizánskeho) sa nachádza travertínová kopa. Jej spodnú časť tvoria žltohnedo sfarbené pevné kompaktné polohy travertínov, v ktorých sa ojedinele vyskytujú pórovité travertíny s hrúbkou do 0,6 m. Vrchnú časť tvorí pórovitý travertín s viditeľnými prírastkovými vrstvičkami.

Štruktúru karbonátov tvorí mikrit, ktorý prechádza do sparitu. Póry sú väčšinou vyplnené kryštalickým kalcitom, ojedinele lemované limonitovým pigmentom a hrubokryštalickým kalcitom. V nevyplnených póroch vytvára kalcit drúzové štruktúry.

V štruktúre karbonátov sú prítomné onkoidy. Z fosílnych zvyškov v travertínoch sa našli riasy *Rivularia* cf. *haemitites* SCHAFFER et STAPF a úlomky schránok juvenilných gastropód (Töröková a Fordinál, 1999).

Vo vrchnej časti travertínovej kopy sa nachádza poloha pestro sfarbených ílov, ktorá má na báze 5–10 cm hrubú vrstvu nespevnených ostrohranných úlomkov kremenných zŕn s absenciou matrixu. Ide pravdepodobne o rýchly splach už vytriedeného sedimentu z pobrežia. V íloch sa zistili ostrakóda *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL a *Candona* sp. Výskyt uvedených ílov vo vrchnej časti kopy poukazuje na obdobie dočasného zaplavenia (Nagy a Fordinál in Ivanička et al., 1998a). Koncom minulého storočia sa v týchto pelitoch našiel zub *Hipparion gracile* (KAUP); (Schafarzik, 1900).

**Dolné Otrokovce**

Na lokalite Dolné Otrokovce sú veľmi dobre odkryté sedimenty volkovského súvrstvia v nadloží s lukáčovskými vrstvami. Dolné Otrokovce sa nachádzajú cca 8,5 km sv. od mesta Hlohovec. Odkryv je situovaný približne 500 metrov sz. od obce Dolné Otrokovce pri poľnej ceste. Vystupujú tu hrubé polohy hrubozrnných pieskov až drobnozrnných prachov s drobnozrnným štrkom na bázach vrstiev. Piesky a prachy sú horizontálne, šikmo, miestami aj korytovito zvrstvené, majú žltú, okrovožltú až hnedú farbu. Rozhrania jednodnotlivých vrstiev sú zvýraznené nahromadením Fe a Mn oxidov. Sedimenty volkovského súvrstvia vznikali v jazerno-riečnom prostredí.

V nadloží sa nachádza 50 cm hrubá poloha čiastočne spevnených hrdzavočervených až tmavočervených piesčitých štrkov lukáčovských vrstiev.

**Veľké Ripňany – Piesočnica**

Veľký odkryv a zároveň pieskovňa sa nachádza cca 2,5 km sz. od obce Veľké Ripňany. Je prístupná z obce Veľké Ripňany účelovou asfaltovou a betónovou cestou. Je to najväčší a najrozsiahlejší odkryv s mohutnými vrstvami výrazne šikmo a horizontálne zvrstvených hrubozrnných až drobnozrnných pieskov volkovského súvrstvia s polohami ílov a lavicami slabo spevnených pieskovcov. Piesky majú svetlosivú, sivú, žltú až okrovožltú farbu a vo vrchnej časti sa nachádzajú vrstvy s drobnozrnným štrkom s obliakmi kremeňa, úlomkami karbonátov, kaolinizovaných hornín a vápenatými konkréciami. V nadloží volkovského súvrstvia sa nachádzajú sivé až sivohnedé, a najmä červenohnedé fluviolimnické *piesčité štrky lukáčovských vrstiev spodného pleistocénu* (biber) s celkovou hrúbkou 3–4 m.

Pozoruhodným faktom je výskyt neotektonických mikrodeformácií, ktoré porušujú volkovslé súvrstvie a lukáčovské vrstvy. Deformácie majú smer cca Z–V a tvoria drobné poklesovo-výzdvihové kryhy.

**Tepličky**

Obec Tepličky je cca 4,5 km na východ od Hlohovca. Pieskovňa sa nachádza západne od obce v úvaline cca 500 metrov od kostola. Vystupujú tu vrstvy drobnozrnného štrku a hrubozrnného piesku bledohnedej až hnedej farby. Piesky vo vrchných častiach profilu sú výrazne šikmo zvrstvené, čo je spôsobené fluviálnym režimom riečiska. Na báze odkryvu sú prítomné aj spevnené hrubozrnné pieskovce stmelené vápnitým tmelom s úlomkami kremeňa a živca.

**Dolné Trhovište**

Odkryv je situovaný na svahu Dingov v strede poľa cca 1 km východne od obce Dolné Trhovište. V stene odkryvu vystupujú prevažne drobnozrnné piesky

s horizontálnou laminációu, taktiež reprezentujúce volkovské súvrstvie. Horizontálnu lamináciu zvýrazňuje rôzne sfarbenie jednotlivých vrstiev, od bledohnedej až po okrovožltú farbu. Vo vrstvách sú veľmi časté závalky ílov alebo vápnitých konkrécií. Na bočných stranách sú vrstvy pieskov porušené zlomami poklesového typu s malou výškou skoku, charakterizujúce malú tektonickú aktivitu. Vrchnú časť odkryvu tvorí tvrdší vápnitý iluviálny horizont.

**Veľká Hradná**

V zárezoch štátnej cesty pri Veľkej Hradnej sú skalné bralá, v ktorých je odkrytý profil ruskovských vrstiev vtáčnickej formácie. Sú to vrstvy vulkanosedimentárneho pôvodu, ktoré opisujeme ako redeponované pyroklastiká, epiklastické vulkanické pieskovce, ílovce, brekcie a zlepence. Uvedené horniny vystupujú na povrch aj inde, a to najmä v priestore medzi obcami Veľká Hradná a Horné Ozorovce.

Tieto vrstvy sú sukcesiou vulkanoklastických hornín vulkanosedimentárneho pôvodu, ktoré sa vytvorili počas vývoja vtáčnického stratovulkánu. Tvorili sa vo fluviálnych tokoch, rýchlych splachoch, laharoch a bahenných prúdoch, úlomkových prúdoch a úlomkovitých lavínach. Vrstvy formácie reprezentujú distálnu časť vtáčnického stratovulkánu, ktoré sa vyvinuli v strednom sarmate.

Polohy sú tvorené andezitmi subangulárneho, subováleho, oválneho alebo dokonale oválneho tvaru. Andezity majú pórovitú, napenenú alebo aj celistvú textúru. Veľkosť fragmentov je 1–20 cm (v priemere 1–10 cm). V jednotlivých litofáciách sú zastúpené v množstve 0–30 %. Z petrografického hľadiska vrstvy budujú prevažne pyroxenické andezity, v menšom množstve sú prítomné amfibolicko-pyroxenické andezity. Ojedine sa vyskytujú aj iné petrografické typy andezitov typické pre stredoslovenské neovulkanity. Vo vrstvách je ojedinele prítomný aj nevulkanický materiál. Matrix vo vrstvách je prevažne peisčito-tufový. V prípade redeponovaných pyroklastík matrix obsahuje drobné úlomky a fragmenty pemzy žltej alebo svetlobielej farby.

Jednotlivé polohy tvoria laterálne rozšírené vrstvy. Niekedy sa vyskytujú šošovkovité polohy. Vrstvy majú najčastejšie chaotické usporiadanie fragmentov. Usmernenie fragmentov vo vrstvách je pomerne nízke. Vrstvy majú buď podpornú stavbu fragmentov, alebo podpornú stavbu matrixu. V prípade jemných polôh sú vrstvy masívne, zriedka laminované. V niektorých vrstvách pozorujeme aj šikmé a krížové zvrstvenie.

***Kvartér***

**Lukáčovce – pieskovňa**

Pieskovňa sa nachádza 500 m severne od západného okraja obce. K lokalite vedie poľná cesta. V pieskovni sa vyskytujú prevažne piesky volkovského súvrst-

via, na ktorých ležia s výraznou diskordanciou lukáčovské vrstvy. Pieskovňa je tipovou lokalitou týchto vrstiev. Stratigraficky patrí do biberu.

Sedimenty tvoria výraznú, do 80 cm hrubú vrstvu červených až hrdzavočervených, horizontálne uložených zahlinených spevnených hrubozrnných pieskov a jemnozrnných štrkov s úlomkami, zatiaľ bez paleontologických nálezov.

V nadložnej sprašovej polohe sa našli paleolitické artefakty.

**Veľký Kýr (Milanovce) – hlinisko**

Hlinisko sa nachádza na západnom okraji obce. Je situované do plochej úvaliny, ktorá je v súčasnosti zastavaná. V strednej časti úvaliny, na jej ľavom brehu, bola odkrytá 4,5 m vysoká stena malého hliniska, v ktorej na ílovitých sedimentoch dáku je vyvinutý komplex silno rubifikovaných fosílnych pôd spodného pleistocénu. Tieto pôdy v súčasnosti vystupujú na povrch v zárezoch cesty. Jednotlivé pôdy sú od seba oddelené horizontmi vápnitých konkrécií. Na lokalite sa zistili teplomilnejšie druhy rastlín (Vaškovský, 1973).

**Komjatice – hlinisko tehelne**

Rozsiahle hlinisko s typickým vývojom eolických sedimentov – spraší a fosílnych pôd – sa nachádza na západnom okraji obce pri miestnej tehelni, ktorá je v súčasnosti mimo prevádzky. Celý areál hliniska sa v literatúre opisuje ako Komjatice I – vrchná časť hliniska – a Komjatice II – spodná časť hliniska (Košťálik, 1974; Vaškovský, 1977).

V hornej časti hliniska okrem spraší a fosílnych pôd stredného a vrchného pleistocénu sa v prehĺbených sondách zistili spodnopleistocénne fluviálne sedimenty a silno rubifikované pôdy.

V bezprostrednej blízkosti tehelne vystupuje členitý komplex spraší a fosílnych pôd vrátane pôd staršieho obdobia stredného pleistocénu. Pozoruhodný je tu nález polohy vulkanického popola. Vzhľadom na zastavenie výroby tehál je hlinisko v súčasnosti značne devastované a na vedecké účely čiastočne znehodnotené.

**Tvrdošovce – pieskovňa**

Pieskovňa sa nachádza pri sv. okraji obce v blízkosti skleníkového hospodárstva pri hydrotermálnom vrte. V blízkosti hrany strednopleistocénnej terasy tu vystupujú jemno- až strednozrnné eolické piesky s polohami previatych humóznejších horizontov s typickou malakofaunou neskorého glaciálu.

V podloží pieskov sa nachádzajú buď spraše strednopleistocénnej terasy, alebo zväčša močiarové spraše nízkej terasy s typickou chladnomilnou, ale hydrofilnou malakofaunou. Piesky tu tvoria typický podlhovastý presyp.

**Preseľany – hlinisko tehelne**

Hlinisko sa nachádza cca 500 m západne od obce a vedie k nemu asfaltová cesta. Vystupujú tu spraše a humózne fosílne pôdy stredného a vrchného pleistocénu. Okrem pôd rissko-würmského interglaciálu je tu zachovaná aj iniciálna pôda najmladšieho interštadiálu würmu. Pod interglaciálnou pôdou v spraši sa našiel neúplný kel *Mamuthus primigenius* (BLUM.)

**Partizánske – hlinisko**

Hlinisko sa nachádza na severnom okraji mesta vo vrcholovej časti čiastkového chrbta a pahorkatiny. Lokalita je chrakteristická typickým vývojom sprašových hlín.

V spodnej časti hliniska na spláchnutých sprašiach a diageneticky zmenených solifluovaných sedimentoch hlavinských vrstiev sú vyvinuté prachovité až ílovité hliny, rozdelené dvomi, maximálne až tromi horizontmi fosílnych hnedozemných pôd. Sprašové hliny obsahujú solifluované polohy. Sú nevápnité až slabo vápnité.

# ZÁVER

Tieto vysvetlivky a mapa sumarizujú poznatky získané v priebehu podrobného geologického výskumu a mapovania územia Nitrianskej pahorkatiny a úzkej priľahlej časti Považského Inovca, Strážovských vrchov, Tribeča a dolín Nitry, Váhu a ich prítokov. Zohľadňujú predchádzajúce výskumy, ako aj výsledky najnovšieho laboratórneho výskumu. Mapa a vysvetlivky poskytujú doteraz najaktuálnejší obraz o geologickej stavbe uzemia, a tým posúvajú naše poznatky o území až do najmladšieho obdobia geologického vývoja – kvartéru.

