GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY, VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998

1 B 19 b
374/98

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

103

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001016664

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 103

Vedecký redaktor
RNDr. Petr Kováč, PhD.

Členovia redakčnej rady
RNDr. K. Fordinál, RNDr. J. Hók, Ing. J. Janočko, RNDr. A. Klukanová, CSc., RNDr. M. Lukaj, RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. A. Nagy, RNDr. P. Siman, RNDr. J. Zuberec, CSc.

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY, VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

103

© Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava 1998

Obsah – Contents

Ivanička, J.: 75. narodeniny RNDr. Tomáša Gregora, CSc. ____ 7

Potfaj, M., Vass, B.: Kvartérne terasy Vadičovského potoka nad Radoľou – povodie Kysuce ____ 9

Potfaj, M.: Petrovické terasy – stredné Považie ____ 19

Fordinál, K., Zlinská, A.: Spodnosarmatské sedimenty Devínskej brány ____ 23

Gross, P.: Kežmarské vrstvy – nový člen paleogénu podtatranskej skupiny ____ 27

Filo, I., Siráňová, Z.: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny ____ 35

Verbich, F.: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska ____ 53

Bujnovský, A.: Vzťah šiprúnskej sekvencie a sekvencie Červenej Magury ku krížňanskému príkrovu v západnej časti Nízkych Tatier a severnej oblasti Veľkej Fatry ____ 63

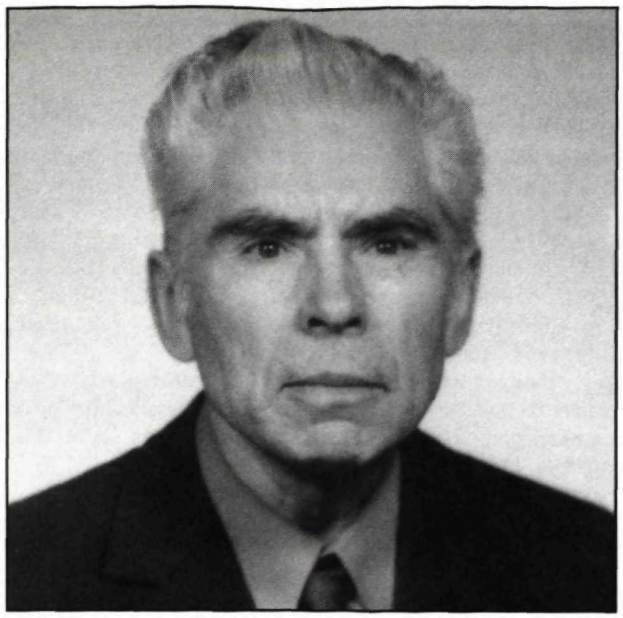
GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

GEOLOGICKÁ SLUŽBA
SLOVENSKEJ REPUBLIKY
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra : 1 3 196
Inv. čís. : 394/98
Sk : = 60,-
Získané : TV
Prílohy : —

Geologické práce, Správy 103, s. 7–8, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

75. narodeniny RNDr. Tomáša Gregora, CSc.



V máji minulého roku sa dožil významného životného jubilea vážený pán RNDr. Tomáš Gregor, CSc. Pri tejto príležitosti si v krátkosti pripomeňme jeho životnú púť a jeho zásluhy na rozvoji slovenskej geológie.

RNDr. Tomáš Gregor, CSc., sa narodil 24. mája 1922 v Prievidzi. Ľudovú a meštiansku školu absolvoval vo svojom rodisku, stredoškolské vzdelanie získal na Učiteľskej akadémii v Bánovciach nad Bebravou, kde v roku 1945 maturoval. Po skončení základnej vojenskej služby krátky čas učil na východnom Slovensku, potom sa však rozhodol študovať na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave. Už ako vysokoškolský študent pod vedením prof. Andrusova a jeho vtedajších asistentov (dr. Fusán, dr. Švagrovský, dr. Gorek) sa aktívne zúčastňoval na výskumných geologických prácach. Z geologických disciplín ho najviac zaujala ložisková geológia, v ktorej si zdokonalil vedomosti aj ročnou stážou na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Vysokoškolské štúdium úspešne zakončil štátnou skúškou v roku 1952.

Po nástupe do zamestnania v Západoslovenskom rudnom prieskume Turčianske Teplice dr. Gregor nadviazal na svoju diplomovú prácu a vykonával prieskum ložísk mastenca a magnezitu v juhozápadnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Jeho cieľavedomosť a dosiahnuté pracovné výsledky ho zviditeľnili tak, že v roku 1953 bol poverený funkciou hlavného geológa najprv v Geologickom prieskume v Turčianskych Tepliciach a neskoršie v Gemerských železorudných baniach v Rožňave. Tu počas piatich rokov koordinoval prácu viacerých závodov a v spolupráci so závodnými geológmi komplexne hodnotil zásoby ťažobných ložísk prislúchajúcich Gemerským železorudným baniam. S jeho pracovným úsilím a výsledkami vedenie podniku prejavovalo vždy nadmiernu spokojnosť.

Túžba po bádateľskej práci priviedla dr. Gregora v roku 1958 do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde bol začlenený do ložiskového oddelenia. Skúsenosti získané v prieskumných a ťažobných podnikoch veľmi účelne využíval pri riešení nových výskumných úloh, ktoré si plnil s nevšedným entuziazmom. Prioritným okruhom jeho činnosti bol geologicko-štruktúrny a metalogenetický výskum západnej časti gemerika. Dosiahnuté pracovné výsledky – definícia štruktúrnych elementov, stanovenie ich chronológie a priradenie k príslušným tektonickým procesom, ako aj ich spätosť s metalogenézou tejto oblasti – svedčia o jeho vysokej odbornej fundovanosti. Nemalou mierou sa zúčastňoval aj na zostavovaní generálnych máp nerastných surovín Slovenska. Objasnením vzťahu štruktúrno-geologických pomerov k hydrotermálnym ložiskám v juhozápadnej časti Spišsko-gemerského rudohoria získal v roku 1964 titul kandidáta vied – CSc. Dobré meno slovenskej geológie šíril aj v zahraničí, pracoval ako expert ložiskovej geológie vo Vietname a na Kube.

Ako vedúci oddelenia paleozoika a v krátkom období ako námestník riaditeľa GÚDŠ sa nemalou mierou pričinil aj o rozvoj ústavu. Výsledky jeho odborno-vedeckej činnosti boli viackrát ocenené rezortnými vyznamenaniami a sú premietnuté v množstve publikovaných prác a archivovaných správ. Pracovný elán dr. Gregora prerušila v roku 1967 nešťastná autonehoda, pri ktorej bol vážne zranený a následne preradený do invalidného dôchodku. Aj počas tohto obdobia spracúval najmä archívne materiály, ktorých výsledky boli použité v mnohých záverečných správach z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

RNDr. Tomáš Gregor, CSc., je známy svojou nevšednou skromnosťou a úprimnosťou. Každé osobné stretnutie s ním vyvoláva v nás veľkú úctu k človeku, ktorý všetok svoj um odovzdal rozvoju slovenskej geológie a pre ktorého humánnosť vždy bola a je prvoradým ľudským princípom.

Milý pán doktor, k Vášmu veľkému sviatku Vám v mene blízkych spolupracovníkov, priateľov i širokej slovenskej geologickej spoločnosti úprimne blahoželáme a do ďalších rokov prajeme veľa zdravia a pokojnú jeseň života.

Zoznam publikovaných prác

Gregor, T., 1962: Štruktúrno-ložiskové pomery na ložisku Železník. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 41, 201–205.

Gregor, T., 1963: Štruktúrno-geologické pomery veporíd a gemeríd severozápadne od Jelšavy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 30, 21–39.

Gregor, T., 1964: Vzťah zrudnenia k štruktúrno-geologickým pomerom na ložisku Železník a Rákoš. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 31, 47–61.

Gregor, T., 1964a: Príspevok k poznaniu geologickej stavby medzi Podrečanmi a Tuhárom. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 33, 31–43.

Gregor, T., 1964b: Úvodná správa o Spišsko-gemerskom rudohorí. Spr. o geol. výsk. v r. 1963 (Bratislava), 31.

Gregor, T., 1964c: Geologické postavenie karbonátov v gelnickej sérii (oblasť Hrádok) a vzťah zrudnenia k tektonike. Spr. o geol. výsk. v r. 1963 (Bratislava), 41–42.

Gregor, T., 1967: Poznámky ku genéze a tektonickému postaveniu niektorých Mn-ložísk na Kube. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 43, 179–196.

Gregor, T., 1968: Zlomy v južnej a juhozápadnej časti gemeríd a ich vzťah k zrudneniu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 47, 79–87.

Gregor, T., 1969: Geologická stavba a štruktúrno-geologické pomery rudných oblastí Lang-Hit a Cho-Dien (Vietnamská demokratická republika). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48, 190–208.

Gregor, T., 1974: Poznámky ku geologickej stavbe južnej a juhozápadnej časti gemeríd. Miner. slov. (Bratislava), 6,1, 55–61.

Gregor, T., 1974a: Štruktúrno-vyhľadávacie vrty P-1, P-2 , P-3 (Železník) a O-1, VG-3, HU-1 (Ochtiná). Region. geol. Západ. Karpát, Zoš. (Bratislava), 2, 1–73.

Gregor, T., 1978: Diskusia k litológii a petrografii staršieho paleozoika gemerika v okolí Jelšavy. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 343–346.

Gregor, T., Ilavský, J. a Kantor, J., 1964: Štúdium vápencov silúru gemeríd s cieľom vypracovania stratigraficko-štruktúrnych kritérií pre vyhľadávanie rúd. Spr. o geol. výsk. v r. 1963 (Bratislava), 42–45.

Gregor, T., Ilavský, J. a Kantor, J., 1965: Stratigraficko-geologické kritériá pre posúdenie prognózy metasomatických a sedimentárnych rúd v gemeridách. Spr. o geol. výsk. v r. 1964 (Bratislava), 48–50.

Gregor, T., Reichwalder, P. a Vozárová, A., 1981: Kyslý vulkanizmus v perme rožňavsko-železníckej série. In: Paleovulkanizmus Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115–125.

Ján Ivanička

Geologické práce, Správy 103, s. 9–18, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Kvartérne terasy Vadičovského potoka nad Radoľou – povodie Kysuce

MICHAL POTFAJ[1] a BRANISLAV VASS[1]

Abstract. We present this introduction into the terrace system of the Kysuca river drainage. A system of seven terraces, including low (flood-plain and low terrace), medium (three levels) and upper terraces (two to three levels), is preserved above the debouchure of the Vadičovský potok brook. The uppermost preserved terrace sediments – the residual gravels – occur at a relative level of up to 80 m above the recent erosional base. We correlate these terraces with the Váh river terrace system. The oldest terrace is of Günz age. We have calculated that mean erosion reached 0.35 mm/year (35 cm/1000 years). Tectonic uplift was uneven, attaining the greatest values of some 1 mm/year (1 m/1 000 years) during the Mindel glacial. Recent rate of erosion in this area corresponds approximately to $1/10^{th}$ of its recent uplifting rate.

Keywords: Kysuce region, Quaternary, terraces, neotectonics

Úvod

Pri regionálnom mapovaní Kysúc v mierke 1 : 25 000 sme zistili výskyt obliakov na južnom svahu doliny, vo výške niekoľko desiatok metrov nad Vadičovským potokom. Tento nález nás podnietil urobiť podrobnejší prieskum celej oblasti.

Územie sa nachádza východne od rieky Kysuce v okolí obcí Radoľa a Budatínska Lehota na ploche asi 2,5 km^2 (obr. 1). Spodná časť severného svahu Veľkého Vretena (821 m) južne od Vadičovského potoka, ako aj náprotivné svahy *Podhradiská* a *Vrch* sú morfologicky dimenzované na uchovanie terás. Majú malý sklon, prípadne sú to pôvodné erózne úrovne s lepšie či horšie zachovanými riečnymi sedimentmi. Na vymedzenom území sme analyzovali morfológiu a mapovali sme výskyt obliakov. Sledovali sme ich veľkosť, početnosť, typ horniny, prítomnosť ostrohranných úlomkov, miestami sme nachádzali aj priamo štrky. Na niektorých miestach sú zachované aj polohy ílov či ílovitých hlín.

Následne sme sa zaoberali týmito problémami:

– rozpoznanie jednotlivých terás, prípadne ich datovanie,

– porovnanie so systémom terás iných riek, ako aj vzťah k vážskym terasám,

– rýchlosť neotektonických pohybov,

– pôvod obliakov.

Metodika

Pri mapovaní sme používali starú vojenskú topografickú mapu (r. 1957) v mierke 1 : 25 000, prekreslenú do nových topografických edícií (r. 1992). Problém nastal pri prenášaní výškových údajov medzi jednotlivými verziami máp, ktoré sa miestami odlišujú až o 10 m. V teréne sme na určenie výšky používali výškomer *Thomen*, ale lokalizáciu sme často korigovali zámermi na orientačné body. Z toho vyplýva aj otázka presnosti nameraných a zobrazených údajov; miestami môžu chyby v presnosti dosiahnuť až ±5 metrov. Týka sa to najmä lokalizácie vyšších terás na otvorených a málo členených svahoch. V tejto práci uvádzame výškové hodnoty podľa nových topografických podkladov. Podľa nich sme konštruovali aj spádové krivky zobrazené na obr. 2.

Naše údaje o terasách pochádzajú z terénnych pozorovaní. Sú doplnené o výsledky plytkého vrtného prieskumu na overenie zásob ílov pre miestnu tehelňu (asi 15 vrtov; Kováč, Januš a Gabala, 1972; Beleš, Ivančenko a Januš, 1979) či inžinierskogeologické vrty na zakladanie stavieb (Rybáriková, 1988).

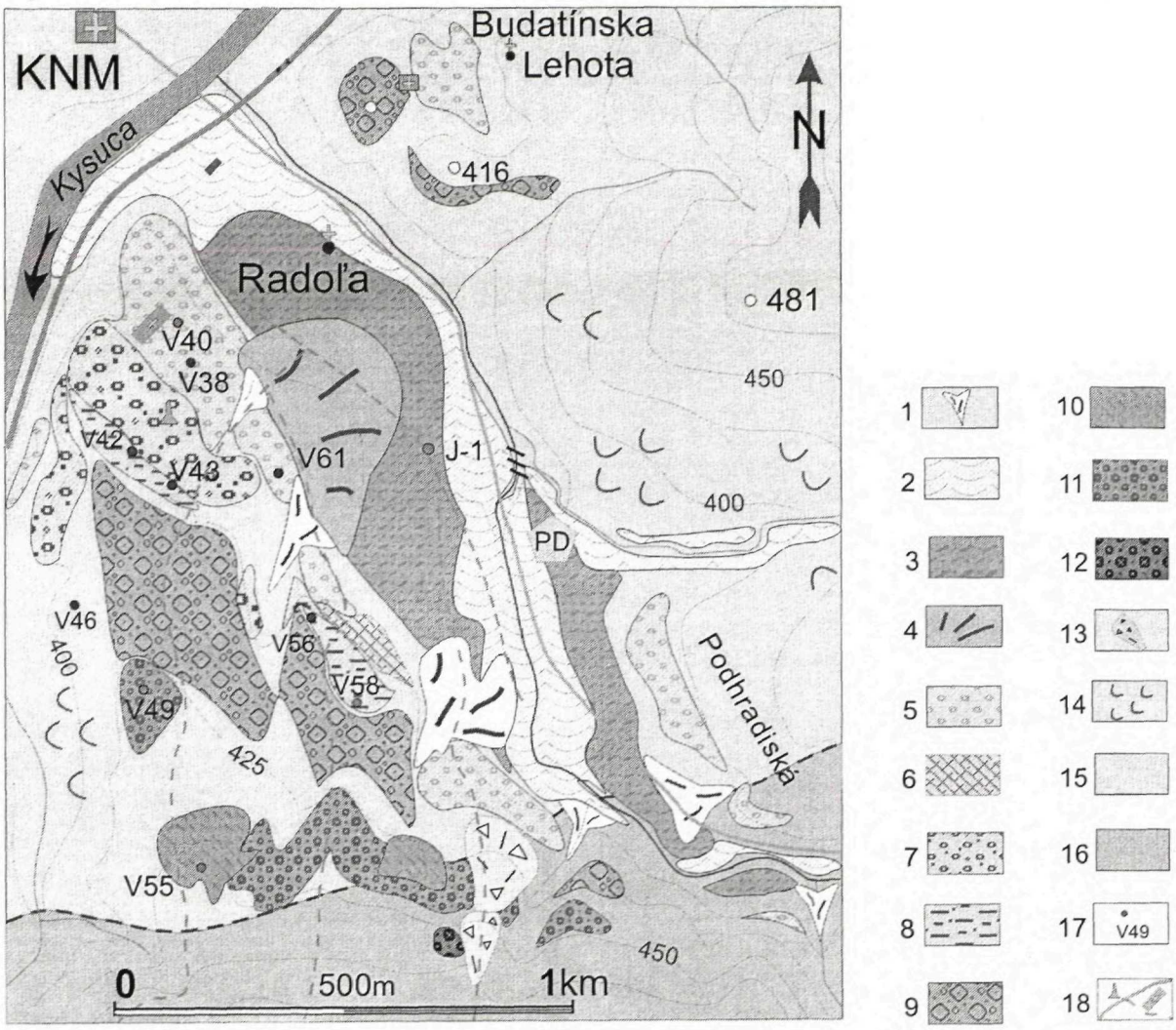
Pri opise jednotlivých stupňov uvádzame aj korelačné údaje z vážskeho a oravského systému. Tie sú potom zobrazené v diagrame na obr. 5.