Vo výskume predterciérneho podložia sa získali a aplikovali nové petrologické údaje o granitoidoch a metamorfovaných horninách, spresnila sa litostratigrafická náplň a plošné rozšírenie paleozoických a mezozoických súvrství, najmä krížňanského príkrovu a hronika. V severovýchodnej časti Nitrianskej pahorkatiny sa spresnil vzťah mezozoika a paleogénu a bola stanovená podrobnejšia litostratigrafická náplň borovského súvrstvia.

Vo výskume neogénu územia je novým poznatkom zistenie výskytu sedimentov čausianskeho súvrstvia pri východnom okraji Považského Inovca, reprezentovaného okrajovými, kľačnianskymi zlepencami egenburského veku.

V nadloží čausianskeho súvrstvia sa nachádzajú sedimenty bánovského súvrstvia otnanského veku, ktoré sa usadzovali v brakickom prostredí. Uvedené súvrstvie postupne prechádza do lakšárskeho súvrstvia karpatského veku. V jeho nadloží sa nachádza svinianske súvrstvie, ktoré bolo v zmysle nových štúdií zaradené do spodného bádenu. Vyplynulo to zo zistenia prítomnosti kamenského súvrstvia (vyššia časť spodného bádenu až stredný báden) v jeho nadloží. Potvrdzujú to aj výsledky palynologického výskumu. Ďalším novým poznatkom je zistenie možnej prítomnosti handlovského súvrstvia v Bánovskej kotline. Z predchádzajúcich nových výsledkov vyplynula nevyhnutnosť redefinície ruskovského súvrstvia. V súčasnosti uvedenú litostratigrafickú jednotku ponímame ako člen, t. z. ruskovské vrstvy strednosarmatského veku patriace do vtáčnickej formácie.

Na okraji Považského Inovca sa nachádzajú brekcie a zlepence, ktoré sa začleňovali do egenburgu. Na základe poznatkov o litológii a rozšírení jednotlivých litostratigrafických jednotiek v širšom okolí sme dospeli k názoru, že uvedené sedimenty najpravdepodobnejšie predstavujú okrajovú litofáciu špačinského súvrstvia.

V rišňovskej priehlbine v nadloží špačinského súvrstvia sa nachádza madunické súvrstvie vrchnobádenského veku.

V priebehu sarmatu môžeme v rišňovskej priehlbine vyčleniť dva vývoje. V severnej časti prebiehala sladkovodná sedimentácia reprezentovaná ripnianskym súvrstvím (sarmat–spodný panón; Fordinál a Elečko, 2000) a v južnej časti rišňovskej priehlbiny a v komjatickej priehlbine v brakickom prostredí sa usadzovalo

vrábeľské súvrstvie. Uvedené zistenie prispelo k spresneniu paleogeografie severnej časti Podunajskej panvy v priebehu sarmatu.

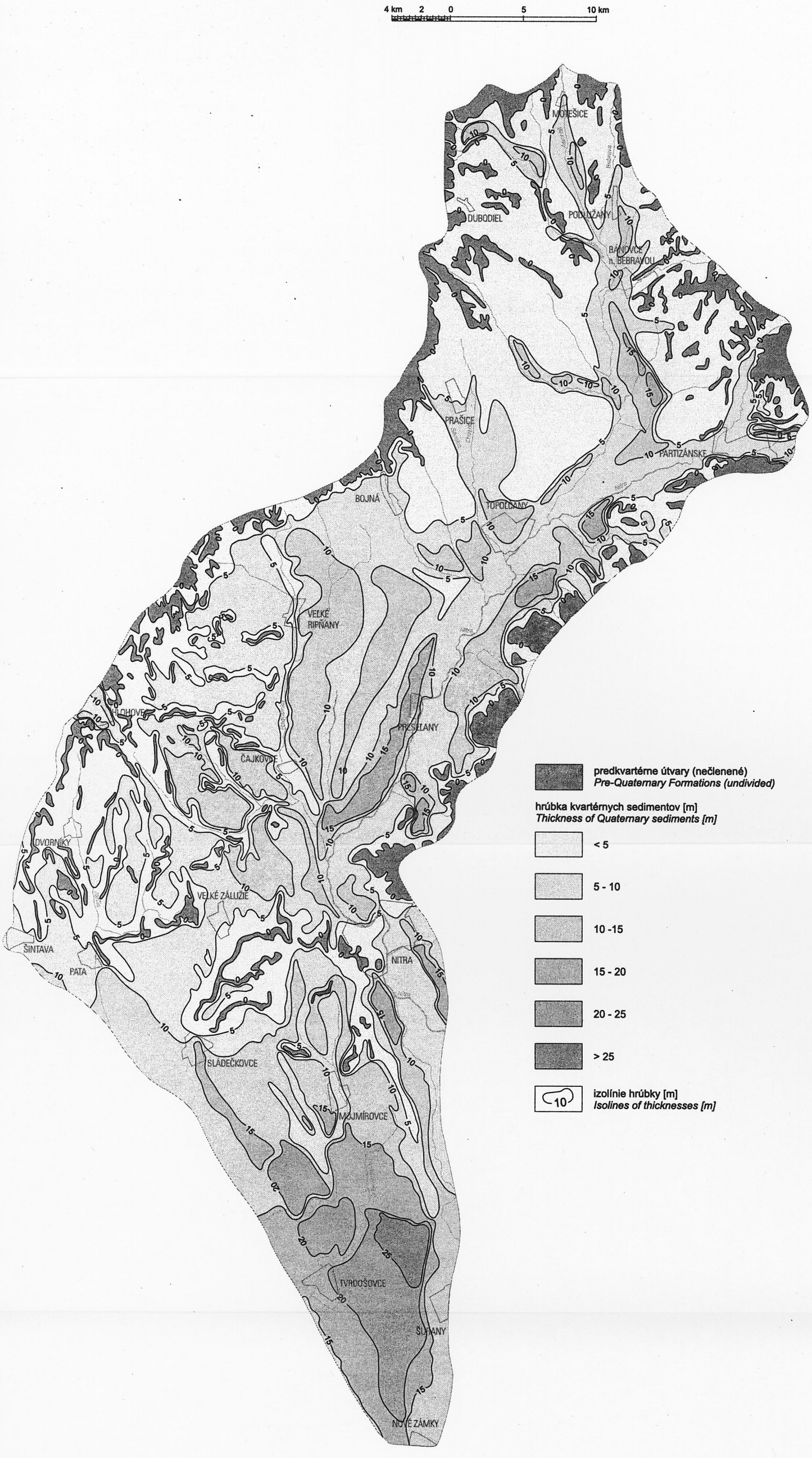
V nadloží sedimentov sarmatského veku sa v južnej časti regiónu (rišňovská a komjatická priehlbina) nachádzajú sedimenty ivanského súvrstvia panónskeho veku. Beladické súvrstvie vrchnopanónskeho až pontského veku s okrajovými karbonátovými sedimentmi hlavinských vrstiev (Fordinál a Nagy, 1997) sa nachádza už na území celého regiónu. Zapríčinil to pokles závadsko-bielickej elevácie začiatkom vrchného panónu a následné rozšírenie rozsahu jazera, ktoré zasiahlo až do južnej časti Bánovskej kotliny.

Úplne nové poznatky sa získali najmä v povrchovej – kvartérnej – stavbe územia regiónu. Na rozdiel od predchádzajúcich predstáv bola okrem sprašových pokryvov v území stanovená a plošne vyjadrená polycyklickosť vo vývoji fluviálnych a proluviálnych sedimentov. Najpozoruhodnejšie bolo zistenie prítomnosti spodnopleistocénnych fluviolimnických sedimentov lukáčovských vrstiev (Maglay et al., 1997), ktoré popri silno rubifikovaných pôdach pokrývajú vrcholové časti pahorkatiny a sú rozšírené najmä v oblasti neotektonickej ripnianskej depresie. Sedimenty sú tvorené červenohnedými až červenými limonitizovanými piesčitými až zahlinenými, silno zvetranými štrkmi. Na základe litofaciálnej analýzy a širších korelačných vzťahov ich porovnávame so strekovskými vrstvami Hronskej pahorkatiny (Harčár a Schmidt, 1965; Schmidt a Haloŭzka, 1970) a zaraďujeme ich do biberu.

Okrem uvedených vrstiev v prepadline stredného toku Nitry sa zistili spodno-, stredno- až mladopleistocénne sedimenty tvoriace jej výplň.

Na základe komplexnej morfoštruktúrnej analýzy sedimentov neogénu a kvartéru, zvlášť deformácie najmladšieho, volkovského súvrstvia a sedimentov spodného pleistocénu, a na základe distribúcie a hrúbky kvartérnych sedimentov bola zostavená štruktúrna neotektonická schéma územia Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých častí pohorí (obr. 27). Na základe výskumov kvartérnych sedimentov, prehodnotenia geoelektrických meraní a vrtnej dokumentácie bola zostavená mapa hrúbky kvartérnych sedimentov regiónu (obr. 31).

# Obr. 31 MAPA HRÚBKY KVARTÉRNYCH SEDIMENTOV
## *MAP OF THICKNESSES OF QUATERNARY SEDIMENTS*
(Zostavil: J. Pristaš, 2000)



# Literatúra


Abbot, R., N., 1982: A petrogenesic grid for medium and high grade metabasites. Amer. Mineralogist (Washington), 67, 865–876.

Adam, Z. a Dlabač, M., 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 36, 189–198.

Adam, Z. a Dlabač, M., 1969: Vysvětlivky k mapám mocností a litofaciálního vývoje Podunajské nížiny. Západ. Karpaty (Bratislava), 11, 156–172.

Ambrož, V., 1947: Spraše pahorkatín. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 16.

Andrusov, D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 11, 54–55.

Andrusov, D., 1941: Zpráva Dr. D. Andrusova o geologických výskumoch v r. 1939 a 1940. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), Sošit 1, 16–25.

Andrusov, D. a Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2) v mierke 1 : 25 000. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), Sošit 10, 1–196.

Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát I. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 7–302.

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 9–375.

Andrusov, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo-príkrovovej sústave. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11, 2, 161–178.

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, l–188.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathinans. Excursion guide book, X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5–44.

Atlas podnebia ČSSR, 1958.

Atlas SSR, 1980: Slovenská Akadémia Vied a Slovenský úrad geodézie a kartografie. STN 73 1001 – Základová pôda pod plošnými základmi.

Baráth, I., 1993: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno- a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. Miscellanea micropaleontologica IV, Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9, 55–86.

Baráth, I. a Kováč, M., 1995: Sedimentologická a paleontologická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 17, 236–242.

Bárta, J., 1960: Paleolitické nálezy v Nitre a na jej okolí. Archeol. rozhledy (Praha), 12.

Bárta, J., 1963: Archeologické kritériá pre stratigrafiu slovenského kvartéru. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 41–51.

Bárta, J., 1965: Slovensko v staršej dobe kamennej. Nitra, Slov. Akad. Vied, 9–230.

Bárta, J., 1966: Einige beachtenswerte paläolitische Fundstellen in der Westslowakei. VII. Congr. Int. des Sc. Préhistorique et Protohistorique Tschechoslovaquie. Excursion en Slovaquie. Nitra, 3–35.

Běhounek, R., 1952: Tíhové isonomály Malé dunajské nížiny a oblastí přilehlých. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 19.

Beinhauerová, M., 1972: Komplexní interpretace geofyzikálních měření v komjatické depresii. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Beňo, J., 1960: Geologické pomery južnej časti Považského Inovca. Diplomová práca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Berggren, W., Kent, V. a Flynn, J. J., 1983: Paleogene geochronology and the chronostratigraphy. In: Snelling, N. J. (ed.): Geochronology and the Geological Record. Geol. Soc.

Bieda, F., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. Sbor. (Bratislava), 8, 1, 28–72.

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Záhorská nížina, Podunajská nížina. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 10, 1–224.

Biely, A., 1960: Základný geologický výskum mezozoika Tribečského pohoria. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Biely, A., 1961: Predbežná správa o geologickom výskume v Tribečskom pohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 22, 139–144.

Biely, A., 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribeča. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 62, 205–218.

Biely, A., 1962: Geológia mezozoika Tribeča. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Biely, A., 1974: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A., 1977: „Gemerikum" v Tribečskom pohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 163–168.

Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XV, 2, 173–188.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1–77.

Bím, M., 1986: Krasové vody SZ časti Tribeča – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bím, M., Bačová, Z., Kovařík, K., Kazmuková, M., Šimková, M., Vychodil, J., Bímová, J., Tomlain, J., Šemaj, F. a Májovský, J., 1986: Krasové vody SZ časti Tribeča. Záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Blaško, D., Juriš, F., Tupý, P., Laffers, F., Malý, J., Klubert, J. a Hruškovičová, M., 1987: Záverečná správa Handlová-východ, VP na hnedé uhlie, stav k 1. 5. 1987. GP Spišská Nová Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Blaško, D., Juriš, F., Tupý, P., Laffers, F., Hruškovičová, M., Malý, S. a Klubert, J., 1989: Handlová-východ, VP – uhlie. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bližkovský, M., 1964: Interpretácia máp vyšších derivácií tiaže v západnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív ÚGF, Brno.

Bližkovský, M., Doležal, J. a Hadamovský, F., 1965: Detailní tíhový průzkum v JV části Podunajské pánve. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.

Blundy, J. D. a Holland, T. B., 1990: Calcic amphibole aquilibria and a new amphibole--plagioklase geothermometer. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 104, 208–224.

Bojko, A. K., Kamenický, L., Semenko, N. P., Cambel, B. a Ščerbak, N. P., 1974: Časť rezuľtatov opredelenija absoľutnogo vozrasta gornych porod kristalliničeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostajanije znanij. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 1, 25–39.

Bondarenková, Z., Michalič, J. a Fendek, M., 1990: Termálny vrt Bánovce nad Bebravou – hydrodynamická skúška. Manuskript – archív IGHP, š. p., Žilina, závod Bratislava.

Boyer, S. E. a Elliot, D., 1982: Thrust systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 66, 9, 1196–1230.

Brestenská, E., 1954: Výskyt paleogénu na východnom svahu Považského Inovca na sz. od Topoľčian. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 1.

Brestenská, E., 1958: Prehľadná mapa východnej časti listu generálnej mapy Bratislava. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1960: Zpráva o výskume terciéru západnej časti listu Nitra M-34-XXXI. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1961: Present Knowledge and Problems of the Pliocene of the West Carpathians. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60, 149–157.

Brestenská, E., 1964: Základný geologický výskum pliocénu a vrchného miocénu sv. časti Podunajskej nížiny. Spr. geol. Výsk. v r. 1963 – Slovensko (Bratislava), 2, 140–142.

Brestenská, E., 1965: Mikropaleontologické spracovanie vrtu DB-10, 11 z Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1969a: Záverečná správa o mikropaleontologickom spracovaní sedimentov vrtu DB-12 v Bánovskej kotline. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1969b: Záverečná správa o vrte DB-12 Svinná. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E. a Priechodská, Z., 1969: Terciér pri okrajoch Tribeča. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1975a: Záverečná správa o vrte DB-15 Horňany v Bánovskej kotline. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1975b: Správa o mikrobiostratigrafickom hodnotení sedimentov vrtu DB-15 Horňany v Bánovskej kotline. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., Remšík, A. a Lehotayová, R., 1976: Vysvetlivky neogénu geologickej mapy 1 : 25 000, list Svinná. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1977: Mikrobiostratigrafia miocénu Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., Havrila, M., Kullmanová, A., Lehotský, I., Remšík, A., Vaškovský, I., Gross, P. a Maheľ, M., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny (1 : 50 000). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Brestenská, E., 1983: Litostratigraphy of Lower Miocene of Bánovská kotlina (depression). 18th European colloquy on micropaleontology. Excursion-guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 101–105.

Brestenská, E. a Lehotayová, R., 1983: Loc. 14 – Krásna Ves. 18th European colloquy on micropaleontology. Excursion-guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 106–108.

Brestenská, E., Lehotayová, R. a Planderová, E., 1983: Loc. 15 – Dežerice. 18th European colloquy on micropaleontology. Excursion-guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 108–111.

Brewer, R., 1964: Fabric and mineral Analysis of Soils. New York, John Wiley.

Broska, I. a Uher, P., 1988: Accessory minerals of granitoid rocks of Bojná and Hlohovec blocks, The Považský Inovec Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 4, 505–520.

Broska, I., Bibiková, E. V., Gračová, T. V., Makarov, V. A. a Caňo, F., 1990: Varísky magnetizmus v tribečsko-zoborskom kryštaliniku. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

Buday, T., 1955: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Buday, T., 1959: Přehled vývoje neogénu Západních Karpat. Čas. Mineral. Geol. (Praha), IV, 4, 456–465.

Buday, T., 1961: Tektogenéze neogénních pánví Západních Karpat a jejich stavební styl. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60.

Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zaťko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXXV M-33-XXXVI, Wien – Bratislava. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–248.

Buday, T., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., nakl. Čs. Akad. Věd, 5–651.

Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stránik, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., 651 s.

Buday, T. a Špička, V., 1967: Paleogeografie a tektogeneze sev. výběžků Podunajské pánve a její perspektivnost pro naftu a plyn. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 43, 59–79.

Buday, T. a Špička, V., 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 7, 153–187.

Buday, T., 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Praha, Academia.

Bujalka, P., 1967: Hydrogeologický prieskum strednej a južnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gessell. Geol. – u. Bergb. (Insbruck).

Bystrický, J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to wxcursion D. X. Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–137.

Bystrický, J., 1977: Litostratigrafický slovník triasu Západných Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bystrický, J., 1982: In: Stratigrafický slovník 1–2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Cambel, B., Kamenický, J. a Krist, E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribča a západnej časti Vepora. XII. zjazd Čs. spoloč. pre

min. a geol. Zjazd. sprievodca, sekcia A – kryštalinikum. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–42.

Cílek, V., 1957: Zpráva o mělkém struktúrním průzkumu v okolí Bernolákova a Ivánky v Malé dunajské nížině. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Császár, G. (ed.), Pistotnik, J., Császár, G., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichý, M., Nagy, E., Szurkas, G., Sikhegy, F., Budai, T., Margi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Surface geological map 1 : 100 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Magy. áll. földt. Intéz. (Budapest).

Čapo, J., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Topoľčany. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čepek, L., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélního profilu čs. Dunaje. Sbor. St. geol. Úst. (Praha), 12.

Čechovič, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 5–58.

Čechovič, V., 1959: Príspevok ku geológii handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 171.

Čermák, D., 1969: Stredne hlboký štruktúrny prieskum komjatickej depresie. Výročná správa za r. 1969. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čermák, D., 1970: Stredne hlboký štruktúrny prieskum komjatickej depresie. Výročná správa za r. 1970. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čermák, D., 1971: Stredne hlboký štruktúrny prieskum komjatickej depresie. Výročná spva za r. 1970. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čermák, D., 1972: Záverečná geologická správa o pionierskom vrte Ivánka 1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čermák, D., 1972: Geologické zhodnotenie pionierskeho vrtu Ivánka 1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čermák, D., 1973: Záverečná vrtne-geologická správa o pionierskom vrte Ivánka 2. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čermák, D. a Bondarenková, Z., 1984: Záverečná vrtno-geologická správa o ťažobnom vrte Bánovce nad Bebravou-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Čorná, O. a Ilavská, Ž., 1962: Nález permských spóromorf v Malých Karpatoch. Geol. sbor. (Bratislava), 13.

Čorná, O. a Kamenický, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpathen auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 117–132.

Daneš, J. V., 1920: Úvod do geomorfológie Slovenska a Podkarpatské Rusi. Věda přír. (Praha), 1.

Debon, F. a Le Fort, F., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocksand associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. (Edinburgh), 73, 135–149.

Dlabač, M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Malé dunajské nížiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 59.

Dlabač, M., 1961: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v Malé Dunajské nížině. Geologické zhodnocení. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Dojčáková, V., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Partizánske. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Dovina, V., 1993: Zhodnotenie výsledkov hydrogeologického prieskumu v Orešanoch na styku mezozoika východných svahov južnej časti Považského Inovca s neogénom Nitrianskej pahorkatiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Drevenák, J., 1973: Veľký Klíž – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Dzulynski, S. a Schmith, A. Y., 1964: Flisz jako facija. Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków), 34, 1–2.

Elečko, M. (ed.), Pistotnik, J., Dudko, A., Elečko, M., Vass, D., Hók, J., Šefara, J. a Nagy, A., 1988: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Tectonic map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Mag. áll. földt. Intéz. (Budapest).

Fatúl, R., 1973: Artézske vody Podunajskej nížiny – štúdia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fejdiová, O., 1980: Lúžnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 95–102.

Fejdiová, O., Hurai V., Chovan, M., Nelišerová, E. a Ženiš, P., 1990: Topografická mineralógia Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.

Fejdiová, O., 1997: Litologické vyhodnotenie neogénnych sedimentov (dák) na liste Veľké Ripňany (35-342). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fendek, M., Bodiš, D., Havrila, M. a Zbořil, L., 1984: Geologické zhodnotenie topoľčianskeho zálivu a Bánovskej kotliny pre výskum geotermálnych zdrojov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fendek, M., Bodiš, D., Havrila, M. a Kohút, M., 1985: Geotermálna energia severovýchodnej časti topoľčianskeho zálivu – prognózne zásoby. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fendek, M., Bodiš, D., Franko, J., Havrila, M., Janč, J., Kohút, M., Král, M., Priechodská, Z. a Vozárová, A., 1989: Výskumný geotermálny vrt FGTZ-1 Topoľčany. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 24, 7–57.

Ferenczi, S., 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 235–259.

Ferenczi, S., 1917: Die geologischen Verhältnisse des Inovec – Gebirges östlich von Pöstyén. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest).

Ferenczi, S., 1917: Adatok az Inovec Hegyseg E-i rezeenek geológia jahoz. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest).

Ferenczi, S., 1918: Geologische Beobachtungen am mittleren Teile des Inovec. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 155–192.

Ferenczi, S., 1919: Die geologischen Verhältnisse der südlichen Hälfte des Inovec. Földt. Közl. (Geol. Mitt., Bd XLVIII, 1918, pag. 436.), Budapest, 1.

Ferenczi, S., 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des Nördlichen Teiles des Inovec – Gebirges. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), Bd XLVIII.

Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 103, 35–51.

Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 67–75.
Fordinál, K., 1996: Terrestrial gastropods of the Upper Pannonian in the northerm part of the Danube basin. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 5–16.
Fordinál, K. a Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Tribeč). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102, 51–54.
Fordinál, K., Nagy, A. a Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeľadiniec (západný okraj pohoria Tribeč). Miner. slov. (Bratislava), 28, 4, 307–311.
Fordinál, K. a Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty v podunajskej panve. Miner. slov. (Bratislava), 6, 29, 401–406.
Fordinál, K., 1997: Biostratigrafické zaradenie sladkovodných vápencov z Malých Krštenian na základe fauny gastropód (list Partizánske 35-421). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Fordinál, K., 1998: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northem part of the Danube basin. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 4, 293–300.
Fordinál, K., 1999: Paleoekologické pomery severného okraja podunajskej panvy v prieberu vrchného panónu. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 43, 3, 345–442.
Fordinál, K., Nagy, A. a Vass, D., (in press): Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu Dunajskej panvy. Miner. slov. (Bratislava).
Fordinál, K. a Elečko, M., 2000: Ripnianske súvrstvie – sladkovodné sedimentu sarmatu a spodného panónu rišňovskej priehlbiny. Miner. slov. (Bratislava), 32,1, 55–60.
Franko, O., 1969: Základný hydrogeologický výskum termálnych vôd v M. a V. Bieliciach a v Chalmovej. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Franko, O. a Mucha, I., 1974: Problematika výpočtu zásob termálnej vody centrálnej depresie Podunajskej nížiny. Miner. slov. (Bratislava), 6, 3.
Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Franko, O., Pospíšil, P. a Gazda, S., 1976: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Nitra. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Franko, O., 1977: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGG-1 v Galante. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V. a Vika, K., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Slávik, J., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 15.
Fusán, O., Slávik, J., Plančár, J. a Ibrmajer, J., 1972: Geologická mapa podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát – mapa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Fusán, O. et al., 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Fusán, O., Biely, A. a Plančár, J., 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, I., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5–123.