Pre terasové stupne **I–III** sa nám pomerne dobre podarilo stanoviť ich parametre. Problematické však bolo určenie parametrov pre vysoké terasy, najmä v najvyšších polohách, pretože tie už sú značne deštruované a vo forme reliktov. Aby sme aj tu mohli vypočítať rýchlosť erózie, zaviedli sme formálne hodnoty pre hrúbku sedimentov 10 m, výšku eróznej bázy opierame o exaktný geomorfologický údaj odčítaný zo spádovej krivky.

Terasy slovenských tokov

Problematikou terás riek Slovenska sa zaoberalo viacero autorov. Súborný zoznam literatúry o konkrétnych riekach uvádza napr. Mazúrová (1978). V súčasnosti sú vypracované terasové systémy všetkých väčších riek Západných Karpát. Pretože morfológia terás na skúmanom území je dosť narušená, museli sme naše výsledky

RNDr. Michal Potfaj, CSc., Mgr. Branislav Vass, Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



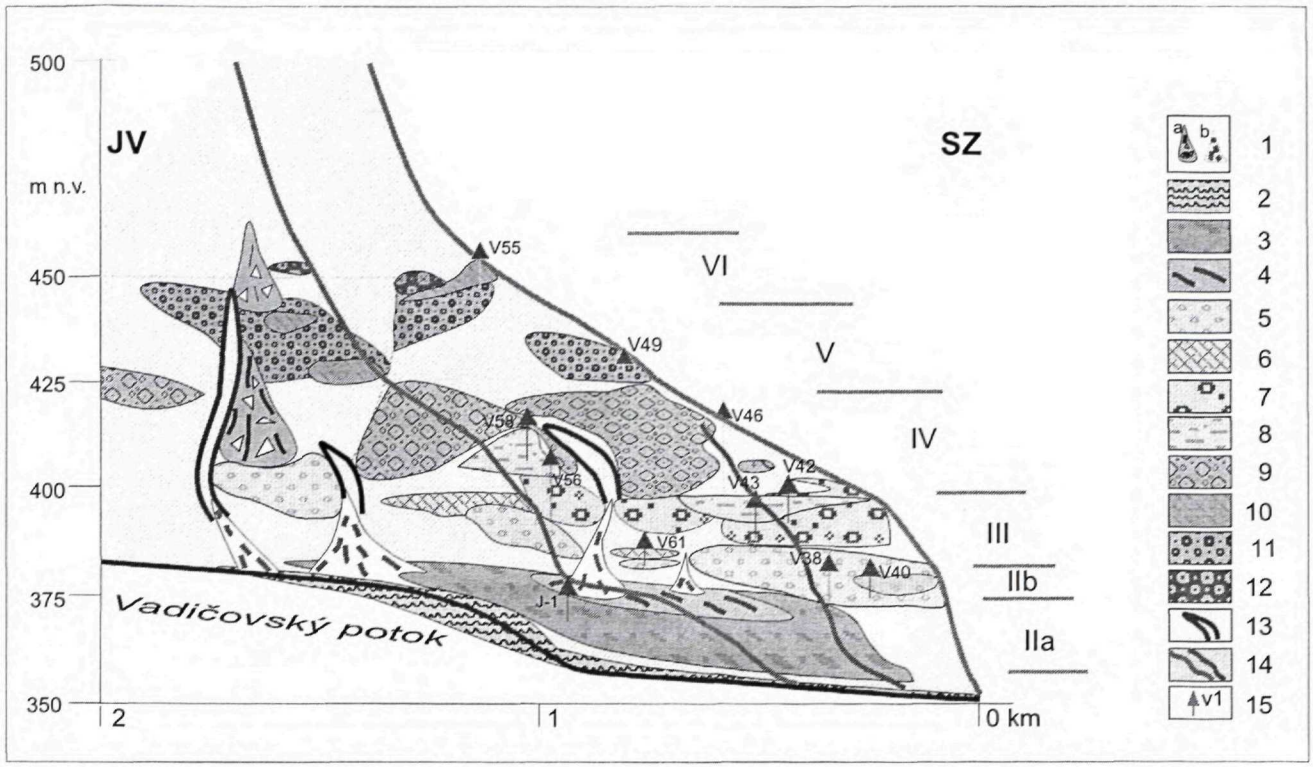
Obr. 1 Schematická geologická mapa kvartérnych sedimentov Vadičovského potoka
1 – náplavy aluviálnej nivy a nízka terasa **I**, 2 – štrky tretej strednej terasy **IIa**, 3 – náplavy dejekčného kužeľa na terase **IIa**, 4 – štrky druhej strednej terasy **IIb**, 5 – sprašové hliny na druhej strednej terase, 6 – štrky a hliny strednej terasy **III**, 7 – ílovité a sprašové hliny prvej strednej terasy, 8 – reziduálne štrky druhej vrchnej terasy **IV**, 9 – ílovité hliny terasy **IV**, 10 – rozptýlené zvyšky štrkov prvej vrchnej terasy **V**, 11 – výplavové kužele – prevažne holocénne, 12 – staršie svahové sutiny a glacis, 13 – zosuny a svahové deformácie, 14 – magurský paleogén, 15 – bradlové pásmo, 16 – lokalizácia a označenie vrtov, 17 – hradské a cesty, 18 – tehelňa, cintorín

porovnávať s hodnotami nameranými v blízkych alebo pobobných tokoch. Pôvodne niektorí autori predpokladali, že nie je možné korelovať terasové profily ani v jednom toku a už vôbec nie medzi rôznymi riekami (napr. Vaškovský, 1963). Citovaný autor prikladal rozhodujúcu úlohu pri výškových zmenách neotektonickým pohybom, ktoré mali byť značne odlišné pre jednotlivé bloky, a znemožnili tak koreláciu terasových stupňov. Neskôr Mazúrová (1978) na základe súborného porovnania systémov rozličných riek Západných Karpát toto tvrdenie vyvrátila. Samozrejme, je možné pozorovať určité rozdiely – napríklad v „prielomoch" vzhľadom na väčší výzdvih sú výškové rozdiely terás väčšie ako v kotlinách, teda vykazujú divergenciu.

Vzhľadom na to, že terasový systém rieky Kysuce zatiaľ nebol spracovaný, opierame sa jednak o vážske terasy (hlavne v oblasti Žilinskej kotliny), jednak o terasový systém Oravy, ktorá podobne ako Kysuca pretína bradlové pásmo. Systém vážskych terás v okolí Žiliny spracoval Mazúr (1963) a tiež Mazúr a Kalaš (1963). Neskôr jednotlivé údaje prehodnotila a upravila Mazúrová (1978) – o tento systém opierame súčasnú koreláciu s vážskymi terasami. Koreláciu s oravskými terasami sme opreli o systém terás Oravy a jej prítokov, vyhotovený Halouzkom (1986) a spresnený Halouzkom a Maglayom (in Gross et al., 1993).

Terasy pri vyústení Vadičovského potoka a ich datovanie

Po dôkladnom štúdiu svahu južne od Radole sme vyčlenili sedem terás (obr. 1 a 2). Na severnom svahu nad



Obr. 2 Voľné zobrazenie južného svahu Vadičovského potoka (M. Potfaj a B. Vass, 1996)
1 – výplavové kužele (holocénne), staršie svahové sutiny a glacis; 2 – náplavy aluviálnej nivy a nízka terasa; 3 – štrky tretej strednej terasy **IIa**; 4 – náplavy dejekčného kužeľa na terase **IIa**; 5 – štrky druhej strednej terasy **IIb**; 6 – sprašové hliny na druhej strednej terase; 7 – štrky a hliny prvej strednej terasy **III;** 8 – ílovité a sprašové hliny prvej strednej terasy; 9 – reziduálne štrky druhej a tretej vrchnej terasy **IV**; 10 – ílovité hliny terás **IV** a **V**; 11 – rozptýlené štrky prvej vrchnej terasy **V**; 12 – rozptýlené zvyšky štrkov vysokých terás **VI**; 13 – erózne ryhy do podložia; 14 – spádové krivky svahu (od JV lokality: štadión, škola a tehelňa); 15 – lokalizácia a označenie vrtov

roľníckym družstvom (RD) sú zachované tri a pri Budatínskej Lehote dve terasy. Terasy sú zatriedené podľa klasifikácie, ktorú opísali a korelovali s inými systémami Halouzka a Minaříková (1977). Túto klasifikáciu možno podľa Halouzku (1986) prakticky používať pri všetkých tokoch na Slovensku v horskej podoblasti.

Nivná terasa

Nivná terasa patrí k stupňu **I**. Niekedy sa rozčleňuje morfologicky (podľa povrchu reliéfu) na poriečnu nivu a nivnú terasu. Poriečnu nivu tvorí dnová akumulácia, ktorej vývoj prebieha ešte v súčasnosti. Nivná terasa je zaplavovaná iba pri katastrofických inundáciách. I keď je geneticky a morfologicky spätá s nízkou terasou, opisujeme ju ako samostatný útvar, pretože z hľadiska vývoja ide o špecifickú „živú formáciu" v procese tvorby.

V skúmanom území je nivná terasa vyvinutá len miestami, a to v koryte potoka, resp. v jeho najbližšom okolí. Hrúbka sedimentov spravidla nepresahuje jeden meter. Terasové podložie je v koryte maximálne niekoľko desiatok cm pod úrovňou hladiny. Na niektorých miestach skalné podložie vystupuje priamo v dne potoka. Materiál je veľmi pestrý. Ide o štrky s obliakmi od niekoľko milimetrov až po niekoľko decimetrov, sporadicky sa vyskytujú piesky a kaly. Sedimenty sú zväčša znečistené materiálom antropogénneho pôvodu.

Terasový „sokel" nivnej terasy na Váhu je –3 až –6 m pod jeho strednou hladinou a povrch terasy dosahuje maximálnu výšku 3 m, resp. 6 m nad tokom. Báza štrkov na Orave dosahuje až –4 m pod strednou hladinou toku. Vek sedimentov tohto stupňa v nadloží dnových štrkov zodpovedá holocénu.

Nízka terasa

Nízka terasa, ako aj nivná, geneticky zodpovedá stupňu **I**. Možno ju sledovať pozdĺž hlavného toku a väčších prítokov. Jej maximálna šírka je niekoľko desiatok metrov. Výška eróznej bázy je –4 až 0,5 m nad úrovňou hladiny. Mocnosť uložením je malá, spravidla do 2–3 m, ich zloženie je obdobné ako pri nivnej terase. Zaujímavý je úsek Vadičovského potoka medzi štadiónom a roľníckym družstvom v Radoli (nad sútokom s Radoľčankou). Je charakterizovaný absenciou odkryvov, potok tečie po vlastných náplavoch s pomerne malým spádom – 5 m na 600 m (8 ‰). Tesne nad vyústením Radoľčanky sa však spádová krivka zostrmuje na 15 m na 100 m (150 ‰). V týchto miestach dosahuje

hrúbka náplavov asi 8 m. Je otázne, či možno takýto skok pripísať iba nahromadeniu sedimentov v čele nejakého kužeľa alebo následnej spätnej erózii, alebo či je ovplyvnený aj tektonikou podložia.

Na Váhu je povrch prvej nízkej terasy vo výške 6 až 10 m a je tu 9 až 16 m uloženín. Na Orave bola nízka terasa odčlenená od nivnej terasy iba na mape (Halouzka in Gross et al., 1993), báza jej štrkov je tam –3 až –4 m pod priemernou hladinou toku (Halouzka, 1986). Vek štrkov zodpovedá würmu.

Stredné terasy

Stredné terasy bývajú rozčlenené na dva až tri stupne. Mazúrová (1978) členila stredné terasy na Váhu iba na dve úrovne, pre nižšiu terasu (t. j. druhú strednú) sa uvádza výška bázy okolo 10–15 m a mocnosť akumulácie 9–18 m. Halouzka (in Gross et al., 1993) označuje stredné terasy **IIa**, **IIb** a **III**. Terasa **IIa** v zmysle Halouzku zodpovedá druhej strednej terase v zmysle Mazúrovej a **IIb** zodpovedá prvej strednej terase. Báza druhej strednej terasy na Orave (**IIb**) bola zistená vo výške 12 až 19 m, na spodnom toku okolo 10 m. Vek sedimentov tejto terasy zodpovedá mladšiemu risu.

Na skúmanom území sme použili trojstupňové delenie. Terasa **IIa** vo Vadičovskom potoku má úroveň bázy vo výške 0,5 až 5 m nad tokom. V podstate ide o akýsi prechodný útvar medzi terasou a kužeľom v zložitom usporiadaní, čo vyplýva z jeho tvaru a pozície v terminálnej časti Vadičovského potoka. Mocnosť sedimentov je bežne od 6 do 12 m, na SZ pri vyústení do kysuckého koryta až 18 m. Sú to piesčité, zle triedené štrky s obliakmi do 25 cm, ale nezriedka až blokmi do 60 cm. Ich zloženie je pomerne pestré. Sú to vápence a pieskovce litostratigrafických jednotiek bradlového pásma.

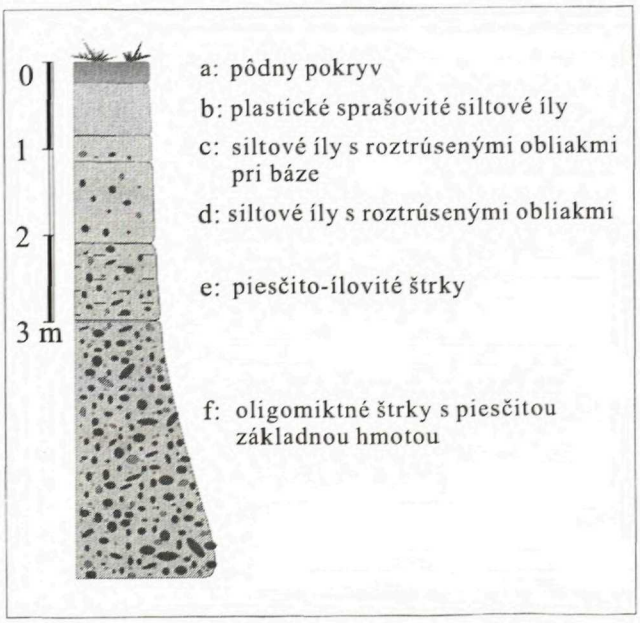
Báza terasy **IIb** pri vyústení Vadičovského potoka a j. od Radole je vo výške 10 až 21 m nad hladinou toku. Mocnosť uloženín je okolo 15 m, miestami však aj 20 m – na svahu okolo k. 410 m, 1–2 km jjv. od Radole (lok. 354).

Materiál štrkov je pomerne dobre triedený, väčšinou sú to obliaky s priemernou veľkosťou 5 cm, s maximom do 12–20 cm. Zloženie je premenlivé. Prevládajú viaceré druhy pieskovcov (strednozrnné kremenno-karbonátové, jemnozrnné polymiktné s červenými „očkami" a muskovitom – asi kriedové, strednozrnné drobové, aj glaukonitové – magurskej proveniencie), svetlé titónske i tmavšie škvrnité vápence, škvrnité slieňovce. Pôvod materiálu je lokálny, z bradlového pásma a z magurskej jednotky. Ukladanie terasových štrkov sa dialo prinajmenšom v dvoch etapách. Usudzujeme tak podľa diferenciácie v zložení štrkov: pri cintoríne a východne od tehelne, ale aj južne od k. 382 m na lok. 359, je výrazné zastúpenie svetlých titónskych vápencov, zatiaľ čo na SV od tehelne a pri kóte 410 m dominujú obliaky pieskovcov.

Vo svahu asi 300 m južne od školy v Radoli sú pod medzou žlté okrové, spraši podobné hliny. Ich vzťah k štrkom druhého stredného terasového stupňa (**IIb**) je zastretý zvetraninami. Miestami tvoria akési „kapsy", pretože sú na tej istej výškovej úrovni. Plytký vrt V-61 asi 100 m na VJV od tehelne v Radoli, situovaný v nadmorskej výške 385 m, prevŕtal 3 m „plastických hlín" a skončil sa po ďalšom metri v štrkoch. To môže byť dôkazom, že pelity v závere štrkovej sedimentácie patria k „etape" **IIb**. Len 100 m ďalej na JJZ bol situovaný vrt V-58 (Beleš et al., 1979) v nadmorskej výške 415 m, teda 15 m vyššie než povrchový výskyt „spraší". Ten overil 6 m „plastickej hliny" a hlín do 9 m v nadloží „kompaktného vápenca". Tieto „pelitické sedimenty" by vzhľadom na ich výškovú pozíciu mohli patriť už k vyššiemu stupňu – **III**.

V Žilinskej kotline bola báza stupňa **IIb** nameraná vo výške 24–26 m a mocnosť štrkovej akumulácie 8–14 m. Na Orave sú hodnoty pre bázu približne 12–20 m. Vznik tejto terasy sa kladie do staršieho risu.