Gabčo, R., 1969: Správa o sedimentárno-petrografickej charakteristike sedimentov vo vrte DB-12 (Svinná). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gašparik, J., 1953: Geológia Bánovskej kotliny. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 1–2, 353–371.
Gašparik, J., 1967: Geologické pomery severných výbežkov Podunajskej nížiny. Kandidátska dizert. práca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gašparik, J., Hano, V. a Slávik, J., 1967: Tortónske uhoľné ložiská. Tortónske výskyty a výskyty neurčitého postavenia. In: Slávik, J. et al., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, 402–405.
Gazda, S. a Franko, O., 1976: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape, list Nitra 1 : 200 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., 1961: Geologické zhodnotenie pioniersej vrtby Šurany-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., 1964: Záverečná geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Veľké Zálužie-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., 1966: Záverečná vrtne geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Obdokovce-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., 1968a: Geologické zhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu Šurianky-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., 1968b: Záverečná vrtne geologická správa o štruktúrnom vrte Ripňany-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., 1971: Hlboký štruktúrny prieskum komjatickej depresie. Záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B., Beinhauerová, M. a Čermák, D., 1973: Vyhľadávací prieskum v komjatickej depresii. Záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B. a Beinhauerová, M., 1974: Záverečná správa. Vyhľadávací prieskum v JV časti Podunajskej panvy. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gaža, B. a Beinhauerová, M., 1976: Príspevok ku geológii zlatomoraveckého zálivu. Miner. slov. (Bratislava), 8, 221–240.
Gaža, B. a Beinhauerová, M., 1977: Tektonika neogénu JV časti Podunajskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 259–274.
Gaža, B., Pěničková, M., Dvořáková, V., Tánová, M., Tomeček, O. a Nehybka, V., 1985: Závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu na živice v podunajské pánvi v letech 1973–1983. Manuskript – archív Geofyzika, Brno.
Goldsmith, J. R., 1982: Review of the behavior of plagioklase under metamorfic conditions. Amer. Mineralogist (Washington), 67, 643–652.
Gross, P., 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Paleogeografický vývoj Západných Karpát (materiály z konferencie). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 121–145.
Gross, P., Franko, O. a Samuel, O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí Bojnických kúpeľov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 19–34.
Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priechodská, Z., Szalaiová, V., Stránska, M., Vaškovský, I. a Zbořil, L., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–242.
Gross, P., 1980: Paleogén Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–118.

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. a Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 239 s.

Halouzka, R., (ed.), Schäffer, G., Kaiser, P., Molnár, P., Scharek, P., Halouzka, R. a Pristaš, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Neotectonic map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Mag. áll. földt. Intéz. (Budapest).

Hanáček, J., 1990: Prognózne zdroje vápencov a dolomitov Slovenska. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hanzel, V. a Kullman, E., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Harčár, J. a Schmidt, Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 34.

Harčár, J., 1967: Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy. Čiastková záver. správa za r. 1960–67. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Harčár, J., 1971: Spraše v okolí Svodína na Hronskej pahorkatine. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 16, 3.

Harčár, J., Priechodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 114 s.

Határ, J., Ivanička, J., Vozárová, A. a Hraško, Ľ., 1998: Kryštalinikum – hercýnske štruktúry. Čiastková správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hauer, F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 67–68.

Hauer, F. R., 1865: Geologische Verhältnisse der Umgegend von Neutra. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), Jahrgand 1865, XV. Band.

Havrila, M. a Vaškovský, I., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape mezozoika južnej časti Považského Inovca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Havrila, M., Šabíková-Hlôšková, Z., Borza, V., Buček, S. a Pevný, J., 1995: Biostratigrafické vyhodnotenie triasových profilov hronika. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hejtman, B., 1981: Petrografie. Praha, Alfa, 1–261.

Hey, M. H., 1954: A new review of the chlorites. Mineral. Mag. (London), 30, 227–292.

Hók, J., 1989: Paleoprúdová analýza a genéza lúžňanského súvrstvia jv. časti Tribeča. Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 25, 137–141.

Hók, J., Kováč, M., Kováč, P., Nagy, A. a Šujan, M., 1999: Geology and tectonics of the NE part of the Komjatice Depression. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 5, 3, 187–199.

Holec, P., 1985: Finds of Mastodon (Proboscidea, Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary Sediments of Slovakia (ČSSR). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 10, 13–53.

Homola, V., 1960: Opěrná vrtba Diakovce-1 v Malé dunajské nížině. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Horák, O., 1980: Hydrogeologický prieskum – záverečná správa. Vyhodnotenie čerpacieho pokusu na vodnom zdroji S-1 v Nitrianskych Hrnčiarovciach. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Horusitzky, H., 1902: Agrogeologische Verhältnisse der Umgebung von Nagy-Surany. Jber. ung. geol. Anst. für 1900 (Budapest).

Horusitzky, H., 1903: Agrogeologische Verhältnisse der Umbebung vom Komját und Tótmegyer. Jber. Kön. ung. geol. Anst. für 1901 (Budapest).

Horusitzky, H., 1905: Die Umgebung von Terrócz und Urmény in Komitet Nyitra. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest).

Horusitzky, H., 1907: A Kiss-Karpátok déli részének agrogeológiai viszonyai. Földt. Közl. (Budapest).

Horusitzky, H., 1908: Geologische und Bodenkundliche Beschreibung des westlichen Teiles des ungarischen kleinen Alföld. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. für 1906 (Budapest).

Horusitzky, H., 1909: Die geologische Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. für 1907 (Budapest).

Horusitzky, H., 1912: Die agrogeologischen Verältnisse der Ungebung von Szered Czeste und Felsodios. Jahresberichte (Budapest).

Hovorka, D., 1960: Poznámky o kremitých porfýroch severnej časti Považského Inovca. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 18.

Hovorka, D. a Méres, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. Miner. slov. (Bratislava), 22, 6, 533–538.

Hovorka, D., Janák, M., Méres, Š. a Putiš, M., 1994: Litológia, štruktúrny vývoj a P-T podmienky metamorfózy kryštalinika Považského Inovca. In: Geodynamický vývoj Západných Karpát – II. etapa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hraško, J., 1964: Pôdna mapa Slovenska. Geogr. Čas. (Bratislava), 2.

Hraško, J., 1964: Mycelárne karbonátové černozeme Podunajskej nížiny. Geogr. Čas. (Bratislava), 16, 1.

Hraško, J., 1966: Černozeme Podunajskej nížiny. Problémy ich genézy a klasifikácie. Náuka o Zemi, Sér. pedol. (Bratislava), 2, 1.

Hraško, Ľ., 1991: Genéza granitoidných hornín – súčasný stav poznatkov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hreško, J. a Mederly, P., 1988: Odraz mladej tektoniky v reliéfe južného výbežku Nitrianskej pahorkatiny. Geogr. Čas. (Bratislava), 40, 252–259.

Hrnčár, A., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Hlohovec. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hrnčár, A., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Trnava. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hromádka, J., 1956: Orografické třídění Československé republiky. Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), LXI.

Hronec, J. a Odstrčil, J., 1974: Tíhový průzkum na Záp. Slovensku a širším okolí Nového Mesta nad Váhom. Geofyzika Brno. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hroncová, Z., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Bánovce nad Bebravou. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hrušecký, I., Pagáč, I., Pereszlényi, M. a Bartková, J., 1991: Štúdia – perspektívy vyhľadávacieho prieskumu na ropu a zemný plyn v Podunajskej panve. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–83.

Hubač, P., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Nové Zámky. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. Miner. slov. (Bratislava), 25, 3, 202–210.

Hynie, O., 1927: Geologická stavba širšího okolí lázní Piešťan a jejich thermální zřídla. Structure géologique des environs des bains de Piešťany et leurs sorrce thérmalés. Sbor. St. Geol. úst. Čs. Republ. (Praha), VII.

Ibrmajer, J. a Mottlová, M., 1960: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. Sbor. geol. Věd, užitá geofyz. (Praha), 1.

Ivan, Ľ., 1946: Predbežná správa o geologickom mapovaní v SV časti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ivan, Ľ., 1948: Predbežná správa o geologickom prieskume v Podunajskej nížine na území špec. máp Šurany, Nitra, Nová Baňa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ivan, Ľ., 1954: Predbežná správa o geologickom mapovaní v severnej oblasti Podunajskej nížiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Nagy, A., Kernáts, G., Brlay, A., Vranovská, A. a Jánová, V., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Partizánske-3 (35-423). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998a: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. GS SR, Bratislava, Vyd. D. Štúra, 247 s.

Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 1998b: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Jan, M. Q. a Howie, R. A., 1982: Hornblendic amphiboles from basic and intermediaterocks of Swat-Kohistan, NW Pakistan. Amer. Mineralogist (Washington), 67, 1155–1178.

Janáček, J., 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocénní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 50, 113–131.

Janáček, J., 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 65–85.

Jandová, B., 1970: Stratigrafické zhodnocení ve vrtě v oblasti Mojmírovce. Manuskript – archív MND, Hodonín.

Janšák, Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemep. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 2, 1–2, 3–4.

Jelínek, F., 1955: Projekt hlubinného strukturního průzkumu (CF 600) na r. 1956. Oblast Malé dunajské nížiny – elevace u osady Matka Božia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jezný, M., 1992: Záverečná správa z úlohy Horná Ves – vrt HHV-1, hydrogeologický prieskum – pitná voda. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jiříček, R., 1969: Hranica medzi terciérom a kvartérom v karpatskej oblasti. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jiříček, R., 1969: Biostratigrafické zhodnocení štěrkové formace v jižní části Podunají. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 14, 2.

Jiříček, R., 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a Východoslovenské pánvi. Miner. slov. (Bratislava), 4, 14, 39–81.

Jiříček, R., 1974: Biostratigrafia pliocénu komjatickej depresie. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jiříček, R., 1978: Die Donautiefebene in der SW Slowakei. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F.: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. M4 Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien). Bratislava, Veda, 76–79.

Jiříček, R. a Švagrovský, J., 1975: Biozones of brachy- to oligohaline mollusc of late Tertiary of the Eastern Alps and West Carpathians. Praque, Geol. Survey, 45–56.

Kabina, P., 1965: Žilina – Komárno – štrkopiesky. Záv. správa s výpočtom zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom ku dňu 30. 12. 1967. Sp. Nová Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kadnár, R., 1990: Kolačno – hydrogeologický prieskum – získanie vodného zdroja. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kamenický, J., 1956: Zpráva o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 8, 110–118.

Kamenický, J. a Hovorka, D., 1972: Štruktúry predterciérnych eruptívnych a metamorfovaných hornín Západných Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 24, 1–407.

Karolusová, E., 1970: Litofaciálne a petrografické štúdium bazálnych pyroklastík v areáli stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 12, 55–84.

Keith, J. F., Vass, D., Kanes, W. H., Pereszlényi, M., Kováč, M. a Kráľ, J., 1989: Sedimentary basins of Slovakia, Part II., Final report on the Hydrocarbon pontenial of Danube Lowland Basin, vol. 1. Manuscript Univ. South Carolina, ESRI, Technical Report 89-0019, 1–143.

Keith, J. F., Vass, D. a Kováč, M., 1994: The Danube Lowland basin. ESRI Publication, new series, No 11A Slovakian Geology, Memorial to T. Koráb, 63–86.

Kernáts, G., Nagy, A., Gross, P., Modlitba, I., Remšík, A., Vozárová, A., Polák, M. a Káčer, Š., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-234 (Bánovce nad Bebravou). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Klašková, E., Odstrčil, J. a Paulík, J., 1968: Správa o detailnom tiažovom prieskume v priestore komjatickej depresie. Brno, Ústř. Úst. geol.

Klinec, A., 1961: Predĺženie hlbinného vrtu Šurany-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Koděra, M., Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, O., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. a Ženiš, P., 1990: Topografická mineralógia Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.

Kohút, M. a Lučeničová, Ľ., 1990: Geológia ľubochnianskeho granitoidného masívu Veľkej Fatry. (Časť I. Petrografia a geochémia). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kochanová, M., 1967: K problému hranice rét–hetang v Západných Karpatoch. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 7.

Kollár, O., 1961a: Hydrogeologický prieskum JRD – 1961. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kollár, O., 1961b: Hydrogeologický vrtný prieskum S-3 prieskumnou súpravou CNF. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kollárik, E., 1962: Hydrogeologický posudok na vŕt. studňu pre 9–14 tr. školu v Motešiciach. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9, 1–203.

Kopál, I., 1989: Geológia, petrografia a petrotektonika kryštalinika rázdielskej časti Tribeča. Dipl. práca. Manuskript – archív PriF UK, Bratislava.

Korikovskij, S. P. a Putiš, M., 1986: Metamorfičeskaja zonaľnosť i diaftorez v kristalinikume Považskogo Inovca. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 2, 115–136.

Košťálik, J., 1958: Sprašový profil v tehelni pri Hlohovci. Geogr. Čas. (Bratislava), 12, 2.

Košťálik, J., 1965: Príspevok ku štúdiu erózie pôd v katastrálnom území Bojničky a Dvorníky. Geogr. Čas. (Bratislava), 17, 4.

Košťálik, J., 1966: Príspevok k štúdiu spraší Nitrianskej pahorkatiny. Acta fytotechn. Agric. (Nitra), 14.