Najvyššia zo stredných terás s označením **III** je najlepšie vyčlenená pri tehelni západne od Radole (lok. 361). Skalné podložie sa nepodarilo dokumentovať. Podľa úložných pomerov však nie je vyššie než 35 m nad dnom Vadičovského potoka pri Radoli. Vrtom V-56 (n. v. 407), ktorý je v perimetri školy, boli v intervale 5–15 m prevŕtané štrky (Beleš et al., 1979). Priradili sme ich k tretiemu stupňu. Smerom na JV táto terasa zaniká, resp. splýva so stupňom **IIb**. Mocnosť akumulácie sme prepočítali na 18–24 m. V ťažobnej stene tehelne je odkrytá vyššia časť terasy (obr. 3), tvorená naspodku horšie triedenými štrkmi s oligomiktným zložením obliakov: vápence a slieňovce (pravdepodobne z bradlového pásma), málo karbonatických pieskovcov a drobových muskovitických pieskovcov v piesčito-ílovitej základnej hmote. Veľkosť obliakov je 5–10 cm, ojedinele do 25 cm. Smerom do nadložia



Obr. 3 Litologický rez vrchnej časti III. terasy v tehelni Radoľa (M. Potfaj, 1997)

pribúda základná hmota a obliaky sú v nej roztrúsené iba kde-tu, až v poslednom metri úplne chýbajú. Tu je pod pôdnym horizontom (asi 25 cm) okrovožltý hlinitý, slabo siltový íl. V ňom sú vylúhované svetlejšie „žilky". Táto ílová poloha sa ťažila. Podľa výsledkov vrtného prieskumu (Beleš et al., 1979) je poloha laterálne nehomogénna – zaštrkovaná. Za jej ekvivalent môžeme považovať „plastickú hlinu" v nadloží „kompaktného vápenca" z vrtu V-58, 750 m jv. od tehelne.

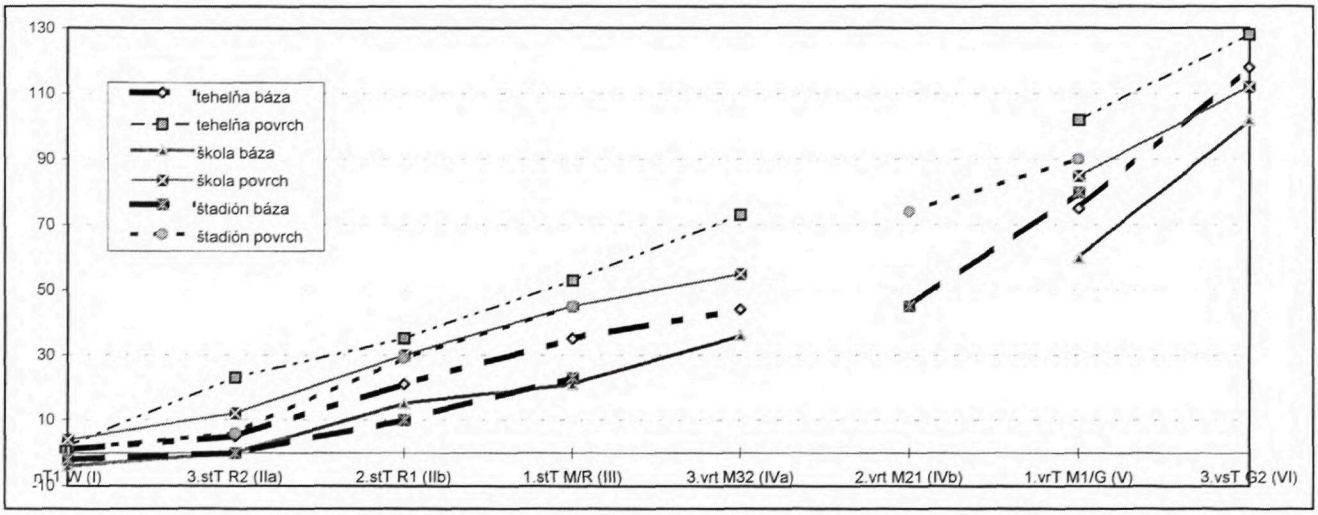
Materiál, litofaciálna príbuznosť, ale aj protiprúdová konvergencia eróznych báz terasových stupňov **IIb** a **III** nad Vadičovským potokom naznačujú ich genetickú spätosť (obr. 4).

Báza terasy **III** je na Orave vo výške 22–30 m a vekovo zodpovedá prechodu mindel/ris (glaciálny stupeň protoris).

takto interpretujeme vo výške 400–410 m n. v., to je zhruba 40 m nad hladinou toku. Vyššia terasa (**V**) má bázu v úrovni okolo 45?–75 m.

Formálne môžeme vyčleniť – ako najvyšší – aj stupeň **VI**, indikovaný lomom spádových kriviek a reliktom štrkovej akumulácie v profile „štadión/škola" v úrovni 455 až 462 m n. v. Pre nedostatok údajov a určitú dávku neistoty pri zaraďovaní sú výpočty zaťažené chybou (tab. 1 a 2).

Materiálovo ide o roztrúsené zvetrané štrkové rezíduá, prejavujúce sa len obliakmi s priemerom 3–15 cm v hline. Podľa zloženia sú to kremenné glaukonitové pieskovce, pieskovce so živcami (solánsky litotyp), zelené kremenno-karbonátové pieskovce s červenými očkami (snežnické?) – pieskovcové obliaky majú väčšinou hrdzavohnedý zvetraný lem, sivé kalové vápence, tmavoškvrnité vápence a slieňov-



Obr. 4 Nivelácia terás na svahu

Vrchné terasy

Vrchné terasy zahŕňajú stupne **IV** až **VI**. Štvrtý stupeň sa rozčleňuje len lokálne. V niektorých prácach (napr. Mazúrová, 1978) sa k vrchným terasám pričleňuje aj najnižšia „vysoká" v ponímaní Halouzku a Minaříkovej (1977). Halouzkov štvrtý stupeň zodpovedá 3. vysokej terase na Váhu v zmysle Mazúrovej (op. cit.). Ostatné stupne rozličných systémov sa dajú dosť ťažko korelovať, pretože jednotliví autori používali rôzne kritériá vyčleňovania.

Na skúmanom území sme zdanlivo jednotný „štvrtý" stupeň rozčlenili na základe morfologickej analýzy spádových kriviek svahov s využitím údajov z niektorých vrtov (obr. 2). Že tu ide prinajmenšom o dve terasy, naznačuje aj veľké množstvo uložení, dosahujúce súhrnnú hrúbku vyše 40 m. Materiálovo toto rozdelenie nemôžeme potvrdiť. Nasviedča mu však morfologický lom spádnice napr. na hrebienku v nadmorskej výške 425 až 430 m (70 m nad dnom). Bázu štvrtého stupňa s. l. (**IV**) ce, červené krinoidové vápence, rádioláriové vápence, fialové zlepence a kremence (triasové?), hnedasté kremenné porfýry, tmavosivé granodiority, ... Posledné spomínané typy sa vyskytujú ojedinele, majú oproti ostatným sférické obmedzenie a možno ich istým spôsobom pokladať za exotické[1].

V nadmorskej výške okolo 430–460 m sa nachádzajú piesčito-ílové až sprašové okrovožlté rozvetrané íly(?). Ich pozícia nie je celkom jasná, terén je zakrytý pôdnym horizontom. Podľa dokumentácie vrt V-55 v nadmorskej výške 454 m prevŕtal v nadloží štrkov až 6 m „plastických hlín". Tie môžu predstavovať pelitické ílovité šošovky podobného charakteru ako tie v druhej terase, prípadne nivný pokryv terasy. Pri niektorých výskytoch však nemožno vylúčiť ani ich alochtonitu (premiestnená skrývka vyvezená z tehelne?). Týka sa to predovšetkým výskytu 2 km na JZ od tehelne. Najvyššie zachované zvyšky terasových sedimentov v tejto oblasti sú roztrúsené obliaky sivých jemnozrnných pieskovcov, ale aj pieskovce s glau-

[1] Ich pôvod odvodzujeme z rozpadnutých albských zlepencov bradlového pásma, ktoré sa vyskytujú napr. pri Kotrčinej Lúčke

konitom, vo výške 78 m nad hladinou Vadičovského potoka. Ak by sme ich pripísali štvrtému (či piatemu) stupňu, znamenalo by to úhrnnú, synteticky naloženú hrúbku sedimentov štvrtého stupňa viacej ako 45 m (25 m). To však nie je reprezentatívny údaj. Treba hodnotiť hrúbku jednotlivých čiastkových stupňov, a to od lokálnej eróznej bázy. Takto nižší a stredný stupeň – t. j. vrchné terasy – by mali prepočítanú hrúbku akumulácií medzi 20–30 m, najvyšší stupeň (**VI**) potom prinajmenšom 5 m.

V Žilinskej kotline je báza terasy zodpovedajúca štvrtému stupňu vo výške 35–45 m, hrúbka uloženín v doline Váhu je 30 m. Na Orave sa báza stupňa **IVa** pohybuje vo výške asi 40–50 m a báza **IVb** v úrovni 45–60 m, pri stupni **V** je to 60–75 m. Terasy zodpovedajú glaciálom mladšieho mindelu.

Priebeh spádovej krivky a modelácia svahov južne nad Radoľou sa lomí (zostrmuje) v nadmorskej výške okolo 465 m, to je asi 85–105 m nad lokálnou eróznou bázou (obr. 2). Túto úroveň pokladáme za najvyššiu hranicu prejavov riečnej modelácie a depozície v oblasti. Prakticky by bolo možné korelovať ju už so stupňom **VI** v zmysle Halouzku a Minaříkovej (1977) a s druhou vysokou terasou Váhu v zmysle Mazúrovej (1978), ktorá má v Žilinskej kotline bázu 65–70 m nad strednou hladinou Váhu. Báza stupňa **V** na Orave kolíše v rozpätí 65–80 m a vek tam bol stanovený len na základe pozície v systéme ako starší mindel.

Báza novooznačeného stupňa **VI** na Orave (Halouzka, 1976; Halouzka in Gross et al., 1993) dosahuje 80–90 m (**VIa**), resp. 105–110 m (**VIb**), s definovaním veku ako günz (starší pleistocén). Koreláciu v rámci tohto systému s naším územím by nemusela spochybniť ani pomerne veľká výšková nezrovnalosť v profile nad tehelňou aj nad školou (obr. 5). Teoreticky však nemôžeme úplne vylúčiť ani prípadné zrovnanie s 1. vysokou terasou v zmysle Mazúrovej (1978).

Pravý breh Vadičovského potoka

Odlíšiť sa dajú dva stupne nad aluviálnou nivou či nízkou terasou: nižší stupeň je v záreze poľnej cesty 100 m južne od budov poľnohospodárskeho družstva v nadmorskej výške 370–375 m, skalné podložie odhadujeme v úrovni okolo 5 m (určite nie vyššej ako 10 m) nad dnom potoka. Sedimenty tvoria zahlinené štrky s priemerom obliakov do 15 cm, s prevažne pieskovcovým materiálom. Pri korelácii s ľavostrannými terasami sa dá táto terasa napojiť na úroveň **IIa**.

Vo vyššej úrovni na svahu Podhradiská sú len štrkové rezíduá na pasienku v nadmorskej výške 390–400 m (15 až 25 m nad potokom). Sú to obliaky s priemerom do 30 cm zo svetlých kalových vápencov, niektoré aj s rohovcami (titón–neokóm), rádioláriových vápencov, tmavých krinoidových vápencov a pieskovcov. Lepšie zachovaná je len malá časť terasy 7 m nad cestou do Lopušných Pažití, na j. okraji svahu *Podhradiská*. Jej báza nie je vyššie ako 17 m nad dnom Vadičovského potoka. Podľa úložných pomerov ju spájame s ľavobrežným stupňom **IIb**, aj keď svojím materiálom a zachovaním táto terasa pripomína skôr štvrtý stupeň. Pretože je to poľnohospodársky obrábaný svah, je tu isté riziko, že ide o zvlečený materiál z vyšších polôh. Túto možnosť však zatiaľ nevieme dostatočne preukázať.

Medzi Radoľou a Budatínskou Lehotou, nad sútokom Vadičovského potoka s Kysucou, sú „kopcesvedkovia", na ktorých sú zachované mohutné štrkové akumulácie. Je to kopec nad cintorínom v Budatínskej Lehote, kde je skalný podklad v úrovni asi 40 m nad dnom Vadičovského potoka, čo znamená zachovanú hrúbku štrkov min. 20 m. Asi 200 m na JV na druhom vrcholku (416,5 m) vystupuje na povrch lavica bystrických ílovcov s glaukonitovými pieskovcami, ktorá je od juhu lemovaná zvetranými rozpadnutými štrkovými rezíduami v nadmorskej výške 410 až 400 m, t. j. v úrovni 45 m nad dnom potoka. Túto terasu možno na základe výšky bázy korelovať so stupňom **IV** v ľavobrežnom systéme. Podľa morfológie chrbty mohutných ílovcových lavíc bystrických vrstiev tvorili v týchto miestach staré ostrovy, vyčnievajúce z paleoriečišťa Kysuce. Ďalší je 150 m na SV, nad kaplnkou v Budatínskej Lehote.

K nižšej terase (**IIb**) v Budatínskej Lehote treba priradiť štrky zachované v dolinke pod cintorínom (nad školou), ktoré sú v úrovni od 375 do 380 m n. v., čo je nižšie ako skalné podložie vyššej terasy, a teda je mladšia.

Pôvod terasového materiálu

Z regionálneho hľadiska pripadajú do úvahy prakticky iba dve oblasti, z ktorých je derivovaný materiál terasových štrkov: bradlové pásmo a magurský príkrov.

Z bradlového pásma pochádzajú v podstate všetky vápence a slieňovce, ako aj kremenno-karbonátové pieskovce (snežnické). Aj guľovité „exotické" obliaky stupňa **IV** až **VI** majú pôvod v kriedových zlepencoch, či už snežnických (kysucká jednotka), alebo „manínskych" (Haško a Polák, 1979). Odlíšiť sa dajú aj podľa vyššieho stupňa opracovanosti a slabšieho zvetrania.

Prevažná časť pieskovcov pochádza z magurského príkrovu, sú tu pieskovce z bystrickej i račianskej jednotky. V zásade dominujú pieskovce s glaukonitom (pasierbiecke), menej hojné sú kremenné so živcami (solánske), vyskytujú sa aj drobové pieskovce magurského litotypu (magurské s. s., resp. kýčerské). Prínos je tak Kysucou, ako aj Vadičovským potokom.

Porovnanie terás so systémom iných tokov

Namerané hodnoty v jednotlivých profiloch jednoznačne potvrdzujú existenciu terasovaného výplavového kužeľa v terminálnej časti Vadičovskej doliny (profil Radoľa-tehelňa). V tejto časti je zachovaná najväčšia hrúbka

nízkych a stredných terás. Relatívna výška terás, značne vyššia ako priemer, môže dokumentovať väčšie poklesávanie v blízkosti koryta Kysuce. Vzhľadom na túto skutočnosť je porovnávanie s inými tokmi vhodnejšie na profiloch Radoľa-škola a Radoľa-štadión (obr. 4).

Na porovnávanie sme použili hodnoty namerané v Žilinskej kotline a v Žilinskej bráne (Mazúr, 1963; Mazúrová, 1978) pre terasy patriace k Váhu. Pre Oravu sme zas použili úseky Oravská priehrada – Tvrdošín, kde rieka preteká územím oravsko-magurskej jednotky a úsek od Tvrdošína po Kňažiu, ktorý je prakticky celý v bradlovom pásme (Halouzka in Gross et al., 1993); (obr. 5). Na vzájomné prepojenie schém Oravy a Váhu sme použili úsek dolného toku Oravy od Párnice po sútok (Maglay ex Halouzka in Gross et al., 1993) a údaje Mazúrovej (1978) z kraľovianskeho prielomu.

Pri porovnávaní systémov terás Váhu a Oravy sa vyskytli určité nezrovnalosti. Pri jednoduchej korelácii systémov terás sa niektoré úrovne podľa Mazúrovej (l. c.) vo vážskom systéme nevyskytujú (resp. neboli zaregistrované) a nasledujúce vyššie úrovne sú v priamej postupnosti nekorelovateľné.

Relatívna výška báz spodných terás Váhu je v priemere o 2 až 5 m menšia oproti Oravským. Tretia stredná terasa v zmysle Halouzku (**IIa**) v systéme Mazúrovej vôbec nefiguruje (op. cit.). Na Váhu však naproti tomu vyššie terasy sú rádovo o 5 m nižšie. Je možné interpretovať tieto rozdiely ako rýchlejšie zarezávanie Oravy (teda relatívny výzdvih) proti Váhu v günzi a mindeli a naopak – v rise a würme relatívny zdvih stredného Považia proti Orave. Takáto predstava je pomerne málo prijateľná, nemá oporu v celkovom tektonickom členení ani v kvartérnom vývoji.

Ako vhodnejšiu predkladáme alternatívu vychádzajúcu z predpokladu, že korelácia vážskych a oravských terás je mylná a pri neúplnom zmapovaní došlo pri korelácii jednotlivých stupňov k posunu o jednu úroveň. Za túto možnosť svedčí niekoľko dôvodov. Je zjavné, že Vadičovský potok by mal byť napojiteľný cez Kysucu na vážsky systém; takisto Orava, ako priamy prítok Váhu. Naše namerané hodnoty nad Radoľou až prekvapujúco kopírujú hodnoty oravského systému. Váh od Liptova až po Púchov preteká cez príbuzné (resp. tie isté) tektonické jednotky ako Orava. V samotnom vážskom systéme sa v jednotlivých úsekoch hodnoty namerané v kotlinách nelíšia viac ako o niekoľko metrov. Na prielomoch sú rozdiely väčšie, ale pri nízkych terasách to nie je viacej ako 10 m.