Košťálik, J., 1967: Paleopedologické a stratigrafické pomery na sprašovom profile Nitra-Čermáň. Geogr. Čas. (Bratislava), 19, 4.

Košťálik, J., 1974: Charakteristika a stratigrafia fosílnych pôd a spraší Nitrianskej pahorkatiny. Bratislava, Slov. Akad. Vied.

Košťálik, J. a Linkešová-Kuševa, M., 1967: Mineralogicko-petrografická charakteristika spraší južnej časti Nitrianskej pahorkatiny. Bratislava, Ved. práce laboratória pôdoznalectva, 2.

Košťálik, J. a Bedrna, Z., 1971: K vývoju niektorých pôd sprašových pahorkatín Podunajskej nížiny od pliocénu po súčasnosť na základe mikromorfologických poznatkov. Bratislava, Ved. práce laboratória pôdoznalectva, 5.

Košťálik, J., Mucha, V. a Sisak, P., 1967: Príspevok k štúdiu erózie na černozemných pôdach východnej časti Nitrianskej pahorkatiny. Poľnohospodárstvo (Bratislava), 13, 9.

Koutek, J. a Zoubek, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, list Bratislava. Praha, Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. 150 s.

Kováč, M., Barát, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I.: 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 1, 37–62.

Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I., 1993a: Štruktúrny a paleogeografický vývoj západného okraja centrálnych Západných Karpát. In: Rakús, M., Vozár, J. (ed.): Geodynamický

model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konf., Symp., Semin., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45–56.
Kováč, M., Nagy, A. a Baráth, I., 1993b: Ruskovské súvrstvie – sedimenty gravitačných tokov (sz. časť Bánovskej kotliny). Miner. slov. (Bratislava), 25, 2, 117–124.
Kováč, M. a Baráth, I., 1996: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. Miner. slov. (Bratislava), 28, 1, 1–11.
Kováč, M., Baráth, I. a Nagymarosy, A., 1997: The Miocene collapse of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction – an overview. Acta geol. hung. (Budapest), 40, 3, 241–264.
Kováč, M., Holcová, K. a Nagymarosy, A., 1999: Paleogeography, paleobatymetry and relative sea-level changes in the Danube Basin and adjacent areas. Geol. Carpath. (Bratislava), 50, 4, 325–338.
Kováčik, M., Jánová, V., Ondrášik, M., Liščák, P., Modlitba, I., Iglárová, Ľ., Kováčiková, M., Gabauer, G. a Klukanová, A., 1993: Súbor IG máp – región Horná Nitra. Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kráľ, J., Štarková, Dž., Bezák, V. a Kováčik, M., 1995: $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie vybraných minerálov z kryštalinika tatrika a veporika. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kraus, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 13, 1–287.
Krist, E., 1956: Správa o geologickom výskume a mapovaní SV časti Tribča. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Krist, E., 1959: Geologicko-petrografické pomery severovýchodnej časti kryštalinika pohoria Tribeča. Manuskript – archív PriF UK Bratislava.
Krist, E., 1960: Granitoidné horniny Tribeča. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 183–230.
Krist, E., 1960a: Príspevok k tektonickým derivátom kremitých dioritov v pohorí Tribeč. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 231–243.
Krist, E., 1960b: Záverečná správa o geologicko-petrografickom a petrochemickom výskume pohoria Tribeč. Manuskript – archív PriF UK Bratislava.
Krist, E., 1971: Geologicko-petrographical relations of the NE part of the Tribeč Mts. crystalline complex. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 21, 11–43.
Krupica, O., 1973: Pravek severného povodia rieky Nitry. Bratislava, Obzor, 9–94.
Krystek, I., 1959: Předběžná zpráva o výsledcích sedimentárně-petrografického výzkumu vrtby DB-3 Ruskovce. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullman, E. a Gazda, S., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Nitra. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullman, E., Gazda, S., Porubský, A., Jetel, J., Škvarka, L. a Franko, O., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Trnava. Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullmanová, A., 1957: Sedimentárno-petrografický výskum mezozoických vápencov západnej časti Malých Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullmanová, A., 1975: Litologické vyhodnotenie vrtu DB-15 Horňany v Bánovskej kotline. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
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, M-34-XXXI Nitra.

Kvitkovič, J., Lukniš, M. a Mazúr, E., 1956: Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. Geogr. Čas. (Bratislava), 8, 2–3.
Lauková, E., 1974: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HVK-2 na lokalite Veľký Klíž. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Lauková, E., 1976: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HP2, HP3 na lokalite Závada r. 1976. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Leake, E. B., 1978: Nomenclature of amphiboles. Min. Mag. (London), 42, 533–563.
Lehotayová, R., 1976: Vápnitá nanoflóra spodného miocénu niektorých lokalít z listu Svinná. In: Brestenská, E., Remšík, A. a Lehotayová, R., 1976: Vysvetlivky neogénu geologickej mapy 1 : 25 000, list Svinná. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Lehotayová, R., 1977: Vápnitá nanoflóra miocénu Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 308 s.
Liou, J. G., Kim, H. S. a Maruyama, S., 1983: Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. J. Petrology (Oxford), 24, 321–342.
Lóczy, L., 1915: Földtani megfigyelések az északnyugati Kárpátokban 1915 nyárán. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. 1915 (Budapest).
Lóczy, L., 1916: Die geologischen Verhäaltnisse der Gegend zwischen Vágujhely, Ószombat und Jabláne in den Nordwestkarpathen. Jahresberichte (Budapest).
Ložek, V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. Rozpr. Ústř. Úst. geol. (Praha), 17, 530 s.
Ložek, V., 1963: Interglaciály na Slovensku a jejích význam pro stratigrafii kvartéru. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 64, 77–92.
Ložek, V., 1963a: Das Profil durch die Nitra – Aue bei Opatovce und einige Bemerkungen zur Problematik der Flussablagerungen. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 1, 33–49.
Ložek, V., 1964: Eine Lösserie mit roten fossilen Bodenbildungen bei Milanovce im Nitra--Tal. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 2.
Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Praha, Academia, 7–315.
Ložek, V. a Tyráček, J., 1960: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), 65, 1, 6–14.
Lueger, J. P., 1981: Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. Systematik, II. Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.- naturwiss. Kl. (Wien), 120, 1–124.
Lukniš, M., 1946: Poznámky ku geomorfológii Beckovskej brány a priľahlých území. Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava), 15.
Lukniš, M., 1950: Morfologická štúdia Tribča. Geogr. slov. (Bratislava), 1.
Lukniš, M., 1951: Sosuvové územie na ľavom brehu Váhu mezi Hlohovcom a Šintavou. Zemep. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 3, 53–86.
Lukniš, M., 1961: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Bratislava, Osveta.
Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. Geogr. Čas. (Bratislava), 16, 3, 289–296.

Lukniš, M. a Vaškovský, I., 1967: Quaternary of the West Carpathians. Praha, International Geological Congress XXIII.

Lunga, S., 1964: Správa o štruktúrnom prieskume elevácie Veľké Zálužie. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Lunga, S., 1965: Geologická zpráva o struktúrním průzkumu v topoľčianskem zálivu za rok 1964. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Lunga, S., 1966: Geologická zpráva o struktúrním průzkumu v topoľčianskem zálivu za rok 1965. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A. a Kernátsová, J., 1997a: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-343 Dvorníky, 35-344 Alekšince, 35-433 Lužianky-Nitra (časť). Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maglay, J., Fordinál, K., Havrila, M., Fejdiová, O. a Kernátsová, J., 1997b: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-342 Veké Ripňany, 35-324 Piešťany (časť). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 18.

Maheľ, M., 1950: Obalová séria Inovca. La couverture sedimentaire du masif de Í Inovec. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 1, 1, 47–58.

Maheľ, M., 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), II, 151–166.

Maheľ, M., 1953: K stratigrafii treťohôr Bánovskej tabule. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 3, 3–4, 53–69.

Maheľ, M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 3, 2–26.

Maheľ, M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 8, 2, 180–193.

Maheľ, M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61–81.

Maheľ, M., 1960 (recte Maheľ, M., 1961): Geologická stavba Malých Karpát. In: Zjazdový sprievodca XII. Zjazd Čs. spoločnosti pre miner. a geol. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45–67, 80–82.

Maheľ, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21, 5–28.

Maheľ, M., 1962: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 187–204.

Maheľ, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, List Bratislava – Wien. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV Žilina. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 272 s.

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II – Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 1–496.

Maheľ, M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 47, 7–29.

Maheľ, M. a Gross, P., 1975: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000, listy Kšinná, Nitrianske Rudno (sčasti i Nitrianske Sučany) – južná časť Strážovskej hornatiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maheľ, M., 1979: Fatranský, nie šiprunský, nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatríd. Miner. slov. (Bratislava), 11, 3, 263–277.

Maheľ, M. a Havrila, M., 1980: Mezozoikum východnej časti Považského Inovca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maheľ, M., 1981: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., Kahan, Š, Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–89.

Maheľ., M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–221.

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Časť 1: Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, 1–503.

Malatinský, K. a Rebro, A., 1976: Oblasť Trenčína – stolové minerálne vody. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum, I. podetapa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Man, O., 1962: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu v MDN v r. 1961. Manuskript – archív ČND, Hodonín.

Mandl, G. a Shippam, G. K., 1981: Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: Thrust and mappe tectonics. Geol. Soc. (London), 79–98.

Marková, M., 1975: Mineralogicko-petrografické vyhodnotenie miocénneho súvrstvia vrtu DB-15 z Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Marková, M., 1977: Mineralogicko-petrografický výskum sedimentov vo vrte DB-17 a ich korelácia s vrtom DB-15 v Bánovskej kotline. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Marschalko, R., 1968: Facies Distributions, Paleocurents and Paleotectonics of the Paleogene Flysh of Central West-Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, 1, 70–94.

Maruyama, S., Suzuki, K. a Liou, J. G., 1983: Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. J. Petrology (Oxford), 24, 583–604.

Masár, J., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – listy mapy M-34-109-C 1 : 50 000 Svinná (okr. Trenčín), stav k 15. 9. 1971 – GP Sp. N. Ves – Žilina. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Masár, J., 1980: Považský Inovec – štúdia stavebný a dekoračný kameň, stav k 31. 10. 1980. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Mašo, J. a Jelen, M., 1959: Letecká magnetizácia a rádiometrická mapa ČSR 1 : 200 000. Manuskript – archív ÚGF, Brno.

Matějka, A., 1949: Přehled geologických poměrů Malé dunajské nížiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Matula, M., Böhm, V., Holzer, R., Hyánková, A., Hyánková, K., Letko, V., Mucha, I., Ondrášik, R. a Pikna V., 1968: Inžinierskogeologické a hydrogeologické pomery v povodí Nitry. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univerzita Komenského, 1–154.
Matura, A. (ed.), Wessely, G., Kröll, A., Császár, G. a Vozár, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Map of the Pre-Tertiary basement (including Paleogene in Austroalpine-Carpathian belt). DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Magy. áll. Földt. Intéz. (Budapest).
Mazúr, E. a Činčura, J., 1964: Príspevok k niektorým kvartérnym formám a útvarom so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. Geogr. Čas. (Bratislava), 1.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2, 101–122.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. 1. vydanie. Bratislava, Slovenská kartografia.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
Mazúr, E. a Jakál, J., 1982: Atlas SSR. Bratislava, Veda.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR – mapa. Bratislava, Slov. kartografia.
Michálek, J., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Nitra. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Micheľ, M., 1956: Správa o výskume vápencov a dolomitov v oblasti M. Karpát, Inovca a Strážovskej hornatiny za r. 1956. Zásoby vápencov a dolomitov v oblasti M. Karpát, Inovca a Strážovskej hornatiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Mikuláš, E., 1968: Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HM-1 a HM-2 na lokalite Motešice. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Mikuláš, E., 1969: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu pre JRD Orešany. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, SPN, 359 s.
Mitter, P., 1985: Krasové územia pohoria Tribeč. Slov. Kras (Martin), XXIII, 45–67.
Mock, R. a Sýkora, M., 1979: Podhradské vápence, nová litostratigrafická jednotka v krížňanskom príkrove Západných Karpát. Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.
Mogessie, A., Tessadri, R. a Veltman, C. B., 1990: Emp-Amph- a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analyssis according the international mineralogical association scheme. Comput. and Geosci. (Oxford), 16, 309–330.
Nahálka, J., Grofová, M. a Adásek, 1980: Záverečná správa a výpočet zásob – Kližské Hradište II. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. a Fodor, L., 1989: Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of Vienna Basin. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 132. H. 2.
Nemethyová, A., 1988: Orešany – zhodnotenie prieskumných prác. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Odstrčil, J., Hromec, J., Kraus, S. a Lahodný, P., 1975: Tíhový průzkum na Záp. Slovensku – oblast Trenčín. Geofyzika Brno. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ondrejíčková, A., 1958: Nová paleontologická lokalita Skačany. Diplomová práca. Manuskript – archív Karl. Univ., Praha.