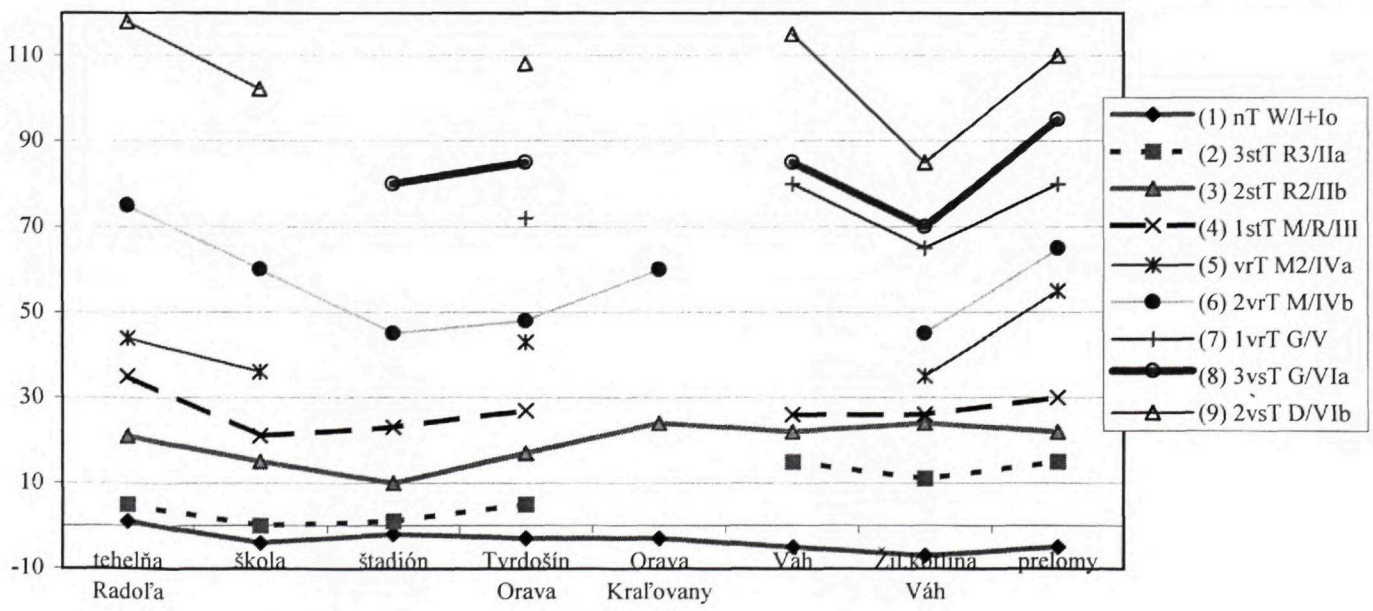
Zaujímavá je hodnota 6–10 m pre „nízku" terasu Váhu (na celom povodí 3–10 m), ktorá by mala zodpovedať stupňu **I**, ale v terajšom ponímaní to tak nie je. Z Oravy sa udáva pre nivnú aj nízku terasu (stupeň **I**) rovnaká výška skalného sokla –3 až –4 m. Nivná terasa nemá samostatný sokel, ide iba o morfologicky odlíšiteľný útvar (povrch reliéfu).

Na základe týchto skutočností sa nám zdá vhodnejšie korelovať jednotlivé terasy takto:

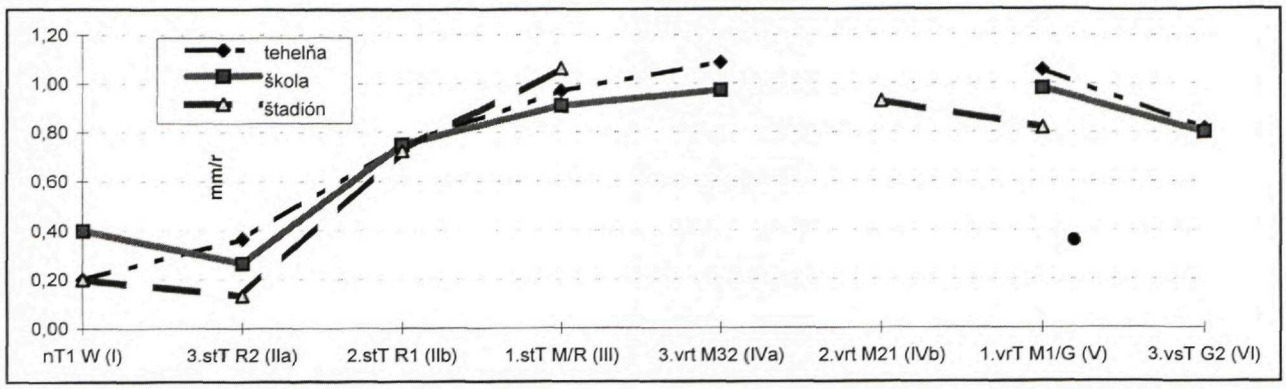
1. „nízka" terasa Váhu = 3. stredná terasa Oravy (2a),
2. stredná terasa Váhu ≅ 2. stredná terasa Oravy (2b),
1. stredná terasa Váhu ≅ 1. stredná terasa Oravy (3).

Samozrejme, príslušným vážskym terasám musíme takto prisúdiť starší vek, než stanovili Halouzka a Minaříková (1977). Prvá „nízka" terasa na Váhu v zmysle Mazúra (1963) bude mať takto sčasti vek mladší ris, 2. stredná terasa zodpovedá staršiemu až strednému risu a prvá stredná terasa na Mazúrovej mape (l. c.) spadá do obdobia medzi mindelom a risom, čiže do prerisu (= protorisu) podľa Halouzku (1986).

Po takejto úprave pri porovnaní oboch systémov sa bude javiť terasový systém Oravy v celom časovom období



Obr. 5 Korelačný diagram báz terás



Obr. 6 Rýchlosť erózie (mm/r)

Tab. 1

Radoľa-tehelňa (352)	nT1 W (I)	3 st T R2 (IIa)	2 stT R1 (IIb)	1 stT M/R (III)	3 vrt M32 (IVa)	2 vrt M21 (IVb)	2 vrt M1/G (V)	3 vsT G2 (VI)	Akumulácia
báza terasy	353	357	373	387	396		427	470	
povrch terasy	354	375	387	405	425		454	480	
hrúbka štrkov	1	18	14	18	29		27	10	117
výška sokla nad e. b.	1	5	21	35	44		75	118	
povrch t. nad e. b.	2	23	35	53	73		102	128	
veľkosť erózie	2	22	30	32	38		58	53	127
trvanie erózie	10 000	60 000	40 000	33 000	35 000	50 000	55 000	65 000	348 000
rýchlosť erózie mm/r.	0,20	0,37	0,75	0,97	1,09		1,05	0,82	0,36

Radoľa-škola (370)									
báza terasy	366	370	385	391	406		430	472	
povrch terasy	374	382	400	415	425		455	482	
hrúbka štrkov	8	12	15	24	19		25	10	113
výška sokla nad e. b.	–4	0	15	21	36		60	102	
povrch t. nad e. b.	4	12	30	45	55		85	112	
veľkosť erózie	4	16	30	30	34		49	52	116
rýchlosť erózie mm/r.	0,40	0,27	0,75	0,91	0,97		0,98	0,80	0,33

Radoľa-štadión (380)									
báza terasy	378	380	390	403		425	460		
povrch terasy	381	386	409	425		454	470		
hrúbka štrkov	3	6	19	22		29	10		89
výška sokla nad e. b.	–2	0	10	23		45	80		
povrch t. nad e. b.	1	6	29	45		74	90		
veľkosť erózie	2	8	29	35		51	45		92
rýchlosť erózie mm/r.	0,20	0,13	0,73	1,06	0,51	0,93	0,82		0,26

Tab. 2

	Radoľa			Orava	Kraľovany		Váh		
	tehelňa	škola	štadión	Tvrdošín	Orava	Váh	Žilinská kot.	prielomy	
Halouzka, 1993									Mazúrová, 1978
(1) nT W/I + 1o	1	–4	–2	–3	–3	–5	–7	–5	1. Nt (W)
(2) 3stT R3/IIa	118	0	1	5		15	11	15	2. St (RII)
(3) 2stT R2/IIb	21	15	10	17	24	22	24	22	1. St (RI)
(4) 1stT M/R/III	35	21	23	27		26	26	30	1. St (RI)
(5) vrT M2/Va	44	36		43			35	55	3. Vt (M)
(6) 2vrT M/Vb	75	60	45	48	60		45	65	3. Vt (M)
(7) 1vrT G/V				72		80	65	80	2. Vt (G)
(8) 3vsT G/VIa			80	85		85	70	95	2. Vt (G)
(9) 2vsT D/VIb	118	102		108		115	85	110	1. Vt (D)

günz–würm ako divergentný. Pri porovnaní výšky terás v žilinskej bráne a v údolí Vadičovského potoka je to podobne. Hore potokom, od ústia Vadičovského potoka na juhovýchod, sledujeme miernu konvergenciu výšky terás.

Neotektonický vývoj – výpočty

Ak pre časové údaje použijeme schému Halouzku a Minaříkovej (1977) (resp. Halouzku, 1986), tak začiatok najstaršej eróznej udalosti zaregistrovanej v skúmanom území spadá približne do obdobia rozhrania donau/günz (1,1 mil. rokov). Vypočítaná priemerná rýchlosť erózie je okolo 0,2 mm/r. (≅20 cm/1 000 r.). To nie je veľa, skôr málo, ak berieme do úvahy, že oblasť je v recente prakticky v neustálom zdvihu. Pokiaľ by sme zakalkulovali do časového údaja iba obdobia erózie, a nie obdobia akumulácie (teda „neerózie"), dostali by sme časový úsek asi 348 tis. r., a to predstavuje rýchlosť erózie ≅ 0,3 mm/r. Kontrolný prepočet pre jednotlivé úseky dostaneme nasledujúcou úvahou: Po uložení terasových štrkov stupňa **IV** nastala erózia, ktorá prerezala hrúbku sedimentov a zarezala sa ešte hlbšie – po bázu tretieho stupňa. Ak počítame s výškou terasy 29 m, tak následná erózia medzi stupňom **IV (=IVa)** a **III** je 29 + 9 = 38 m. To je pre obdobie (podľa časového údaja op. cit.) asi 45 tis. r., teda rýchlosť erózie 1,09 mm/r. (1 m/1 000 r.). Takto sme prepočítali údaje pre všetky obdobia (tab. 1, obr. 6). Sú to všetko porovnateľné hodnoty, a tak možno predpokladať, že sú relatívne korektné. Najvyššie hodnoty sú pre obdobie medzi stupňami **IV–III** (1,09 mm/r.) a **V–IV** (1,05 mm/r.). Výpočet recentnej rýchlosti erózie 0,2–0,4 mm/r. nezodpovedá celkom súčasnej zdvihovej aktivite oblasti (Kvitkovič, 1979; Vanko a Kvitkovič, 1980; Kvitkovič a Vanko, 1980; Vanko, 1988), je rádovo nižší. Tento rozdiel môže byť spôsobený nesprávnym odhadom časového trvania erózie, a navyše erózna rýchlosť nemusí nutne zodpovedať zdvihovej rýchlosti. Je logické očakávať, že v rámci zdvihového pulzu bude erózia v čiastočnom fázovom posune, v akomsi omeškaní.

Problém stupňovitého skoku spádovej krivky Vadičovského potoka nad vyústením Radoľčanky ponechávame otvorený. Na jeho interpretáciu nám chýbajú podrobnejšie údaje. Je tu však istá koincidencia v lokalizácii tohto stupňa s „rozhraním" na ľavom svahu, keď na SZ od tohto rozhrania sme zaznamenali určitú deniveláciu eróznych báz stredných a vyšších terás a za týmto stupňom sa vykliňuje III. terasa.

Záver

V povodí Kysuce chýbali údaje o terasovom systéme, ekvivalentné informáciám z ostatných slovenských tokov. Terénnym výskumom sme identifikovali rozmanitosť a pestrosť terasových uložení pri vyústení Vadičovského potoka do Kysuce. Korelácia s terasami Oravy a Váhu ukázala, že niektoré z nich mohli byť mylne priradené k iným stupňom. Ich zaradenie sme prehodnotili (obr. 5, tab. 2). Pred ústím Vadičovského potoka sme preukázali šesťstupňový terasový systém podľa členenia Halouzku a Minaříkovej (1977) a Halouzku (1986); (obr. 2).

Modelácia svahov pri vyústení Vadičovského potoka je asymetrická: strmé pravobrežie s neúplným terasovým systémom, a naopak, široko modelované ľavobrežie s bohatým zastúpením terasových akumulácií (obr. 1). Je to zjavný dôsledok postupného presúvania koryta smerom na Z (SZ). Táto tendencia trvala po celý čas, keď sa tvoril terasový systém. Príčinou odtláčania môže byť súhra dvoch javov: geologická predispozícia a Coriolisove sily. Ťažko povedať, ktorý s väčším vplyvom, pritom ani jeden ani druhý nemôže mať významnejší efekt. Coriolisov jav na takú krátku vzdialenosť (asi 2 km) a nie v celkom efektívnom smere koryta je pomerne málo výrazný, navyše na Snežnickom potoku – iba o pár km južnejšie a s rovnakým azimutom – sa prakticky neprejavuje.[2]

Stavba geologického podložia je v smere V–Z. Všetky geologické štruktúry majú tento smer, takže preferencia erózie pravého brehu je z tohto hľadiska málo zdôvodniteľná. Ovplyvnenie smerovania toku na SZ môže byť dané tektonickou predispozíciou na nejakej skrytej puklinovej zóne (podobne Snežnický potok), nevysvetľuje však sám jav odtláčania koryta. Pretože tento jav trval viac-menej plynule od založenia koryta (doliny), teda asi 1 mil. rokov, mali by sme hľadať príčinu ešte v počiatočnom štádiu vývoja, keď sa inicioval mechanizmus sťahovania koryta. Mohol to byť pôvodne väčší objem sedimentov na svahu, ktoré sa premiestňovali do hlavného toku prednostne z ľavého brehu, podobne, ako je aktuálny stav. Podnes je koryto potoka odtláčané náplavmi a splachmi, ktoré tvoria stupňovitý pediment – proluviálny kužeľ či terasu južne od Radole.

Neotektonický vývoj počas kvartéru prebiehal nerovnomerne. Výrazné etapy vyzdvihu, a teda erózie, sú medzi stupňom **V** a **VI** a medzi stupňami **IV–III** a **III–IIb**. Prepočet rýchlosti erózie za posledné obdobie (0,2 mm/r.) zaostáva rádovo za recentnou zdvihovou aktivitou oblasti (0,5–1 mm/r.).

Poďakovanie:
Autori vyjadrujú svoju vďaku RNDr. J. Maglayovi, ako aj RNDr. R. Halouzkovi, CSc., za konzultácie a cenné pripomienky k práci.

[2] Ten istý argument – žа jav sa neprejavuje na Snežnickom potoku – nám bráni vysvetliť odtláčenie neotektonickým naklonením bloku na SV, čo by malo vytvoriť efekt „preliatia" potoka na externú stranu

Literatúra

Beleš, F., Ivančenko, M. a Januš, J., 1979: Radoľa – tehliarske suroviny. Záverečná správa. Manuskript, GP, Žilina, 1–12.

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O., Snopková, P., Potfaj, M., Žecová, K. a Boorová, D., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–319.

Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (Stredné Pohronie, Orava a Turiec). Správy o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21, 167–175.

Halouzka, R. a Minaříková, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 11, 7–55.

Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–145.

Kováč, J., Januš, J. a Gabala, D., 1972: Inžiniersko-geologické posúdenie ložiska tehliarskych hlín, Radoľa. Manuskript, GP, Žilina, 1–14.

Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1979: Recent vertical movement tendencies of the Earth's crust in the West Carpathians. In: (Eds.) Vaněk, J., Babuška, V. a Plančár, J.: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 193–200.

Kvitkovič, J. a Vanko, J. 1980: Recent vertical movements of the Earth's crust in the West Carpathians. Geogr. Čas. (Bratislava), 32, 171–179.

Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria (geomorfológia a kvartér). Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1–185.

Mazúr, E. a Kalaš, L., 1963: Metódy kvartérnych výskumov na príklade stredného Považia a ich doterajšie výsledky. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 35–40.

Mazúrová, V., 1978: Terasy riek čs. Karpát a ich vzťah k terasám Dunaja. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 281–301.

Rybáriková, R., 1988: Radoľa-potraviny, inžiniersko-geologický prieskum. Manuskript, Stavoprojekt, Žilina, 1–8.

Vanko, J., 1988: Nové poznatky o dynamike zemského povrchu Západných Karpát na Slovensku. In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa. Brno, Geofyzika, 39–48.

Vanko, J. a Kvitkovič, J. 1980, Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry. In: (Eds.) Mazúr, E. et al. Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 21–21/5.

Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–247.

Geologické práce, Správy 103, s. 19-22, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Petrovické terasy – stredné Považie

MICHAL POTFAJ[1]

Abstract. In a right-hand consequent valley of the Váh river between Petrovice and Kolárovice villages, some 4 km NWN of Bytča, we have identified a terrace system composed of five terraces: alluvial plain with a flood-plain terrace, a low, Würmian terrace, two levels, correlable with the middle terraces of the Váh river, and a relic erosional base of the high terrace elevated 45–50 m above the recent erosional base. This terrace we assign the Late Mindelian age.

The middle terraces have also their gravel sediments preserved, however, they are weathered and disrupted by erosion. The gravel material consists of sandstone pebbles. Their origin we infer from the Magura Unit formations. Enigmatic remains the origin of granitoids found in the higher middle terrace gravels (2b).

Keywords: Váh River Region, Quaternary rocks, terraces, neotectonics

Úvod

Pri geologickom mapovaní medzi obcami Petrovice a Kolárovice (zhruba 4 km na SSZ od Bytče), nad sútokom Kolárovického potoka a Petrovičky, som zmapoval niekoľko úrovní terasovaných štrkov (obr. 1). Potok Petrovička je pravostranným prítokom Váhu. Steká spod hrebeňa Javorníkov a pramení v nadmorskej výške okolo 850 m, jz. od kóty Čemerka (1 052 m). Pod Petrovicami priberá ako ľavostranný prítok Kolárovický potok. Oba potoky vytvorili hlboké doliny s relatívnym prevýšením 300 až 400 m v hornej časti a okolo 150 m v dolnej časti toku. Doliny majú konsekventný charakter, podobne ako všetky v tejto oblasti (Papradenská, Štiavnická, Rovnianska, Dlhopoľská, ...). Potoky pretekajú takmer kolmo naprieč geologickými štruktúrami – šupinami magurského flyšového pásma, račianskej a bystrickej čiastkovej jednotky. Vzdialenosť od pramennej oblasti k vyústeniu do Váhu je 15 km, k sútoku Petrovičky s Kolárovickým potokom je to asi 10 km. Na pomerne malom priestore – asi 0,6 km^2 – je tu zachovaný dobre štrukturovaný systém terás. Terasový systém z tejto oblasti dosiaľ nebol opísaný.

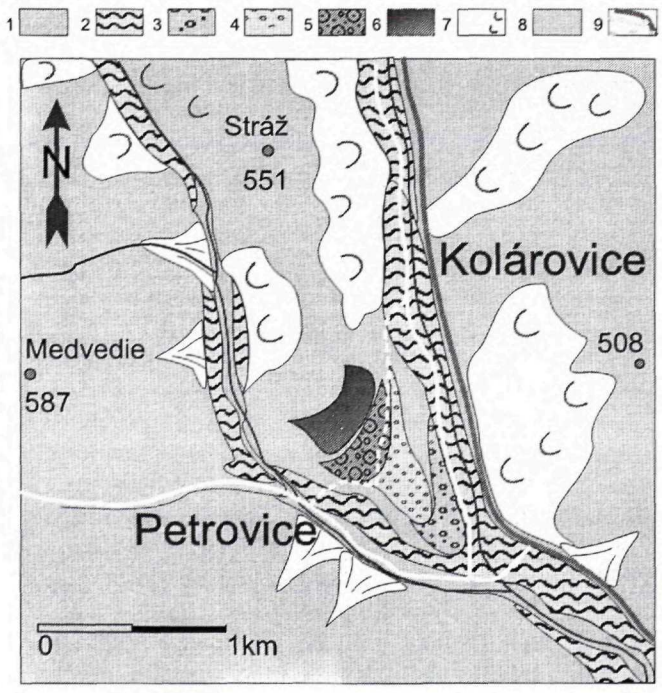
Charakteristika terasových stupňov

Vyčleniť možno päť terasových úrovní: aluviálnu nivu (s nivnou terasou), *nízku* terasu a tri *vyššie* terasy (obr. 2).

Aluviálnu nivu (1a) tvoria zle vytriedené balvanovité štrky, miestami je pokrytá aluviálnou piesčitou hlinou.

Materiál tvoria prevažne pieskovce flyšových súvrství magurského vrstvového sledu s primiešaným antropogénnym materiálom (tehly, domový odpad, rastlinné zvyšky – drevná hmota, betón, troska, cudzorodé horniny ako granitoidy a karbonáty, použité pri výstavbe a údržbe ciest). Hrúbka týchto náplavov je 0,5–4 m, pritom vrchná hladina je 1–2 m nad súčasnou eróznou bázou a skalné podložie je v rozpätí od +1 m do úrovne miestami pravdepodobne až –2 m. Na viacerých miestach tok eroduje priamo flyšové podložie, napríklad pod sútokom Petrovičky a Kolárovického potoka alebo nad Petrovicami. Takúto denivelizáciu bázy pripisujem bočnému sťahovaniu koryta. Šírka nivy dosahuje 20–100 m.

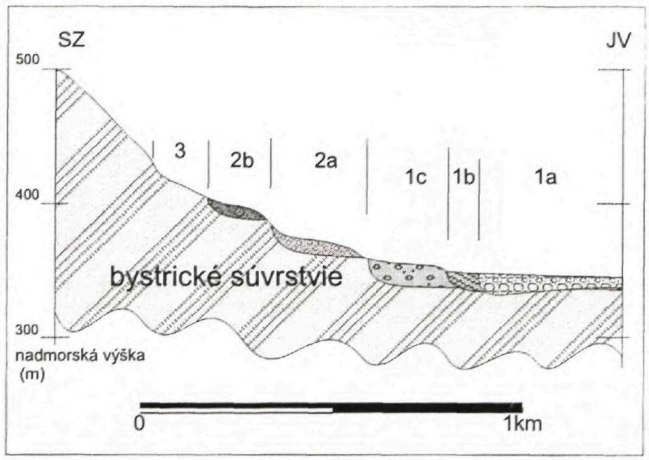
Nivná terasa (1b) je morfologicky odlíšiteľná vystupovaním povrchu asi 2–3 m nad úroveň povrchu aluviálnej nivy, teda cca 5 m nad eróznu bázu. Je vyvinutá v dĺžke po úroveň cca 450 m nadmorskej výšky. V hornej časti je pomerne úzka a prerušovaná, v spodnej časti zaberá prakticky celú šírku plochého dna dolín od 10 do 120 m na obe strany od toku. Sediment tvoria balvanovité štrky, ktorých materiál je z pomerne dobre ováľaných pieskovcov. Obliaky majú v priemere do 15 cm, ale ako vedľajšie



Obr. 1 Schematická geologická mapa kvartérnych uložení medzi Petrovicami a Kolárovicami

1 – aluviálna niva (1a), 2 – nivná terasa (1b), 3 – nízka terasa (1c), 4 – druhá stredná terasa (2a), 5 – prvá stredná terasa (2b), 6 – tretia vysoká terasa (3), 7 – svahové hliny, zosuvy, proluviálne kužele, 8 – skalný podklad (bystrické vrstvy), 9 – cesty a hradské

[1]RNDr. Michal Potfaj, CSc., Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 2 Petrovické terasy – schéma (M. Potfaj, 1996), prevýšené

zrnitostné maximum sú obliaky s priemerom 25–50 cm. Výkopy pre plynové potrubie v Petroviciach hlboké okolo 2 m prakticky nikde nedosiahli podložie štrkov. Dá sa predpokladať, že skalné podložie je zhruba v úrovni dnešnej eróznej bázy. Na vyšnom konci Petrovíc, 1 km východne od k. Medvedie (587 m), na ľavom brehu potoka, je narezaná terasa, tvorená piesčitými blokovými štrkmi s obliakmi veľkými v priemere do 10 až 40 cm. Štrky siahajú až pod hladinu potoka. Na povrchu je terasa zakrytá asi 1 m hrubou vrstvou hlinitého pôdneho horizontu. Smerom k svahu je prekrytá svahovými hlinami a zosuvmi. Celkovú hrúbku akumulácií tejto terasy odhadujem na 5–6 m.

Nízka terasa (1c) sa nachádza na jv. výbežku hrebeňa z kóty Stráž (551 m) s povrchom na úrovni do 365 m nadmorskej výšky, t. j. 15–17 m relatívneho prevýšenia. Narezaná je výkopom pri dome na najjužnejšom výbežku hrebienka. Sutinami prekryté štrky možno sledovať v eróznom svahu v záhradách za najjužnejšími domami v Kolároviciach. Sú to trochu zahlinené, stredne zrnité piesčité štrky s materiálom glaukonitových pieskovcov až zlepencov z magurského vrstvového sledu. Skalné podložie nie je zachytené, pravdepodobne siaha aspoň po úroveň povrchu 1. nízkej terasy (t. j. +5 m nad eróznou bázou, ak nie nižšie).

Najnižšia z vyšších terás, t. j. **druhá stredná terasa (2a)**, je na východ od kaplnky medzi Petrovicami a Kolárovicami zachovaná v šírke do 150 m a v dĺžke asi 500 m. Jej povrch i báza sú sklonené v smere od severu na juh, povrch klesá od úrovne asi 385 m n. v. po 370 m n. v. (20–26 m nad eróznou bázou). Skalné podložie na juhu je od 360 m asi po 375 m n. v. na SZ (13–19 m nad eróznou bázou). Na SV sa mi ho nepodarilo identifikovať kvôli zasutineniu. Terasové sedimenty sú zahlinené hrubozrnné až balvanovité štrky s pieskovcovými obliakmi. Hrúbka štrkov je okolo 10 m. Povrch terasy je deformovaný poľnohospodárskymi prácami.

Vyššie leží **prvá stredná terasa (2b)**. Rozlieha sa nad cestou od petrovického cintorína ku kaplnke a ďalej do Kolárovíc. Jej povrch je v nadmorskej výške cca 390 m na juhu až po 405 m n. v. na severe (35–45 m nad eróznou bázou). Povrch je značne porušený poľnohospodárskou činnosťou (terasované políčka), na východnej i západnej strane aj zosuvmi. Materiál tvoria na povrchu zahlinené štrky, obdobne ako v prípade nižšie položenej terasy. Tu som však našiel v úrovni 400 m n. v. aj niekoľko obliakov granitoidov (dvojsľudové biotitické granodiority, zvetraný granit s ružovými živcami) a karbonátov (tmavé s rohovcami?). Tento materiál treba pokladať za exotický a jeho výskyt za podozrivý. Na jednej strane sa nedá vylúčiť prinesenie (s hnojom?), na druhej strane treba mať na pamäti podobné výskyty – i keď nie v takom hojnom počte – granitoidných obliakov na vyšších terasách v kysuckom regióne (Maglay et al., 1996). Možné zdroje granitoidov by mohli byť v zlepencoch niektorých súvrství (solánske, zlínske), prípadne v neznámych útržkoch v čele magurskej jednotky (karbonáty). Predbežne tento výskyt iba konštatujem, na jeho interpretáciu je ešte privčas; treba zistiť situáciu v ďalších oblastiach. V hornej časti terasy sú zachované obliaky len v povrchovej pôdnej vrstve, pod ktorou je okrovo žltohnedá piesčito-ílovitá hlina – mohlo by tu ísť o alterované sprašové hliny. Zvetranú eróznu bázu tejto terasy, tvorenú ostrohrannými úlomkami ílovcov a pieskovcov bystrických vrstiev, možno pozorovať na východnom svahu, v úrovni medzi 385 až 390 m n. v. (teda 30 m nad eróznou bázou). Podľa toho je hrúbka štrkov tejto terasy asi 10 až 15 m.

Presné vedenie hranice medzi oboma strednými terasami je sťažené antropogénnymi zásahmi do terénu (cesta, orba), terasy sa však dajú odlíšiť vďaka zachovaným výstupom eróznych báz na okraji svahu.

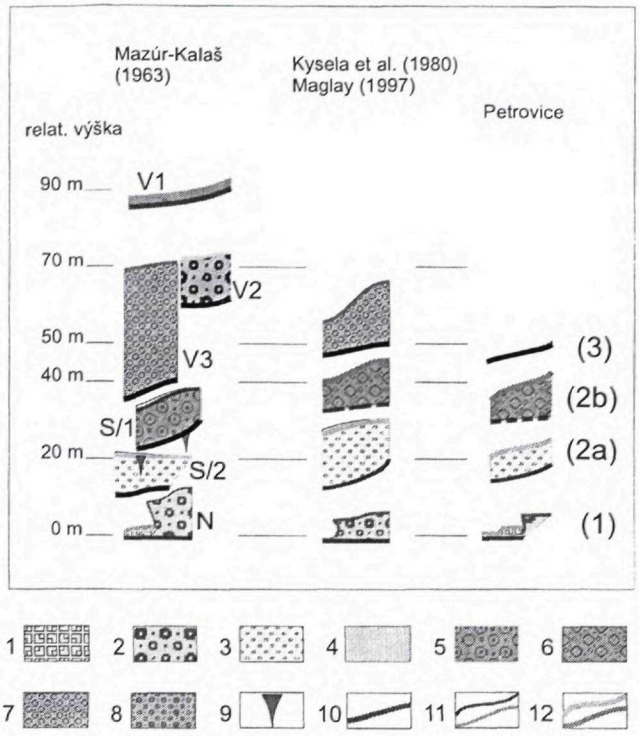
Najvyššia zachovaná je **tretia vysoká terasa (3)**. Je interpretovateľná len podľa morfológie. Zalomenie spádnice svahu je vo výške 415 m nad morskou hladinou (55 m relatívneho prevýšenia). Tento terén je značne zahlinený a bez technických prác sa nedá určiť charakter skalného podkladu. Predpokladám, že by tu mohlo ísť o relikt eróznej bázy terasy.

Vekové zaradenie

Nemáme k dispozícii žiadne údaje, ktoré by umožňovali priame datovanie jednotlivých terás, okrem aluviálnych nivných sedimentov, preplnených antropogénnym odpadom. Preto sa opieram o niektoré závery vyplývajúce zo zistených altimetrických údajov a o dobre rozpracovanú stratigrafiu vážskych terás, spracovanú Andrusovom (1932), Mazúrom (Mazúr a Kalaš, 1963; Mazúr, 1963) a Vaškovským (1977).

Dnes je už klasické Mazúrovo (1963) členenie na nízke, stredné a vyššie terasy v Žilinskej kotline. Na koreláciu som si vybral príhodnejšiu schému úseku Váhu pod Žilinou (Mazúr a Kalaš, 1963); (pozri obr. 3). V podstate by sme mohli predpokladať istú štruktúrnu samostatnosť jednotlivých považských kotlín počas ich kvartérneho vývoja v medziach ich dnešnej hydrogeologickej samostatnosti (Porubský, 1963).

Pri korelácii a zaradení terás do stupňov som sa riadil niekoľkými kritériami. Do skupiny nízkych terás zaraďu-



Obr. 3 Korelácia petrovických terás s vážskym systémom (M. Potfaj, 1997)
1 – aluviálna niva a aluviálna terasa (1a + 1b), 2 – nízka terasa (1c), 3 – druhá stredná terasa (2a), 4 – sprašové hliny na terasách, 5 – prvá stredná terasa (2b), 6 – stredná terasa s. l., 7 – tretia vysoká terasa (3), 8 – druhá vysoká terasa IVb, 9 – mrazové kliny, 10 – erózna báza terasy, 11 – povrch nižších terás, 12 – povrch vyšších terás

jem všetky tie terasy, ktoré majú skalné podložie v úrovni dnešnej eróznej bázy, prípadne len blízko nej (obr. 2). Bez akýchkoľvek pochybností zodpovedajú nízkym terasám v Mazúrovej (l. c.) schéme.

Skupinu vyšších terás je problematické roztriediť a korelovať s tou-ktorou terasou vážskeho systému. Chýbajú také charakteristické črty, ako je sprašový pokryv stredných vysokých terás, nedajú sa identifikovať kryoturbačné javy a mrazové kliny v ich štrkovom pokryve či v skalnom podloží prvej vysokej terasy. Ak vezmeme do úvahy štruktúrnu postupnosť jednotlivých terás, tak koreláciou vertikálnej distribúcie by bolo možné spojiť prvú vyššiu petrovickú terasu (2a) s druhou strednou terasou Váhu (*žilinskou*). Druhá petrovická terasa (2b) by mohla mať ekvivalent v prvej strednej terase Váhu (*strečnianskej*), ktorá sa podľa Mazúra (1963) objavuje dokonca aj nad bytčianskou tehelňou. Ich skalné podložie je zhruba v rovnakej relatívnej úrovni. Potom by bolo možné tretiu terasu (3), čo ako slabo dokumentovanú, paralelizovať s treťou vysokou terasou Váhu (obr. 3). V takejto konštrukcii by sa spochybnila konvergencia terás protiprúdnym smerom, ako ju opisuje napr. Mazúr (l. c.) z Rajčianky. Naopak, znamenalo by to miernu protiprúdovú divergenciu.