Ondrejíčková, A., 1975: Mäkkýše z miocénnych sedimentov Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ondrejíčková, A., 1979: Eggenburgian Mollusc of Bánovská kotlina depression. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 4, 81–104.

Pagáč, I., 1964: Zhodnotenie perspektív a návrh prieskumných prác na naftu a zemný plyn v predterciérnom podloží Podunajskej panvy. Manuskript – archív Geofond, Praha.

Pagáč, I., 1965: Príspevok ku geológii podložia terciéru Podunajskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 37.

Pagáč, I., Hrušecký, I., Pereszlényi, M., Bartková, J., Trgiňa, P., Šatalová, M., Vitáloš, R., Kováčik, M., Balucha, M., Matisová, E., Rajec, M., Vaškor, I., Országh, M. a Slávik, M., 1991: Perspektívy vyhľadávacieho prieskumu na ropu a zemný plyn v Podunajskej panve. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Gesell. Geol. (Wien), 44, 39–41.

Papp, A., Rögl, F. a Seneš, J., 1973: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Bd. III. Ottnangien, Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 841 s.

Papp, A., 1985: Die Gliederung des Pannonien. In: Papp, A., Jambor, A. a Steininger, F. F.: Chronostratigraphie und neostratotypen, Miozän $M_6$ Pannonien. Budapest, Akadémiai Kiadó, 28–29.

Pavlíčková, L., 1963: Zpráva o komplexním zpracování geoelektrických měření v PN. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Pechočiaková, A., 1974: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HS-1 na lokalite Skýcov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Pelišek, J., 1952: Spraše dolního Považí. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied. (Bratislava), 3, 3–4, 87–99.

Pelišek, J., 1972: Spraše a sprašové hliny Československa. Geol. Průzk. (Praha), 14, 9.

Petrbok, J., 1930: Mastodon angustidens Cuv. v andezitových tufech u Bánovců na Slovensku. Věda přír. (Praha), 11, 3–6.

Petrík, I. a Broska, I., 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tribeč Mts., Western Carpathians: geochemistry and petrology. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 6, 667–696.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, E. R., 1972: Sand and sandstones. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, 1–618.

Plančár, J., 1958: Záverečná zpráva o gravimetrickom meraní v oblasti Považského Inovca, Vtáčnika a Tribečského pohoria. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Planderová, E., 1965: Palynologické vyhodnotenie vrtov DB-10 a DB-11. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Planderová, E., 1969: Záverečná správa z palinologického výskumu vrtu DB-12. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Planderová, E., 1969: Predbežné výsledky peľovej analýzy z červenozeme v okolí Milanoviec a Čermáňa. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48.

Planderová, E., 1971: The Problem of floristic boundary between Pliocen–Pleistocene in Western Carpathians Mts. on the basis of palynological examination. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 22, 2.

Planderová, E., 1977: Správa o vyhodnotení vrtov IGHP (ochrana vôd Žitného ostrova) – časť palinológia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Planderová, E., 1984: Sporomorphs and Plankton of the Karpathian from the lokality Dežerice. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 9, 111–130.

Planderová, E., 1991: Ekostratigrafický výskum terciéru Kremnických vrchov a priľahlých oblastí. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Plašienka, D. a Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. Miner. slov. (Bratislava), 25, 11–22.

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. a Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. Miner. slov. (Bratislava), 26, 311–334.

Plyusnina, L. P., 1982: Geothermometry and geobarometry of plagioclase – hornblende bearing assemblages. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 80, 140–146.

Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: The Lučivná formation. (New designation of a formal litostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of enwelope groups in the West Carpathians). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73.

Polák, R. a Bím, M., 1970: Povodie Nitry. Hydrogeologická štúdia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Polák, S., 1968: Príspevok k dejinám ťažby zlata na Slovensku. Zlatníky, Považský Inovec. Banská Štiavnica, Zborník SBÚ, IV.

Polák, S., 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosílnych sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. Miner. slov. (Bratislava), 1, 1.

Polák, S., 1971: Zlatá mineralizácia pri skýcovskom zlome na SZ svahoch Tribeča v Kližskom Hradišti. Miner. slov. (Bratislava), 3, 9.

Polák, S., 1979: Záverečná správa z overenia hlásených výskytov Au v širšom okolí Skýcova. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Porubský, A., 1964: Podzemné vody neogénnych a kvartérnych usadenín Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 32.

Porubský, A., 1974: Artézske vody pahorkatín juhozápadného Slovenska. Geogr. Čas. (Bratislava), 26, 1.

Priechodská, Z., 1964: Správa o geologickom mapovaní na liste Zlaté Moravce a sedimentárno-petrografický výskum na listoch Zlaté Moravce, Vráble a Levice. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1967: Sedimentárno-petrografický výskum vrchného miocénu a pliocénu v SV časti Podunajskej nížiny (list Vráble). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1969: Terciér pri južnom a juhovýchodnom okraji Tribeča. Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1970: Ročná správa z geologického mapovania JV pruhu východného okraja Podunajskej nížiny (listy Veľké Janíkovce, Milanovce, Dolný Fial, Kolta). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1971: Správa o geologickom mapovaní JV pruhu východného okraja Podunajskej nížiny (listy Veľké Janíkovce, Milanovce, Veľká Maňa, Dolný Fial, 1 : 25 000). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1971: Sedimentárno-petrografická analýza miocénu a pliocénu SV a východnej časti Podunajskej nížiny. Vrt Vráble-1, lokalita Klasov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1972: Správa o geologickom mapovaní JV pruhu východného okraja Podunajskej nížiny (listy Dolný Fial, Milanovce) a sedimentárno-petrografický výskum sedimentov vo vrte KD-2 (list Zlaté Moravce). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1973: Správa o geologickom mapovaní a sedimentárno-petrografickom výskume JV pruhu východného okraja Podunajskej nížiny (listy Milanovce, Dolný Fial, Veľká Maňa, Kolta, 1 : 25 000). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., 1975: Geologické mapovanie JV pruhu východného okraja Podunajskej nížiny (listy M-34-133-A-b Veľké Janíkovce a M-34-133-A-d Milanovce). Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Priechodská, Z., Harčár, J., (ed.), Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–114.

Pristaš, J., Elečko, M., Polák, M., Mello, J., Gross, P., Határ, J., Vozárová, A., Havrila, M., Fordinál, K., Fejdiová, O. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-421 Partizánske, 34-411 Prašice (časť), 35-412 Chynorany, 35-413 Bojná a 35-431 Preseľany. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Pristaš, J., 1998: Správa o realizácii strojných mapovacích vrtov (región Podunajská nížina – Nitrianska pahorkatina). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Pristaš, J., Elečko, M., Fordinál. K., Šimon, L., Potfaj, M., Ivanička, J. a Vozár, J., 1999: Vysvetlivky ku geologickým mapám Bánovskej kotliny 1 : 25 000, listy 35-231 (Trenčianska Turná, časť), 35-232 (Motešice, časť), 35-233 (Dubodiel, časť) a 35-243 (Uhrovec, časť). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Putiš, M., 1980: Succesion of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 619–625.

Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 187 s.

Putiš, M., 1982a: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý und Kráľova hoľa. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 191–196.

Putiš, M., 1982b: Metamorfózy v kryštaliniku a obalovom paleozoiku Považského Inovca. In: Metamorfné procesy v kryštaliniku, paleozoiku, mezozoiku a neogénnych vulkanitoch s ohľadom na ich paleogeografický význam a metalogenetické procesy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 39–43.

Putiš, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystaline complex and envelope paleozoic of the Považský Inovec Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 4, 457–482.

Putiš, M., 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 84, 65–83.

Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonic of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. Miner. slov. (Bratislava), 23, 459–473.
Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 43, 369–380.
Ramsay, J. G. a Huber, M., 1983: The techniques of modern structural geology. Vol. 1. London, Academic Press, 1–295.
Rekošová, G., 1987: Geologicko-struktúrní poměry v okolí Brezova v severovýchodní části pohorí Tribeč. Dipl. práca. Manuskript – archív Univ. Karlova, Praha.
Rögl, V. F., Zapfe, H., Bernor, R. L., Brzobohatý, R., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Hermann, 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.
Seneš, J. a Brestenská, E., 1963: Základný geologický výskum Bánovskej kotliny so zvláštnym zreteľom na jej uhľonosnosť. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Schafarzik, F., 1900: Nyitramegyének ipari szempontból fontosabb közeteirol. Magy. Kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1898, 227–243.
Scharek, P. (ed.), Hermann, P., Scharek, P., Kaiser, M., Pristaš, J. a Tkáčová, H., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Map of genetic types and thickness of Quaternary sediments 1 : 200 000. DANREG (Danuberegion Environmental Geology Programme). Mag. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest).
Schmidt, Z., 1963: Tetralphodon grandincisivus Schlesinger 1917 z pliocénu (pontu) v Kuzmiciach pri Topoľčanoch. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 27, 169–174.
Schmidt, Z., 1965: Paleomalakozoologický obsah sprašového komplexu v Komjaticiach a vzoriek z orientačného paleontologického výskumu v lokalitách Nitra-Čermáň, Čenkovský les a Marcelová. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Schmidt, Z., 1966: Nové nálezy fosílnych vertebrát v strekovskej štrkovni a evidencia najnovších výskytov fosílnej fauny stavovcov v oblasti Západných Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Schmidt, Z. a Halouzka, R., 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 51.
Schmidt, Z., 1974: Fosílne mäkkýše sprašového komplexu v Komjaticiach na Podunajskej nížine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61.
Schwarz, J., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Galanta. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Silický, K., 1929: Nález zuba v Topoľčanoch. Čas. Muz. slov. Spoloč. (Martin), 21, 4, s. 136.
Silický, K., 1930: Zpráva o náleze zbytkov kostry mastodonta v Topoľčanoch. Sbor. Muz. slov. Spoloč. (Martin), 24, 1–2, 98–100.
Silický, K., 1931: Zpráva o zbytcích kostry mastodonta v pliocenních vrstvách topolčanských. Věda přír. (Praha), 12, 1, 1–4. Sbor. Muz. slov. Spoloč. (Martin), 24, 1–2, 98–100.
Slavkay, M., 1992: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín, Slovenský kras (M 1 : 50 000). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Slávik, J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava) 53, 145–158.

Slovák, Ľ., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných surovín ČSSR (list mapy 1 : 50 000 M-34-133-A Nitra). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Slovík, R., 1959: Litologický opis vrtov Hlohovec-2 a Nitra-2. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Smiešková, K., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Trenčín. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Smolíková, L., 1960: Fosilní skvrnité půdy v ČSSR (předběžná zpráva). Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 35, 5, 371–373.
Smolíková, L., 1972: Hlavní mikromorfologické znaky půd. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 17, 1.
Spear, F. S., 1981: Amphibole-plagioclase equilibria: An empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quarz. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 77, 355–364.
Stache, G., 1864: Bericht über geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges in Ungarn in dem Gebiete zwischen Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 14, 2, 68–72.
Stache, G., 1864: Geologische Aufnahme des Inovec Gebirges. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 14, 42–47.
Stache, G., 1964: Sedimentärschichten im Inovec-Gebirge. Verh. Geol. Reichsants. (Wien).
Stache, G., 1865: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutra--Flusses und der königlichen Bergstadt Kremnitz im Sommer 1864. Jb. K.-Kön. Geol. Reichsanst. (Wien), 15, 297–319.
Stankoviansky, M., 1994: Morfoštruktúrne jednotky Trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí Jaslovských Bohuníc a ich vývoj. Geogr. Čas. Bratislava,, 46, 4, SAV, 383–398.
Steininger, F. a Seneš, J., 1971: Chronostratigraphie und Neostratopypen Bd. II. Eggenburgien. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 827 s.
Steininger, F. F., Seneš, J., Kleemenn, K. a Rögl, F., 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. Wien, 536 s.
Stimmel, I., Máťuš, J., Novotný, L., Mihál', F., Gluch, A., Gregorovič, J., Daniel, J., Cicmanová, S., Šimko, A. a Mlynarčík, L., 1984: Záverečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca (1965–1983). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Streckeisen, A. a Maitre, R. W., 1979: A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neu. Jb. Mineral., Abh. (Stuttgart), 136, 2, 169–206.
Šajgalík, J., 1964: Petrografia považských spraší. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 9.
Šajgalík, J., 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu mezi Trenčínom a Piešťanmi. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 12, 133–154.
Šajgalík, J. a Letko, V., 1972: Geotechnické vlastnosti spraší dokumentované na profile Nitra-Čermáň. Geol. Práce, Spr. (Bratislava) 58.
Šajgalík, J., 1979: Dependence of microstructure of loesses on their genesis. Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 22, 1–4.
Šajgalík, J., 1980: Príčiny porúch stavieb postavených na spraši ach. Geol. Průzk. (Praha), 8.
Šajgalík, J. a Modlitba, I., 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Bratislava, Veda.