Divergenciu terasových stupňov proti prúdu by najjednoduchšie vysvetlil zdvih pramennej oblasti. Pre oblasť Javorníkov bol vyhodnotený relatívny zdvih 0,5–1 mm/r oproti poklesovej tendencii v doline Váhu (Kvitkovič a Plančár, 1979). Vanko (1988) však udáva pre vážsku dolinu pod Žilinou relatívny pokles 0 až –0,5 mm/r a pre oblasť Javorníkov –0,5 až –1,5 mm/r, teda relatívny pokles hrebeňa Javorníkov oproti doline Váhu o 0,5 až 1 mm/r! Obdobne Vanko a Kvitkovič (1982) udávajú pokles Váhu –0,5 až –1 mm/r pri relatívnom poklese Javorníkov –1 mm/r. Z týchto údajov vyplýva protiprúdový konvergentný terasový systém, čo však zatiaľ nemožno potvrdiť. Mohli by mu nasviedčať novšie údaje o terasách v okolí Bytče (Salaj et al., 1978; Maglay, 1997), je však potrebné zistiť rozšírenie terasového systému v prítokoch Váhu[1].

Za súčasného stavu poznania po korelácii prisudzujem jednotlivým terasovým stupňom – opierajúc sa o Halouzkovu (1986) morfostratigrafiu – tento vek: Nivná terasa (1b) môže zodpovedať etape würm/holocén. Najvyššia z nízkych terás (1. c.) je würmská (ris/würm), prvá vyššia terasa, teda druhá stredná (2a), patrí k mladšiemu risu (ekvivalent **IIa**). Druhá vyššia terasa (2b) (= prvá stredná) je ešte riská (starší ris až protoris = **IIb–III**). Tretia terasa (3) môže patriť k mladšiemu mindelu (ekvivalent **IVa**).

Pri takomto zaradení vyplýva z celkového zdvihu oblasti (cca 47 m za 400 000 r.) priemerná rýchlosť erózie 0,12 mm/r. a pri kalkulácii iba s eróznymi obdobiami (zhruba 130 000 r. podľa Halouzku, 1986) rýchlosť erózie 0,36 mm/r.

Záver

Mapovaním sa podarilo vymedziť členitý terasový systém v pravostrannom prítoku Váhu medzi Petrovicami a Kolárovicami na sútoku Petrovičky a Kolárovického potoka. Význam petrovického terasového systému vyskytujúceho sa pomerne vysoko v doline prítoku Váhu tkvie v niekoľkých faktoch:

– Zachované štruktúrne stupne skalného podložia sú dôkazom, že skutočne ide o terasový systém, ktorý bol napojený na vážske terasy.

– Umožňuje koreláciu s terasami pozdĺž hlavného, vážskeho toku. Najvyššiu a najstaršiu terasu (3) korelujem s treťou vysokou terasou Váhu, neskoromindelského veku. Mladšiu z vyšších petrovických terás (2a) korelujem s riskou druhou strednou terasou Váhu (tzv. žilinskou – Mazúr, 1963).

Petrovický systém terás je dôkazom, že pravobrežné konsekventné doliny vznikli už v začiatkoch založenia vážskeho toku. Reagovali na jeho režim a boli ním ovplyvňované. To sa síce predpokladalo, ale dosiaľ nebolo doložené konkrétnymi údajmi.

[1] Indície o terasách v susedných dolinách sú z Rovnianskej doliny (v Kotešovej s povrchom cca +15 m nad eróznou bázou) a Marikovskej doliny (povrch 25 m nad aluviálnou nivou).

Pri ďalšom mapovaní by malo byť možné porovnaním terás v jednotlivých dolinách stanoviť aj prípadné neotektonické pohyby blokov. Pomerne pravidelný vzor priebehu dolín navádza na predpoklad, že tieto doliny sú založené na puklinových zónach (porovnaj: Plička, 1968).

Literatúra

Andrusov, D., 1932: O čtvrtohorních terasách Oravy a středního toku Váhu a několik poznámek o geomorfologii Západních Karpat slovenských. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 8, 244–257.

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O., Snopková, P., Potfaj, M., Žecová, K. a Boorová, D., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy (Geology of southern and eastern Orava). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–319.

Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (Stredné Pohronie, Orava a Turiec) (New informations on Quarternary stratigraphy of terrace deposits of rivers in West Carpathians (Middle Hron river area, Orava, Turiec). Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21, 167–175.

Halouzka, R. a Minaříková, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 11 7–55.

Horniš, E., 1956: Petrograficko-technologický výskum štrkopieskov rieky Váhu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 93–222.

Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1979: Recent vertical movement tendencies of the Earth's crust in the West Carpathians. In: (Eds.) Vaněk, J., Babuška, V. a Plančár, J.: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 193–200.

Kvitkovič, J. a Vanko, J., 1980: Recent vertical movements of the Earth's crust in the West Carpathians. Geogr. Čas. (Bratislava), 32, 171–179.

Maglay, J., Potfaj, M., Šlepecký, T., Fejdiová, O., Köhler, E., Žecová, K., Kohút, M., Buček, S., Nagy, A., Januš, J., Prokša, P., Sandanus, M. a Vass, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-311– Kysucké Nové Mesto. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, Progeo Žilina, 1–25.

Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria (geomorfológia a kvartér). Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1–185.

Mazúr, E. a Kalaš, L., 1963: Metódy kvartérnych výskumov na príklade stredného Považia a ich doterajšie výsledky. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 35–40.

Plička, M., 1968: Joint zones in the Flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 44–45, 119–127.

Plička, M., 1970: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění ve flyši Západních Karpat. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 13, 7–56.

Porubský, A., 1963: Hydrogeologická charakteristika alúvia Váhu v úseku Krpeľany – Sereď. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 165–173.

Salaj, J., Kysela, J., Gašpariková, V., Zakovič, M. a Remšík, A., 1978: Textové vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list M-34-98-A-c (Bytča). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–39.

Vanko, J., 1988: Nové poznatky o dynamike zemského povrchu Západných Karpát na Slovensku. In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa. Brno, Geofyzika, 39–48.

Vanko, J. a Kvitkovič, J., 1980: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry (Recent vertical movements of the Earth's crust). In: (Eds.) Mazúr, E. et al.: Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 21–21/5.

Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–247.

Geologické Práce, Správy 103, s. 23–26, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Spodnosarmatské sedimenty Devínskej brány (Malé Karpaty)

KLEMENT FORDINÁL[1] a ADRIENA ZLINSKÁ[1]

A b s t r a c t . Molluscan (gastropod and bivalvia) and foraminiferal fauna found in the hydrogeological wells CHK-26 drilled on the Sihoť island enabled to date the fossil-bearing sediments as Lower Sarmatian. This is the first exact stratigraphic determination of Neogene sediments on the Sihoť island.

Key words: Malé Karpaty Mts., Devínska brána gate, Lower Sarmatian, Mollusca, Foraminifera

Úvod

Devínska brána predstavuje súčasť Malých Karpát. Tvorí ju priečna prielomová dolina Dunaja, tektonicky podmienená, medzi skupinou Devínskej Kobyly a Hundsheimských kopcov. Dno prielomu je ploché, rovinaté. Tvorí ho vlastne poriečna niva Dunaja. Výrazne ho obmedzujú strmé stráne, na slovenskej strane Devínska Kobyla, na rakúskej Hundsheimské kopce (Mazúrová, 1973).

Začiatky vývoja Devínskej brány sa viažu pravdepodobne k vrchnému pliocénu. Výskyt bádenských a sarmatských sedimentov v rôznych pozíciách, a to jednak na plošinách Devínskej skupiny, jednak na poklesnutých kryhách v podloží nivnej akumulácie Dunaja, na ostrove Sihoť alebo východne od Devína, poukazuje na to, že ich sedimentácia prebiehala na tektonicky deformovanom reliéfe. Mazúrová (l. c.) predpokladá, že Dunaj v Devínskej bráne svojou odnosovou činnosťou odkryl starú prepadlinu, ktorú možno pokladať za antecedentnú prielomovú dolinu, ktorá využíva starú tektonickú predispozíciu.

Z bližšie neurčeného vrtu na ostrove Sihoť (Käsmacher Insel) uvádza Švagrovský (1971) nález sarmatskej fauny. V hrubozrnných, ostrohranných svetlých kremitých pieskoch sa našli zvyšky schránok *Irus vitalianus* (ORBIGNY) a *Ervilia dissita dissita* (EICHWALD).

Na ostrove Sihoť, nachádzajúcom sa v Devínskej bráne, sa uskutočnil vrtný hydrogeologický prieskum. Z vrtu CHK-26 (hĺbka 12,2 m) sme od Ing. P. Pospíšila získali vzorku z výplachu. Vrt bol situovaný na južnom okraji ostrova, pri brehu Dunaja, v blízkosti studne (ponorky) č. 47. Pri laboratórnom spracovaní (plavení) sa v uvedenej vzorke našli schránky mäkkýšov (gastropódov a bivalvií), úlomky pieskovca s časťami schránok – pravdepodobne pôvodný sediment. Pri plavení sa zistila aj prítomnosť ílov vo vzorke. Vo výplave sa našli rekryštalizované foraminifery a jeden otolit.

Fauna a jej stratigrafické zaradenie

Z vrtu CHK-26 (12,2 m) bola získaná nasledujúca fauna mäkkýšov:

Gastropódy: *Pirenella* cf. *nodosoplicata* (M. HOERNES), *P. picta* cf. *picta* (DEFR.), *Cerithium* sp., *Valvata* sp.

Bivalviá: *Parvilucina niveus* (EICHWALD), *Ervilia* cf. *dissita* (EICHWALD).

Schránky gastropódov boli ováľané. Z foraminifer sa vyskytovali nasledujúce taxóny: *Elphidium* cf. *aculeatum* (ORB.), *E. fichtelianum* (ORB.), *E.* ex gr. *flexuosum* (ORB.), *E. flexuosum grilli* PAPP, *E. granosum* (ORB.), *Elphidium* sp., *Triloculina consobrina* (ORB.) a *Quinqueloculina* sp.

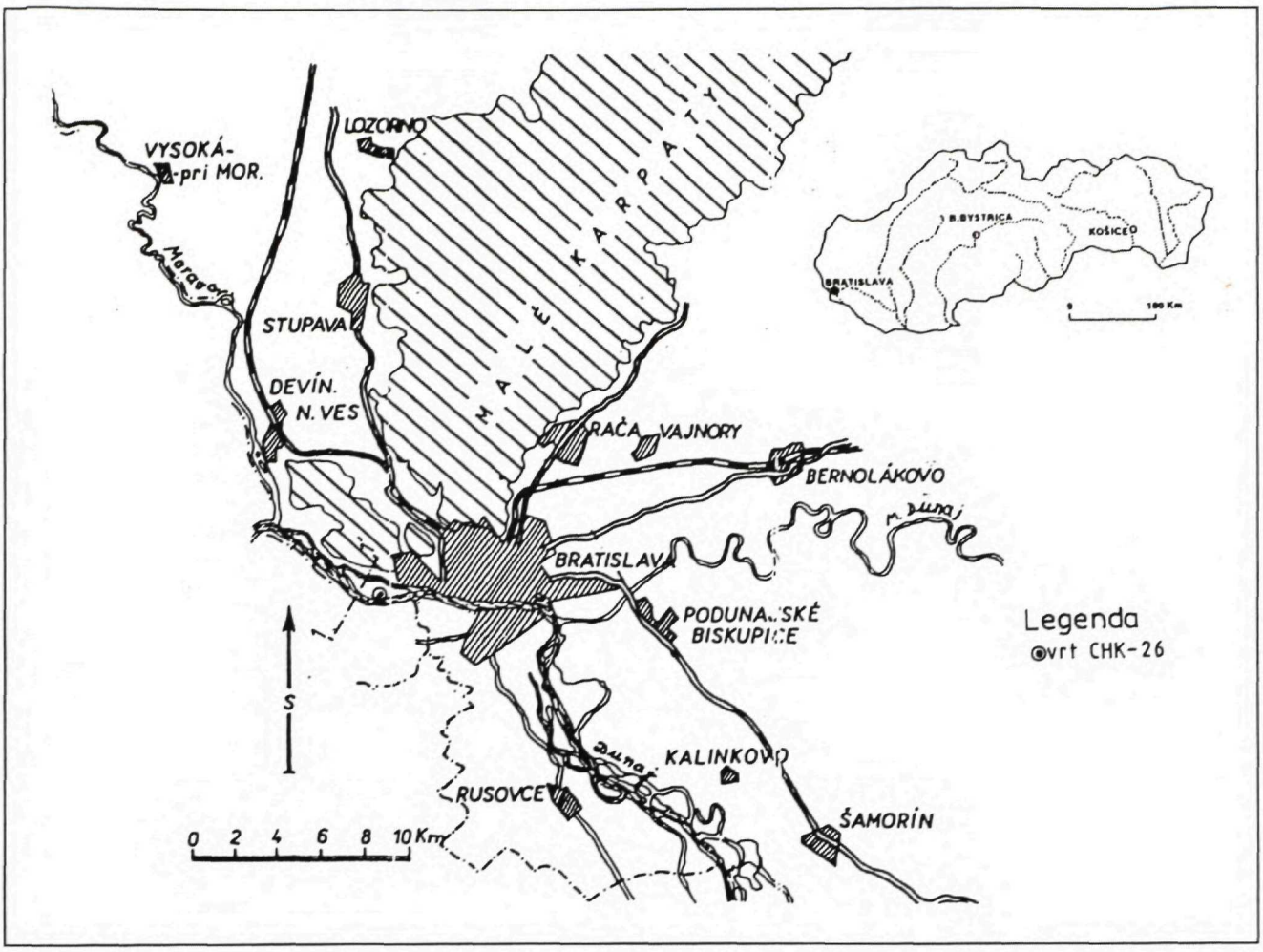
Z paleoekologického hľadiska sa rod *Elphidium* vo všeobecnosti považuje za ukazovateľa malej hĺbky vody. Vo väčšom množstve sa nachádza len v hĺbke menšej než 80–100 m (Boltovskoy a Wright, 1976; Walton, 1964; Poag, 1981). Z uvedeného vyplýva, že študované sedimenty sa usadzovali v plytkovodnom prostredí.

Uvedené taxóny mäkkýšov a foraminifer poukazujú na sarmatský vek fosilonosných sedimentov. Prítomnosť bivalvie *Parvilucina niveus* (EICHWALD) a foraminifery *Elphidium flexuosum grilli* PAPP spresňujú uvedené stratigrafické zaradenie a svedčia o spodnosarmatskom veku (Švagrovský, 1971; Brestenská, 1974).

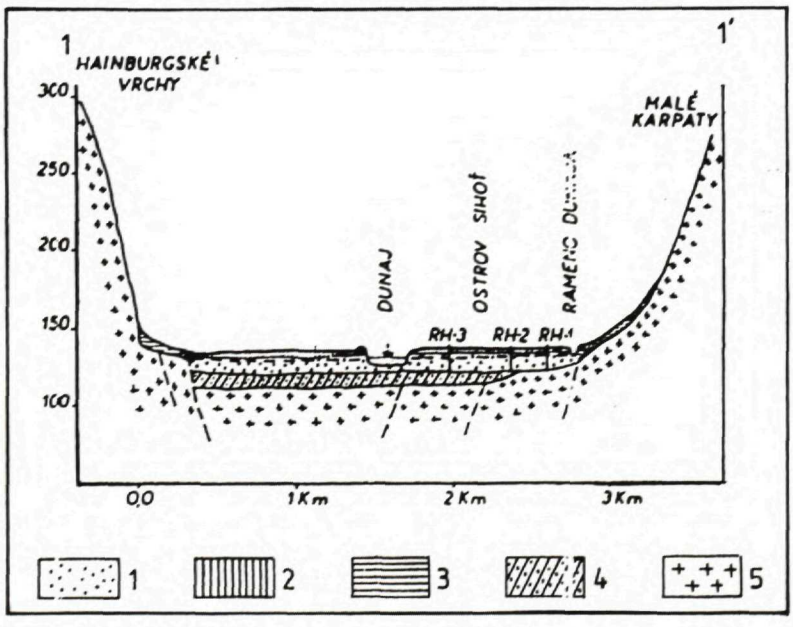
Záver

Z ostrova Sihoť bola už v minulosti známa prítomnosť neogénnych sedimentov (ílov, piesčitých ílov), nachádzajúcich sa na granitoidoch, v podloží kvartérnych štrkov. Zaraďovali sa do sarmatu (Mazúrová, 1973; Porubský, 1973). Uvádzala sa aj chudobná fauna mäkkýšov, poukazujúca na sarmatský vek sedimentov (Švagrovský, 1971). Fauna mäkkýšov (gastropódov, bivalvií) a foraminifer, ktorú sme študovali, spresnila doteraz uvádzané stratigrafické zaradenia a poukázala na ich spodnosarmatský vek.

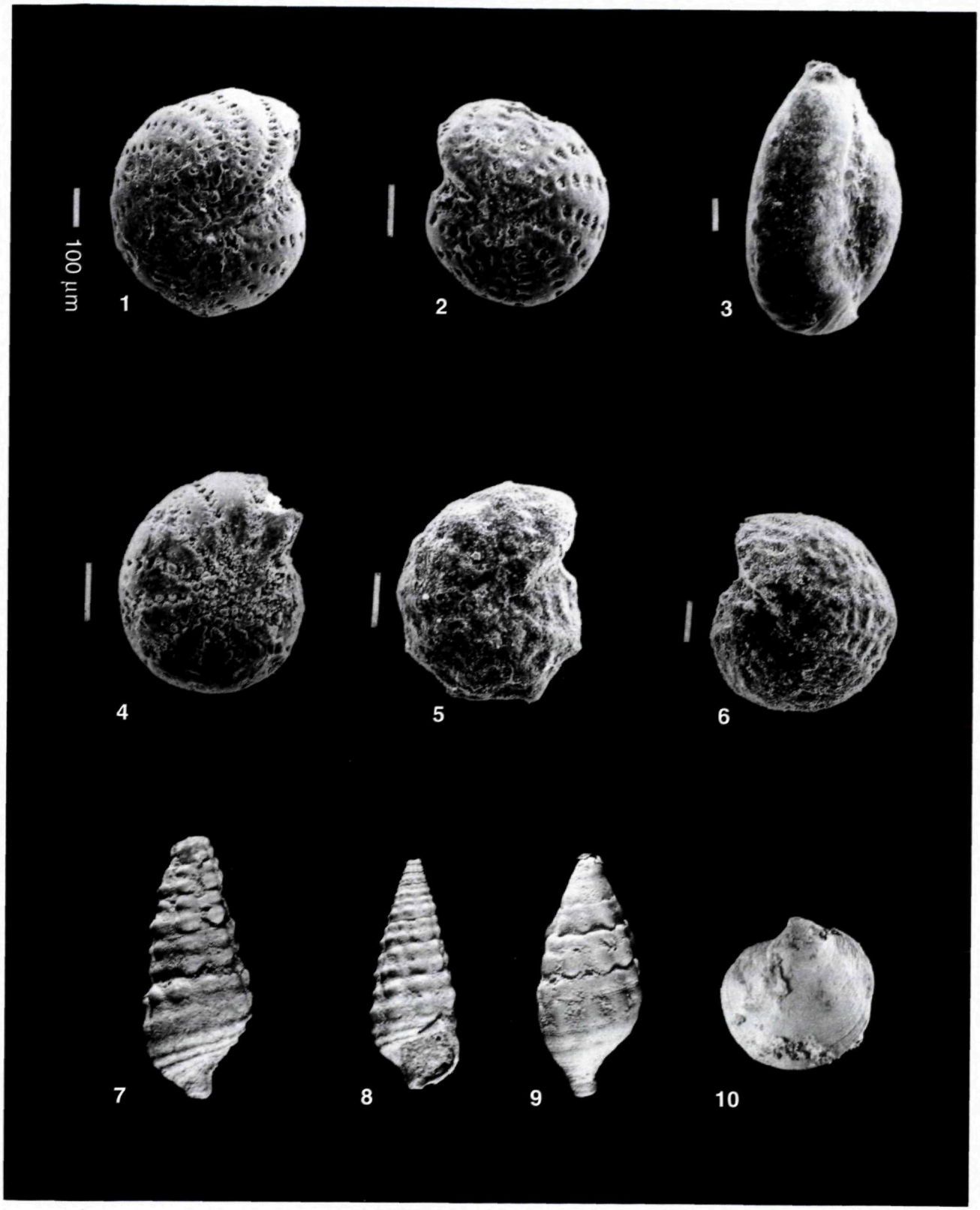
[1]RNDr. Klement Fordinál, RNDr. Adriena Zlinská, CSc., Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Lokalizácia ostrova Sihoť s vyznačeným profilom (A. Porubský, 1973, upravené) a na ňom vrtu CHK-26



Obr. 2 Schematický geologický profil pozdĺž línie 1–1′ územia ostrova Sihoť (A. Porubský, 1973, upravené)
1 – fluviálne štrky, 2 – hliny, 3 – svahové sedimenty, 4 – sarmatské íly a piesčité íly, 5 – kryštalinikum



Fototab. 1

Obr. 1–2 – *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.)
Obr. 3 – *Triloculina consobrina* (ORB.)
Obr. 4 – *Elphidium granosum* (ORB.)
Obr. 5 – *Elphidium aculeatum* (ORB.)
Obr. 6 – *Elphidium* sp.
Obr. 7–8 – *Pirenella picta* cf. *picta* (DEFR.), zv. 3,2x
Obr. 9 – *Pirenella* cf. *nodosoplicata* (M. HOERNES), zv. 3,3x
Obr. 10 – *Parvilucina niveus* (EICHVALD), zv. 3,4x
Obr. 1–6 boli nasnímané na elektrónovom mikroskope JSM-840 v GS SR, operátor K. Horák;
Obr. 7–10 fotografovala C. Michalíková

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY INFORMAČNÉ STREDISKO Bratislava

Poďakovanie

Autori ďakujú Ing. P. Pospíšilovi za poskytnutý materiál a Vodárňam a kanalizáciám, a. s., za možnosť publikovať zistené biostratigrafické závery.

Literatúra

Boltovskoy, E. a Wright, R., 1976: Recent Foraminifera, III-XVII. Junk, Den Haag, 1–515.

Brestenská, E., 1974: Die Foraminiferen des Sarmatien s. str. In: Papp, A., Marinescu, F. a Seneš, J. et al.: Miozän M_5 Sarmatien. Chronostratigraphie und Neostratotypen, IV, Bratislava, 243–293.

Mazúrová, V., 1973: Príspevok k poznaniu dunajských terás v Devínskej bráne. Geogr. Čas. (Bratislava), 25, 2, 112–121.

Poag, C. W., 1981: Ecologic Atlas of Benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico, V–VIII. Marine Science International, Woods Hole/Mass., 1–175.

Porubský, A., 1973: Podzemné vody Bratislavy a jej okolia. Geogr. Čas. (Bratislava), 25, 3, 216–232.

Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 20, 7–473.

Walton, W. R., 1964: Recent Foraminiferal Ecology and Paleoecology. In: Imbrie, J. and Newll, N (Hrsg): Approaches to Paleoecology. New York – London – Sidney, J. Wiley and Sons, 151–237.

Explanations to Figures

Fig. 1 Location of the Sihoť island with the section (Porubský, 1973; modified) and the well CHK-26 situeted on it

Lowe Sarmatian sediments of the Devínska brána gate (Malé Karpaty Mts.)

Klement Fordinál and Adriena Zlinská

Summary

The Neogene sediments, known already in the past in the underlier of Quaternary gravels, were determined as Sarmatian (Mazúrová, 1973; Porubský, 1973). Švagrovský (1971) reported scarce remmants of mollusc from an unidentified well sunk on this island.

The molluscan (gastropod and bivalvia) and foraminiferal fauna was found in the hydrogeologic wells CHK-26 on the Sihoť island.

The following gastropods were indentified *Pirenella* cf. *nodosoplicata* (M. HOERNES), *P. picta* cf. *picta* (DEFR.), *Cerithium* sp., *Valvata* sp. and bivalves *Parvilucina niveus* (EICHWALD), *Ervilia* cf. *dissita* (EICHWALD). The foraminifers are represented by *Elphidium* cf. *aculeatum* (ORB.), *E. fichtelianum* (ORB.), *E.* ex gr. *flexuosum* (ORB.), *E. flexuosum grilli* (PAPP), *E. granosum* (ORB.), *Triloculina consobrina* a *Quinqueloculina* sp.

The occurrence of bivalve *Parvilucina niveus* (EICHWALD) (Švagrovský, 1971) and of the foraminifer *Elphidium flexuosum grilli* PAPP (Brestenská, 1974) indicates the Lower Sarmatian age of sediments under study.

Fig. 2 Schematic geological section 1–1′ through Sihoť island (Porubský, 1973; modified)

1 – fluvial gravels, 2 – loams 3 – slope sediments, 4 – Sarmatian clays and sandy clays, 5 – crystaline rocks

Geologické práce, Správy 103, s. 27–33, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Kežmarské vrstvy – nový člen paleogénu podtatranskej skupiny

PAVEL GROSS[1]

Abstract. Below the Biely Potok Formation and within the uppermost part of the Zuberec flysch Formation there occurs a few tens of meters thick flysch suite in which, with growing frequency towards the overlier, appear as much as several of meters thick sandstone beds of the Biely Potok type. Such development was found during the new geological mapping of the Levočské vrchy hills, but also reminds of that found before in the Liptovská kotlina depression and in the Skorušinské vrchy hills in the Orava region.

A similar development was reported already by Chmelík (1958), who referred it to „transitional sandstone beds of the Levoča Mts.". Neither the thickness, nor the position of this lithofacies is constant. Its absence may either be primary, or it may be due to truncation of the surface by the overlying Biely Potok Formation.

Most sandstone benches are composed of greywackes, while arkoses and greywacke sandstones are less common. The Kežmarok Member yielded faunistic assemblages of Oligocene age.

Keywords: Paleogene rocks of Sub-tatric Group, Zuberec Formation, Levočské vrchy hills, lithology, biostratigraphy, stratotype

Najvyššie úseky zubereckého súvrstvia (v zmysle Grossa, Köhlera a Samuela, 1984), najmä v západnej a severozápadnej časti Levočských vrchov, tvorí flyš so vzrastajúcim podielom pieskovcového komponentu na úkor stenčujúcich sa ílovcov a objavujú sa hrubé lavice typu bielopotockých pieskovcov. Chmelík (1958) vývoj tohto typu pričleňoval k tzv. prechodným pieskovcovým vrstvám Levočského pohoria. Jeho definovanie je menej presné, keď uvádza: „... Ich stratigrafická pozícia je značne premenlivá (pozn. Grossa: čo nie je pravda) ... vyvíjajú sa na ílovcovo-pieskovcových vrstvách južnej fácie. Sú charakterizované vzrastajúcim podielom pieskovcov ... a tvorbou pleplástkov oxidických Mn rúd ... pomer pieskovcov k ílovcom bol stanovený na 2 : 1, v detailoch tento pomer kolíše od 1 : 1 do 3 : 1 ... Litologicko-faciálne predstavujú ešte pomerne typickú flyšovú sedimentáciu ..." atď.

Kežmarské vrstvy sú charakterizované tým, že ešte vo flyšovom prostredí vrchnej časti zubereckého súvrstvia sa začínajú objavovať 50–400 cm hrubé lavice strednozrnných a hrubozrnných pieskovcov bielopotockého typu s typickou hrdzavožltou farbou, intraklastmi – závalkami – ílovcov a typickým hrubokusovitým rozpadom, aký vidno v laviciach nadložného bielopotockého súvrstvia.

Identifikácia opisovaného vývoja pri slabšej odkrytosti terénu je značne sťažená, pretože veľké zalesnené plochy s úlomkami pieskovcov bielopotockého typu sa dajú omylom ľahko pričleniť už k bielopotockému súvrstviu. V odkrytých dnách potokov však vidno, že tieto hrubé lavice vystupujú oddelene, ešte v dosť typickom flyšovom prostredí. Veľké plochy územia v okolí Kežmarku, resp. Levoče atď. boli v minulosti (Fusán et al., 1963) pričlenené k bielopotockému súvrstviu, hoci po detailnom terénnom výskume preukázateľne ešte ide o podložné kežmarské vrstvy.

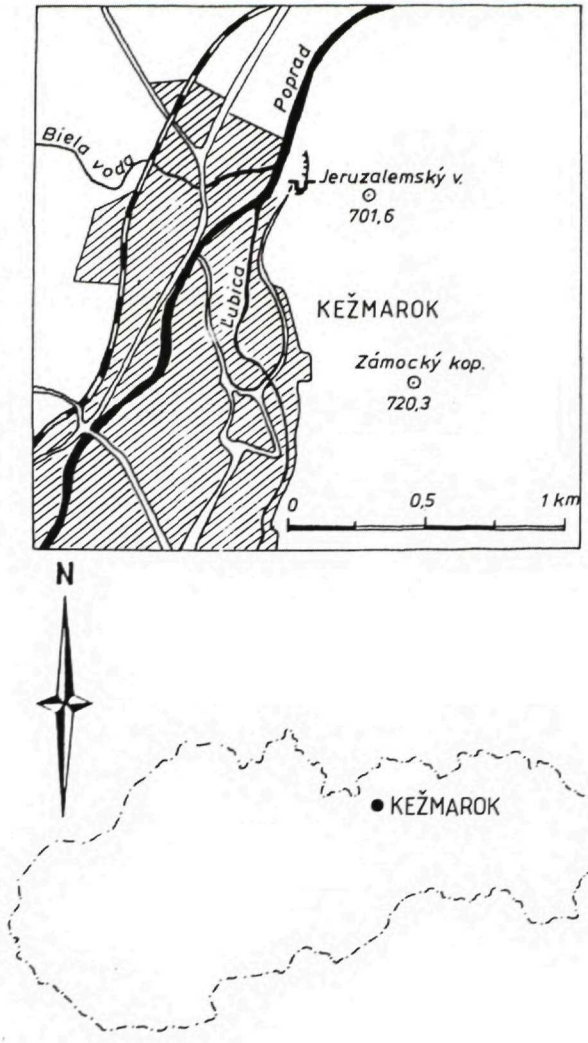
Flyšová subfácia – kežmarské vrstvy nemajú priestorovú stálosť a konštantnú hrúbku (i keď stratigraficky boli nesporne zaradené do oligocénu). Miestami vytvárajú desiatky metrov hrubé polohy, avšak inde v Levočských vrchoch prechádza flyš zubereckého súvrstvia priamo do bielopotockého súvrstvia bez existencie tejto prechodnej časti. Skladba litofácie dovoľuje predpokladať, že ešte počas sedimentácie typických flyšových postupností, či už v dôsledkoch tektoniky alebo iných geologických fenoménov, sa začali dvíhať a fungovať zdrojové zóny klastického materiálu, ktoré sa naplno uplatnili až počas usadzovania nadložného bielopotockého súvrstvia.

Nerovnaká hrúbka a plošná nesúvislosť kežmarských vrstiev nabáda k úvahe, že ich materiál bol do panvy transportovaný množstvom menších či rozsiahlejších vejárov – podmorských náplavových kužeľov, ktoré sa mohli navzájom buď prekrývať, alebo nemuseli sa navzájom ani dotýkať. Najväčšia hrúbka sedimentov je v pozdĺžnej osi kužeľa, k okrajom klesá, až sa vykliňuje. Výskumy potvrdili existenciu častých výmyvových procesov do podložných sekvencií zubereckého súvrstvia. Prejavy podmorskej erózie na rozhraní zubereckého a bielopotockého súvrstvia (t. j. v pozícii opisovaných kežmarských vrstiev) vidno vo veľkom (dnes už opustenom) kameňolome na východnom okraji Levoče. Podrobný opis uvedených javov je v práci Marschalko a Gross (1970).

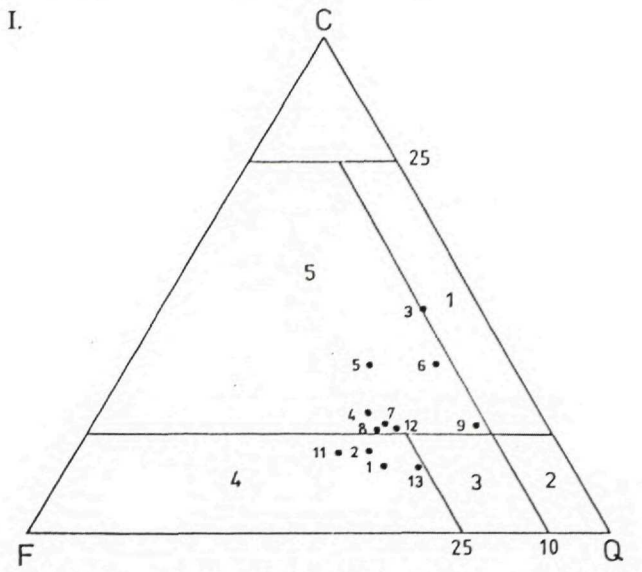
Stratotypovou lokalitou, komunikačne veľmi ľahko prístupnou, je dnes už opustený „mestský kameňolom" v severnej časti Kežmarku, na západných svahoch Jeruzalemského vrchu. Dĺžka lomovej steny je 150 m, výška bežne nepresahuje 20 m (obr. 1 a 3).

Hrubé pieskovcové lavice bielopotockého typu sú od seba oddelené buď tenkou vrstvičkou ílosiltovcov, alebo často sa dotýkajú iba pozdĺž výraznej, inde nevýraznej vrstvovej škáry. Ak je vrstvová škára nevýrazná, budia pieskovce dojem, že ide o jednu lavicu, hrubú 3–4 m.