Šarinová, K., 2000: Sedimentárno-petrografická analýza kvartérnych sedimentov Ripňanskej priehlbiny. Dipl. práca. Manuskript – archív PriF UK, Bratislava, 23–54.

Šarlayová, M., 1981: Vyhodnotenie prieskumných hydrogeologických vrtov HVZ-1 a HVZ-2 na lokalite Závada – Záhrada. Manuskript. – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Šibrava, V., 1974: K problematice hranice pliocén a její pozici na území Československa. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 10.

Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1–281.

Špička, V. a Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpatu v československé části vídeňské pánve. Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha), 5, 127–156.

Šterbák, M., 1969: Vrtný hydrogeologický prieskum a čerpací pokus. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Štúr, D., 1859: Die geologische Übersichtskarte des Wassergebietes der Waag im nordwestlichen Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), X, 27–31.

Štúr, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts – Aufnahme des Wasser-gebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reinchsanst. (Wien), XI.

Šuba, J., Bajo, I., Bujalka, P., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A. a Šubová, A., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. Účelová publikácia. Bratislava, Hydrofond, SHMÚ.

Šutor, A., 1966: Příspěvek k řešení stavby předneogénního reliéfu v prostoru PN. Manuskript – archív ÚGF, Brno.

Tanistrák, J., 1970: Záverečná geologická správa o hlbokom štruktúrnom prieskumnom vrte Mojmírovce-1. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Tkáč, J., Šefara, J., Tkáčová, H., Šantavý, J., Kubeš, P. a Husák, Ľ., 1997: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Nitrianska pahorkatina. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Tkáčová, H., 1971: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Nitra. Manuskript – archív ÚGF, Brno, závod Bratislava.

Tkáčová, H., 1973: Doplnok k záverečnej správe Nitra-Zobor. Manuskript – archív Geofyzika. Brno, závod Bratislava.

Tkáčová, H., 1977: Reinterpretácia geofyzikálnych meraní Nitra-Zobor. Manuskript – archív Geofyzika, Brno, závod Bratislava.

Tkáčová, H., Májovský, J. a Hladík, P., 1979: Geofyzikálny prieskum Podunajská nížina – artézske vody, Topoľčiansky záliv. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Tkáčová, H., Kováčik, M., Caudt, Ľ., Elečko, M., Halouzka, R., Hušták, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, Ľ., Piovarči, M., Pristaš, J., Rapant, S., Remšík, A., Šefara, J. a Vozár, J., 1996: Podunajsko – DANREG. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Töröková, I., 1998: Jazerné sedimenty vrchného miocénu a pliocénu Nitrianskej pahorkatiny. Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.

Töröková, I., 1999: Pliocene deposits of Rišňovce Depression – Volkovce Formation. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 5, 4, 281–295.
Töröková, I. a Fordinál, K., 1999: Fresh-water limestones of the Hlavina Bed in the Rišňov furrow and Bánovce Depression. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 5, 3, 213–226.
Tyráček, J., 1963: Přehled fluviálních sedimentů v Západních Karpatech. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64.
Uhling, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig, 651–911.
Uhling, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. Bayer Akad. Wiss., math.--naturwiss. Kl. (München), 116, 1, 871–982.
Valach, J., Bartek, V., Brodňanová, E., Gašpariková, V., Gašparik, J., Planderová, E., Slavkay, M. a Zbořil, L., 1975: Vyhľadávací prieskum na uhlie – Vtáčnik-juh. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Valušiak, I., 1974: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu VUH-1 na lokalite Veľké Uherce. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaňová, M., 1955: Burdigalská fauna z okolia Dolných Motešíc (Gaus-Krügerov listoklad M-34-109-C-b). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaňová, M., 1964: Zpráva o hodnotení numulitov z lokalít Uhrovec, Závada, Omastiná. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vass, D., 1997: Stratigrafická, litofaciálna a tektonická analýza podunajskej panvy ako podklad pre geologickú interpretáciu seizmických rezov v časovom obore. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vass, D., 1989: Lithostratigraphy of West Carpathians Neogene. Meeting of KBGA Comission on Stratigraphy, Paleogeography and Paleontology. Liptovský Ján 1989, Unpublished.
Vass, D., 1998: Neogene geodynamic development of the Carpathian arc and associated basin. In: Rakús, M. (ed.), 1998: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Dionýz Štúr Publishers, 155–188.
Vass, D., 1999: Litostratigrafia neogénu Západných Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vass, D., Bílek, K., Gaža, B., Cverčko, J., Hupka, M. a Elečko, M., 1974: Klasifikácia zlomov neogénnych pánví Slovenska. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vass, D., Vaškovský, I., Vaškovská, E. a Pristaš, J., 1980: Niektoré črty geologického vývoja Podunajskej panvy. Materiály z XXIII. celoštátnej geologickej konferencie Slov. geol. spoločnosti. Bratislava, 139–152.
Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D., Elečko, M. a Garcia, G., 1989: The Danube Lowland Basin. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vass, D. a Elečko, M., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–196.
Vass, D., Hók, J. Kováč, P. a Elečko, M., 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. Miner. slov. (Bratislava), 25, 79–92.

Vass, D. a Pereszlényi, M., 1998: Assymetric lithospheric stretching in Danube Basin. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 61–74.
Vaškovská, E., 1964: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovská, E., 1970: Litologická charakteristika kvartérnych sedimentov profilu SE-1 v Senci. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovská, E., 1970: Niektoré mikromorfologické črty fosílnej pôdy posledného interglaciálu v profile Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 53.
Vaškovská, E., 1977: Litologicko-geochemický výskum kvartérnych sedimentov Žitného ostrova. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovská, E., 1979: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika hlinitých kvartérnych sedimentov a pôd Ipeľskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovský, I., 1965: Kvartérno-geologický výskum na liste Bánovce n/ Bebravou, okolia Nitry – Komjatíc, údolia Váhu, Ružomberok – Kraľovany, list Gbelce. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovský, I., 1966: Kvartérno-geologický výskum údolia rieky Nitry, úsek Partizánske – Šurany. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovský, I., 1969: Deux profiles caracteristiques de la Slovaquie. Bull. Assoc. franç. Ét. Quat. (Paris).
Vaškovský, I., 1970: K priebehu podložia pod sprašovými pokryvmi a piesčito-štrkovou akumuláciou na Trnavskej pahorkatine. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53.
Vaškovský, I., 1971: Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55.
Vaškovský, I., 1972: On the lithology, genesis and age of loesses in the Danube valley in the section Komárno – Štúrovo. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 58.
Vaškovský, I., 1973: Quaternary of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion G, X. Congress CBGA, Bratislava.
Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 148–157.
Vaškovský, I., 1977: Up to present results and problem of the Study of Holocene stratigraphy and paleogeography in Slovakia. Proc. of working session of commission on Holocene – INQUA, Bratislava.
Vaškovský, I., 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 45-211 a 45-213. Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovský, I., 1981: Geologicko-tektonická štúdia z územia Trnavskej pahorkatiny a v jej okolí (pre potreby JE v Jaslovských Bohuniciach). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovský, I. a Karolusová, E., 1969: Prvý nález vulkanického popola v sprašiach komjatickej tehelne. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 50.
Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1974: Übersicht der Stratigraphie des Quartärs der Slowakei. KBGA, Proc. Xth Congr. KBGA 1973, III. sect., Bratislava.
Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1978: Regionálny kvartérno-geologický výskum na liste Šaľa 1 : 50 000 (nový listoklad). Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vaškovský, I., Vaškovská, E. a Hanzel, V., 1980: Regionálny kvartérno-geologický výskum na liste Galanta 1 : 50 000. Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Veľký, P.,1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Šaľa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vojtaško, I., Pisoň, P., Cunika, M. a Zvara, 1991: Inžinierskogeologická mapa 1 : 10 000 – Partizánske. Spr. o orientačnom inžinierskogeologickom prieskume. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vozár, J., 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 227–229.

Vozár, J., 1976: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tribeč. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 2.

Vozár, J., 1979: Príspevok k poznaniu tektonickej stavby podložia terciéru stredného Slovenska. Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava.

Vozárová, A. a Vozár J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–314.

Winter, B., 1865: Geologische Beschaffenheit des Tribecs-gebirges im Nordwestlich Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst., Verhandlungen (Wien), 15, 1, 9–10.

Záruba, Q. a Andrusov, D., 1936: Zpráva o geologickém výzkumu území projektované hlavní dráhy Zlaté Moravce – Zbehy. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zbořil, L., Kurkin, M., Mikuška, J., Pospíšil, L., Puchnerová, M. a Stránska, M., 1982: Geofyzikálny výskum Bánovskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zbořil, L., Kurkin, M., Mikuška, J., Pospíšil, L., Puchnerová, H. a Stránska, M., 1984: Čiastková záverečná správa – geofyzikálny výskum – Bánovská kotlina. Geofyzika Bratislava. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zlinská, A., 1998a: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzorky z Hlohovca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zlinská, A., 1998b: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek na úl. 300/08 (Nitrianska pahorkatina). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zlinská, A., 1998c: Revízne štúdium hlbokých naftových vrtov v Nitrianskej pahorkatine. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zlinská, A., 1999: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek z Bánovskej kotliny DB-5 (Dubodiel) a lokalita Neporadza]. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zuberec, J., 1985: Tribeč – kremence, štúdia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Žecová, K., 1999: Vyhodnotenie vápnitého nanoplanktónu zo severnej časti regiónu Nitrianska pahorkatina (vrty DB-5, DB-19, lokalita Neporadza). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Žembery, M., Pisoň, P., Menzelová, O., Bím, M., Roháčiková, A. a Kopkášová, Ľ., 1992: Topoľčany – inžiniersko-geologické mapy 1 : 10 000. Záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

# EXPLANATORY NOTES TO GEOLOGICAL MAP OF THE DANUBE LOWLAND – NITRIANSKA PAHORKATINA UPLAND 1 : 50 000

The Nitra upland comprises the most extensive, northernmost offshoot of the Danube lowland and it belongs to areally extensive regions. It extends by its southern part into the Danube plain, its middle and northern part is wedging in a form of wide bay among the Považský Inovec Mts., Tribeč Mts. and Strážovské vrchy Mts. It is separated from the Horná Nitra Depression by Uherec brana gate. The upland is bounded to the Považský Inovec Mts. and Tribeč Mts. by striking faults. The northern and northeastern boundary to the Strážov Mts. has and erosion-denudation character and only locally it has fault character with striking wedging into the mountains.

According to the regional geomorphological division (Mazúr and Lukniš, 1978) the area belongs to the Danube upland which includes three morphologically different subunits: Záluzie, Bojná and Bánovce uplands. From the viewpoint of regional geologic division (Vass et al., 1988) the area is a part of the Danube Basin and it is assigned to the Rišnovce furrow and Bánovce Depression, marginally it belongs to the Bojná block of Považský Inovec Mts., Zobor and Rázdiel blocks of Tribeč Mts. and also to the southern margins of the Strážovce hills.

The geologic structure of the area is composed of crystalline complexes, Mesozoic rocks (Krížna, Choč and Strážov nappes) and Paleogene rocks of the Subtatric Group. The Nitra upland is predominantly composed of Neogene deposits prevalingly covered by Quaternary deposits.

## Pre-Tertiary basement

The Považský Inovec Mts. represents a megaanticline horst separated by faults from the Blatná Depression, Rišňovce furrov and Bánovce Depression. Except the nappe structure the characteristic feature of the upland is its striking block structure consisting of the northern – Selce, middle – Bojná and southern – Hlohovec blocks.

From the geologic point of view the Tribeč Mts. represents the westernmost extremity of the inner belt of Western Carpathian core mountains which is exhumated from the Tertiary deposits of the Danube Basin. It forms a NE-SW horst which is by Skýcov fault system divided into northern – Rázdiel and southern – Zobor parts.

The geologic structure of the margins of the Považský Inovec Mts. and Tribeč Mts. is composed of crystalline and Tatricum rocks and their envelope sequence, Krížna and Choč Nappes with relics of Strážov Nappe.

The Mesozoic complexes hugging the Nitra upland belongs to the tectonic units of Tatricum, Veporicum and Hronicum.

The Tatricum complexes crop out along the eastern part of the Považský Inovec Mts. They are represented by lithostratigraphic units of limestones and dolomites from the Lower Triassic to the Lower Cretaceous. Their lithology is identical to the Šiprúň Sequence. Similarly on the western margin of the Tribeč Mts. predominantly Lower Triassic lithostratigraphic units of Tribeč Sequence with predominancy of quartz crop out.

Veporic complexes occur on the southern margin of the Strážov hills, on the NW margin of the Tribeč Mts. and on the E margin of the Považský Inovec Mts. We assign them into large-spatial tectonic unit of the second order – into Krížna Nappe which has the stratigraphic range from the Middle Triassic up to the Poruba Formation of the Albian.

Hronicum complexes prevailingly form northern margin of the upland (Strážov hills including Chalmov island) and NW margin of the Tribeč Mts. They are represented by dolimites of the Choč Nappe with Čierny Váh, Biely Váh and transitional Bebrava developments. The highest part is composed of tectonic outlier belonging to the Strážov Nappe represented by Wetterstein limestones.

**Paleogene**

Paleogene deposits crop out more continuously only in the NE part of the Nitra upland. Minor occurrences were found in the E part of the Považský Inovec in the surroundings of Záhrada and Závada villages. Recently some occurrences were found S of Dubodiel village. The sediments are represented by Borové, marginal and Zuberec Formations.
Borové Formation prevailingly consists of carbonate breccias, conglomerate, sandstone and organodetritic limestones in the upper part. The age is Bartonian to Lower Priabonian.

The marginal formation (Terchová Formation) is characteristic by alternation of breccias and conglomerates with sandstones and, locally, with claystones and occasional beds of organodetritic limestones. The age is Bartonian to Middle Priabonian.

Zuberec Formation is composed of alternating sandstones and claystones, locally with carbonate clasts and thin beds of carbonate conglomerates. Locally it is possible to observe predominancy of claystone above sandstone. The formation is assigned into Priabonian with possible extent into the lowermost Oligocene.

The pre-Neogene basement is transgressively overlain by prevailing Neogene and minor Quaternary deposits.

**Neogene**

The Neogene rocks are represented by Miocene and Pliocene deposits and Middle Miocene volcanoclastics in the region.

The Early Miocene Eggenburgian deposits are represented by Čausa Formation having a marine development. The Kľačno conglomerate occurs at the base of the formation. It is overlain by claystone and siltstone with layers of rhyodacite and rhyolite redeposited tuffs. This is, in turn, overlain by flyschoid Ottnangian sediments represented by Bánovce Formation containing sparse fauna suggesting brackish environment. The sedimentary succession is capped by marine deposits (flyschoid and calcarous clays) of the Karpatian age represented by Lakšárska Nová Ves Formation which contains layers of redeposited tuffs.

After orogenic processes during the Early Badenian the sediments of Early Miocene were uplifted and denudated. Subsequently, the areas south of Jastrabie fault subsided and deposition of Early Badenian Svinná Formation pellites started. The deposition occurred in limnic, fresh-water conditions with irregular marine ingression. The extrusive volcanism of garnet andesites occurred in the lower part of the formation. The Svinná Formation is overlain by Kamenná Formation (Upper part of the Early Badenian and Middle Badenian),

which is characterized by occurrence of epiclastic volcanic claystones, sandstones, breccias and conglomerates as a relic of distal zone of the Štiavnica stratovolcano.

During the Middle and Late Badenian Rišňovce and Komjatice Depressions opened in the areas more south of the Jastrabie fault. The opening is probably the result of subsidizing NE--SW faults. In the Rišňovce Depression prevailingly pelitic deposits of Špačince and Madunice Formation were deposited, which were more coarse-grained in their marginal parts. In the western part of the Komjatice Depression the sediments of Pozba Formation were deposited. They also contain volcanic material like pyroxenic andesite tuffs and lava flows.

In the Late Badenian conditions for deposition of sediments containing coaled plant remnant represented equivalent of Handlová Formation. After a short period of erosion in the Middle Sarmatian conditions for evolution of prograding alluvial fans were prepared. The material was redeposited by grain and debris flows from the area of Vtáčnik Mts. into swamp-lacustrine environment occurring in the area of Bánovce Depression (Ruskovce Member of Vtáčnik Formation).

In the northern part of the Rišňovce Depression fresh-water sediments of Ripňany Formation were deposited during the Sarmatian and Early Pannonian.. In the southern part of the Rišňovce Depression and western part of the Komjatice Depression sediments of Vráble Formation were deposited. In the entire Rišňovce Depression and in the western part of the Komjatice Depression sandy-clayey sediments of Ivanka Formation were deposited in brackish environment.

In the Late Pannonian the Závada-Bielice elevation was not any more barrier and Bánovce Depression became a part of the Danube Basin extremity. At that time in the whole region sediments of the Late Pannonian and Pontian (Beladice Formation) and Pliocene (Dacian, Volkovce Formation) were deposited. In the southern part of the area fine-graned sand and silty gravel and sand of Kolárovo Formation (Romanian) were deposited.

**Quaternary**

Quaternary geologic evolution of the Nitra upland and adjacent mountains linked to the Late Pliocene evolution. Quaternary deposits are dominant in the area. They continuously cover the southern part, less continuously they cover central and northern part of the area. In spite of striking areal extent the thickness of Quaternary deposits slightly exceeds 25 m. The Quaternary cover is interrupted only on the higher blocks, impact banks of streams of strongly exponed slopes. The thickness of the Quaternary cover generally increases southward and decreases from the central part of the upland toward the surrounding mountains.

Prediminant position in the region is represented by eolic deposits – loesses and loess loams – having the stratigraphic range from the Middle Pleistocene to the Late Pleistocene. The loess cover gradually pinches out northward and northeastward. Typical eolic loesses are gradually represented by loess loams in the northern part of the area.

The second most striking genetic type occurring in the area is represented by fluviolimnic and fluvial deposits filling depressions and forming terrace system of Nitra, Váh and Bebrava rivers as well as their larger tributaries. Their stratigraphic varies from the Early Pleistocene up to the Holocene. In the foothill belt of the western part of the Tribeč Mts. most extensive alluvial fan sediments of Tribeč creeks are developed. They fill the left part of elongated depresion of the middle reach of the Nitra river. The mutual relationship

between fluvial and alluvial fan deposits is very complicated. Remnants of eluvial deposits – rubeficated soils of the Early Pleistocene have considerable extension.

The transitional zone between the hilly land and surrounding mountains is characteristic by predominancy of deluvial loamy-stony and loamy-sandy block deposits and resedimented older weathering crusts as well as by occasional occurrence of young travertines.

Based on the morphologic position, superposition and relationship between fluvial and alluvial fan deposits with stratificated overlying loess and loess loam cover containing fossil soils, malakofauna, fauna and artefacts, we divide the Quaternary deposits of the Nitra upland into Early, Middle and Late Pleistocene and Holocene.

The Early Pleistocene fluvio-limnic and fluvial sediments of Lukáčovce Member represents the oldest Pleistocene beds consisting of liminitized sandy-loamy gravel. They are mostly extended in the Ripňany neotectonic depression. The eluvial sediments – strongly rubeficated fossil soils with similar morphologic position have stratigraphically wider extent. In the confluence areas of the the Nitra river valley and its tributaries remnants of terrace gravels belonging to the younger part of the Early Pleistocene were residually preserved.

Deposits of the Middle Pleistocene are preserved more conspicuously. They are composed of alluvial fan and fluvial deposits of the Bebrava, Nitra and Váh river terraces. Also contemporaneous loess covers assigned into older and younger period of the Middle Pleistocene are preserved.

The deposits of the Late Pleistocene cover a significant part of the studied area. They overlie pre-Quaternary basement and older Pleistocene deposits. From the morphologic and lithofacial view accumulations of alluvial fans, gravels of lower terrace and bottom accumulations of Nitra, Váh and Bebrava rivers and their larger tributaries are more differentiated. Cover of Late Pleistocene loess and loess loam is predominant.

The complex of prevailingly deluvial (polygenetic) loams and loamy-stony, loamy--gravelly, loamy-sandy and clayey slope deposits occurring on varios relief elements and pre-Quaternary basement is assigned into undivided Pleistocene and Holocene.

The Holocene represents final etape of the evolution of Quaternary sediments when lateral erosion of streams occurred. During the etape redeposition of eolic sands occurred. In the older part of the Holocene deposition of overbank loams and clays occured which was interrupted during climatic optimum by development of humus soils and moors. Lithofacially more variegated sedimentation of loamy and sandy sediments belonging to the overbank cover is characteristic for the younger part of the Holocene. The development of these deposits is complicated in the near-surface zone by occurrence of the youngest alluvial fan sediments.

In the terminal phase of the Holocene became to the establishment of the equilibrium of stream profiles in the region and following meandering of streams. In oxbow lakes the youngest muddy and organic moor sedimentes were deposited. Building of flooding barriers and melioration works eliminated more extended fluvial sedimentation.

**Tectonics**

Eastern and western margin of the region Danube Lowland – Nitra upland separate the oldest Tatric units of the Tribeč and Považský Inovec Mts. They form horsts and are tectonic separated by Veľké Zálužie, Majcichov and Dubodiel fault system of NNE-SSW orientation.

For tectonic-geologic structure of the area the first-order importance plaeyed alpine reworking. Neo-Alpine, Tertiary tectonic development reprezented tectonic individualization of Tribeč and Považský Inovec in their relationship to the Neogene depressions of the Nitra upland.

On the structure of the foreland of surrounding core mountains following tectono--geologic units take part: 1) Alpine Mesozoic tectonic units in autochthonous and paraautochthonous position of Tatricum; 2) supeficial nappe units of the Veporicum and Hronicum overthrusted on the Tatric sequences.

Tectonic deformation and displacement of basic nappe units occurred during the mediterranneaa phases of the Alpine orogen. The overthrusted tectonic units comprised later complicated arranged basement of Tertiary and Quaternary sediments of the Nitra upland.

During the Paleogene the Paleogene deposits were together with their older basement tectonically deformed by fault tectonics. The helvethian and younger phases of the Alpine orogen resulted in separation of the area into system of blocks having larger or smaller amplitude of vertical and horizontal movements. They caused later evolution of the Neogene Rišňovce Depression, Závada-Bielice Elevation and Bánovce Depression.

Bánovce and Rišňovce Depressions had autonomous evolution during the Neogene.

In the Late Miocene the Závada-Bielice Elevation, separating both depresions, lost its barrier function and since the Late Pannonian the Bánovce Depression has been connected with the Rišňovce Depression of the Danube Lowland.

The main part of the synrift phase of the Danube Lowland opening occurred during the Middle Miocene (Badenian and Sarmatian). The postrift phase terminated filling of the basin during the Late Miocene (Pannonian – Pontian) and in the Pliocene.

After the Pannonian, Pontian and particularly at the boundary between the Pliocene and Quaternary partial restruction of tectonic plan occurred in the southern part of the region as a result of the NNE-SSW extension. At that time also entire redevelopment of the northern part of the Rišňovce Depression and the whole area ofthe Bánovce Depression occurred. Movements along marginal strike faults continued and new blocks were formed as a result of the NNW and N-S faults activity. Intensive uplift of the Považský Inovec horst, less intensive uplift of the Tribeč Horst and striking subsidence of the Gabčíkovo Depression resulted in important palaeogeographic changes and forming of new neotectonic structures.

Based on the morphostructural analysis, deformation of Volkovce Formation, Quaternary Lukáčovce Members and distribution of the Pleistocene deposits we divide in the neotectonic structural plan of the region a system of uplifted and subsided blocks. These blocks form new regional structures. Except marginal horst structures of the Považský Inovec, Tribeč and Strážov Mts. we can divide in the own Nitra upland structures of marginal part of the Gabčíkovo Depression and SW margin of the Komjatice Depression. Within the Rišňovce Depression we can divide Hlohovec – Nitra transverse horst, Andač Depression, Ripňany Depression and Depression of the middle Nitra stream reach (Čakajovce – Žabokreky). Bánovce Depression is characteristic by a system of blocks with general subsidizing trend toward the morphologic bondary of the Považský Inovec and Strážov Mts.

**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE**
**PODUNAJSKEJ NÍŽINY – NITRIANSKEJ PAHORKATINY**

---

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Vydavateľstvo D. Štúra,
Bratislava 2000

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Preklad do angličtiny: Ing. Juraj Janočko, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav
Dionýza Štúra, RC Spišská Nová Ves.

**ISBN 80–88974–26–7**