[1]RNDr. Pavel Gross, CSc., Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

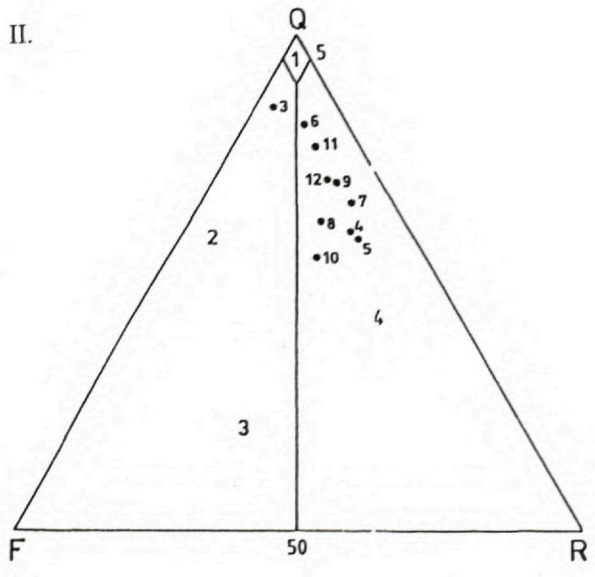


Obr. 1 Lokalizácia stratotypovej lokality kežmarských vrstiev – kameňolom na severovýchodnom okraji Kežmarku

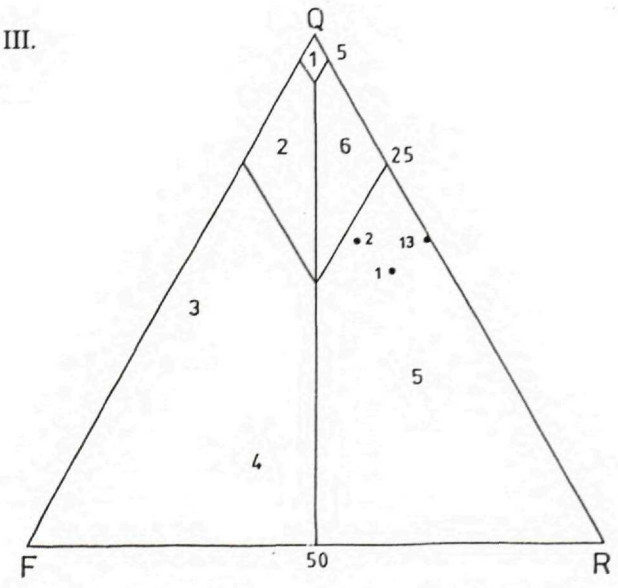


1 – drobové pieskovce, 2 – subarkózy, 3 – arkózy, 4 – arkózové pieskovce, 5 – litické pieskovce, 6 – sublitické pieskovce

Obr. 2 Klasifikačné diagramy pieskovcov kežmarských vrstiev
I – podľa Petránka, 1963; II a III – podľa Pettijohna, Pottera a Sievera, 1972 (T. Ďurkovič in P. Gross et al., 1994, 1995)



1 – kremenné droby, 2 – arkózovité droby, 3 – živcové droby, 4 – litické droby



1 – kremenné pieskovce, 2 – subarkózy, 3 – arkózy, 4 – arkózové pieskovce, 5 - litické pieskovce, 6 – sublitické pieskovce

Tenšie pieskovcové lavice (70–100 cm) sú tiež buď homogénne zvrstvené, alebo vo vrchnej časti s prechodom do vodorovnej alebo čerinovej laminácie (interval T_{a-b} alebo T_{a-b-c} v zmysle Boumu, 1962).

Ílovce vo flyšovej časti súvrstvia dosahujú hrúbku 5–10 cm, ojedinele vo vrchnej časti lomu až 150 cm. Sú slabo vápnité i nevápnité, bridličnato rozpadavé. Často sú prerušované laminami siltovcov alebo tenkými lavičkami jemnozrnných pieskovcov. Mikroskopické štúdium preukázalo, že ílovce majú vždy istý podiel siltovej prímesi, tvorenej v prevahe kremeňom.

Litologická a petrografická charakteristika

Kežmarské vrstvy predstavujú do 100 m, ojedinele až 130 m hrubý komplex budujúci najvyššie polohy zubereckého súvrstvia. Na základe horninovej skladby (pieskovce–siltovce–ílovce, vyvinuté v typickej flyšovej litofácii, v ktorej sa čoraz častejšie objavujú hrubé lavice pieskovcov bielopotockého typu) ide výslovne o „prechodné vrstvy" medzi zubereckým a bielopotockým súvrstvím.

Mikroskopické štúdium kežmarských vrstiev realizoval Ďurkovič (in Gross et al., 1994, 1995). Pri analýzach pieskovcov v Levočských vrchoch, nadväzujúcej časti Popradskej kotliny a Hornádskej kotliny konštatujeme, že dominantnými (v zmysle klasifikácie Petránka, 1963) horninami sú tu droby (69,2 %), menej sú arkózy (23,1 %), zriedkavé až ojedinelé sú drobové pieskovce (7,7 %).

Živce (3,6–11 %) tvorí ortoklas, plagioklas a sporadicky mikroklín. Úlomky metamorfitov (1–21,3 %) sú zastúpené hlavne fylitmi a rulami. V podstatne menšej miere sa vyskytujú úlomky karbonátov (1,1–8,1 %).

Vzhľadom na vysoký podiel základnej hmoty (do 41 %, v priemere 19,95 %), živcov a úlomkov nestabilných hornín možno hrubé pieskovcové lavice bielopotockého typu v kežmarských vrstvách hodnotiť ako mineralogicky málo zrelé.

Analyzované vzorky (13 ks) pieskovcov sú zobrazené v klasifikačných diagramoch na obr. 2 v zmysle Petránka (1963) a Pettijohna, Pottera a Sievera (1972).

V tab. 1, pri ktorej sú uvedené čísla lokalít odberov vzoriek, uvádzame modálne zloženie pieskovcov (v %).

V rámci výskumu opisovaných vrstiev v Hornádskej kotline (Filo et al., 1995) boli odobrané dve vzorky ílovcov na kvantitatívne silikátové analýzy. Výsledky (v %) sú v tabuľke. Z uvedených analýz vyplýva, že horniny je možné klasifikovať ako kremité ílovce.

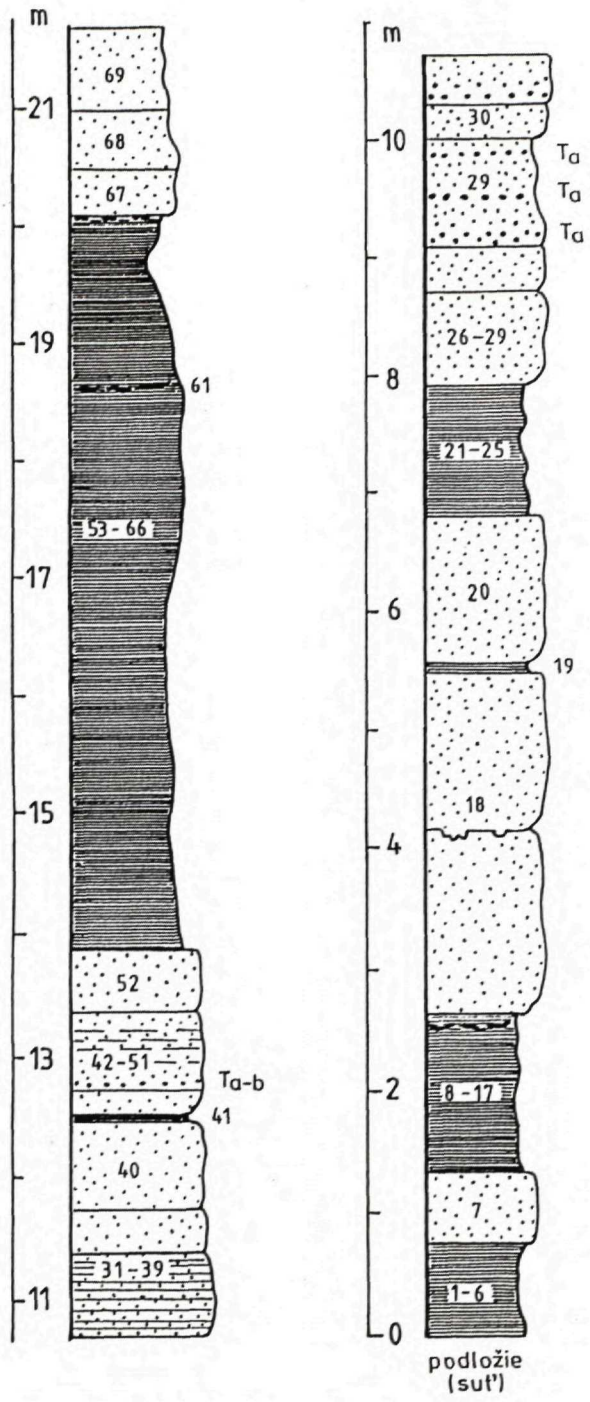
Por. čís.	Čís vz.	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	TiO
14	580	49,75	13,56	0,25	5,17	0,05	8,06	3,52	3,43	1,13	0,29	0,67
15	639	51,35	16,02	1,23	3,81	0,05	6,03	3,65	4,49	0,82	0,32	0,54

Tab. 1 Modálne zloženie pieskovcov kežmarského súvrstvia (T. Ďurkovič, 1994, 1995)

Poradové číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Priemer v %
číslo vzorky	134G	152G	114G	92cG	49G	92aG	92bG	121G	63G	131G	134G	146G	228G	
kremeň	41,3	43,9	43,0	43,2	39,7	50,0	46,8	46,0	54,4	38,0	58,4	42,9	45,9	45,65
živce	10,3	9,7	6,4	7,1	6,4	4,9	5,6	10,8	5,8	11,0	5,4	7,4	3,6	7,26
úlomky karbonátov	3,4	5,5	1,0	7,1	2,5	1,1	7,5	5,2	4,4	8,0	4,5	7,1	8,1	5,03
úlomky metamorf. hornín	21,3	14,0	1,0	14,2	11,5	4,8	13,0	11,0	9,5	11,0	9,8	13,9	9,0	11,07
úlomky vyvretých hornín		4,8		2,0	2,5		2,0	2,0		2,0		1,8	10,8	2,14
úlomky ost. sedim. hornín	0,7	4,0			5,0	1,2	3,4	1,8	0,7	1,0	0,8		9,9	2,19
sľudy	3,4	4,0	4,3	3,9	1,3	1,2	3,4	2,2	2,2		2,1	4,1		2,46
základná hmota	10,3	13,4	41,9	18,7	28,2	34,8	16,7	17,6	15,4	20,0	15,4	18,9	8,1	19,95
tmel	6,2	4,3	2,1	3,9	2,5	2,0	1,4	3,4	8,0	5,0	8,0	4,2	4,0	4,23
priem. veľkosť zŕn (mm)	0,35	0,32	0,15	0,32	0,22	0,10	0,30	0,30	0,28	0,32	0,35	0,37	0,65	0,31

strednozrnná droba – 1, 4, 7, 8, 9, 11, 12; strednozrnná arkóza – 2, 10, 13; jemnozrnný drobový pieskovec – 3; jemnozrnná droba – 5, 6

Lokality: 1 – 1,2 km s. od Draviec; 2 – 1 km j. od Dlhých Stráží; 3 – 3 km jv. od Tvarožinej; 4 – obec Ľubica v údolí Ľubičky; 5 – s. okraj Kežmarku (stratotypová lokalita); 6 – detto ako 4; 7 – detto ako 4; 8 – sv. okraj Bukovinky; 9 – 2 km jv. od Záľubice; 10 – 0,3 km sv. od Draviec; 11 – 1,2 km sv. od Draviec; 12 – 1,8 km jz. od Draviec; 13 – 1 km jv. od Tvarožinej; 14 – 2 km sz. od Domaňoviec; 15 – 0,5 km sz. od Trstian



Obr. 3 Schematický litologický profil kameňolomu v Kežmarku (stratotypová lokalita)

Podrobný profil lomovej steny v smere od podložia do nadložia (text k obr. 3)

1. 14 cm – homog. zvrstv. strednozrnný pieskovec
2. 15 cm – sivý vápnitý ílovec
3. 13 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
4. 3,5 cm – ílosiltovec
5. 22 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
6. 9 cm – ílovec až ílosiltovec
7. 57 cm – homog. zvrstv. strednozr. pieskovec, vrchných 10 cm tvorí jemnozr. frak. s vodorovnou laminációu
8. 2 cm – ílovec
9. 4 cm – jemnozrnný pieskovec
10. 6 cm – ílovec
11. 32 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
12. 13 cm – laminovaný ílosiltovec
13. 33 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
14. 5 cm – ílosiltovec
15. 7 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
16. 1 cm – siltovec s uhoľnou sečkou
17. 30 cm – homog. zvrstv. strednozr. pieskovec; stopy G. c. – 100°. Nad vrstvou č. 17 je prerušenie vrstvového sledu z dôvodu zasutinenia strednej časti lomovej steny. Ďalšie pokračovanie profilu uvádzame z najjužnejšej časti lomu.
18. 288 cm – pieskovec homogénne zvrstvený, strednozrnný. Lavica sa za čerstva javí ako masívna, avšak po navetraní vidno, že tu ide o dve lavice ležiace na sebe pozdĺž vrstvovej škáry bez ílovcov, resp. s reliktmi (hrubými do 0,5 cm) siltovcov. Povrch lavice je nerovný, erozívne zrezaný nadložnou lavicou.
19. 7 cm – ílosiltovec
20. 50–120 cm – lavice pieskovca premenlivej hrúbky, ktorá je akoby vtlačená do lavice č. 17 a 18. Je zaujímavé, že lavica č. 19 ani pod maximálnym zhrubnutím nie je vytlačená. Stopy G. c. – 50°
21. 15 cm – piesčitý siltovec
22. 42 cm – gradačne zvrstvený pieskovec s 2–7 mm hrubým zrnom v spodnej časti
23. 24 cm – ílosiltovec až siltovec s množstvom sľudy a uhoľnej sečky
24. 15 cm – strednozrnný laminovane zvrstvený pieskovec s uhoľnou sečkou
25. 5 cm – ílovec
26. 80 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec s náznakmi tektonického porušenia, je silno sľudnatý
27. 43 cm – po vrstvovej škáre bez výplne nasleduje lavica tvorená strednozrnným homog. zvrstv. pieskovcom
28. 3 cm – jemnozrnný laminovaný pieskovec
29. 112 cm – lavica pieskovca s trojnásobným nasadením hrubej frakcie, bez viditeľných vrstvových škár. Ide o zloženú lavicu, za čerstva zdanlivo celistvú.

100 cm – prerušenie sledu

30. 30 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
31. 5 cm – piesčitý siltovec
32. 38 cm – gradač. zvrstv. pieskovec s frakciou hrubou 1–4 mm, tvorenou predovšetkým kremeňom
33. 20 cm – jemnozrnný laminovaný rozpadavý pieskovec
34. 2 cm – siltovec s výraznou laminációu
35. 45 cm – laminovane zvrstvený pieskovec

Nad vrstvou č. 35 je prerušenie vrstvového sledu z dôvodu zasutinenia s hrúbkou cca 3–4 m.

36. 35 cm – homogénne zvrstvený pieskovec; nad ním je vrstvová škára bez výplne
37. 15 cm – strednozrnný homogénne zvrstv. pieskovec
38. 30 cm – gradačne zvrstvený pieskovec s intervalmi T_a až T_b (gradácia, laminácia)
39. 20 cm – piesčitý siltovec s uhoľnou sečkou, silno rozpadavý
40. 8 cm – jemno- až strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
41. 5 cm – ílovce až ílosiltovce
42. 6 cm – strednozrnný pieskovec, nad ním vrstvová škára
43. 7 cm – jemnozrnný pieskovec, nad ním vrstvová škára
44. 4 cm – jemnozrnný pieskovec
45. 2 cm – siltovec
46. 7 cm – strednozrnný pieskovec s prechodom do vodorovnej siltovcovej laminácie
47. 10 cm – gradačne zvrstvený strednozr. pieskovec s prechodom do siltovcovej laminácie
48. 18 cm – gradačne zvrstvený pieskovec s hrúbkou zrna v spod. časti do 1 mm
49. 15 cm – gradačne zvrstv. pieskovec, v spodnej časti strednozrnný, vo vrchnej časti s prechodom do jemnozrnného sľudnatého, s vodorovnou laminációu
50. 14 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
51. 5 cm – piesčitý siltovec, silno sľudnatý, laminovaný
52. 56 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec, nad ním vrstvová škára, miestami vyplnená siltovcovými laminami
53. 31 cm – strednozrnný pieskovec, vrchných 10 cm vodorovná siltovcová laminácia
54. 15 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
55. 70 cm – úsek ílovcov s ojedin. až 2 cm hrubými lavicami jemnozrnných pieskovcov
56. 30 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
57. 150 cm – vápnité, kusovito až bridličnato rozpadavé ílovce, miestami s laminami siltovcov až jemnozr. pieskovcov s hrúbkou do 2 cm
58. 15 cm – homogénne zvrstv. pieskovec
59. 5 cm – ílovec
60. 20 cm – strednozrnný až jemnozrnný pieskovec
61. 120 cm – ílovce, detto ako vrstva č. 57, miestami až s elipsoidálnym rozpadom. Vo vrchnej časti polohy sa nachádzajú 5–7 cm veľké šošovky alebo závalky? čierneho lesklého uhlia.
62. 60 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
63. 2–4 cm – ílosiltovec
64. 35 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec, nad ním vrstvová škára bez výplne
65. 40 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec
66. 30 cm – ílosiltovec nerovnakej hrúbky s 0,5 až 1 cm hrubými lavičkami siltovcov
67. 50 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec, na spodnej strane s hojnými bioglyfmi dvojitej ryhy. Vo vrchnej časti je vrstvová škára, miestami so šošovkami siltovcov hrubými do 2 cm.
68. 50 cm – strednozrnný homog. zvrstv. pieskovec, nad ktorým je vrstvová škára
69. 70 cm – silno rozpadavý strednozrnný pieskovec, na vrchu prekrytý piesčitými hlinami s korienkami rastlín
70 – kvartérny pokryv – piesčité hliny s úlomkami pieskovcov smer vrstiev = 115°, sklon vrstiev = 4° na SV

Paleontológia a stratigrafia

Na základe doterajších poznatkov konštatujeme, že všetky analyzované vzorky z ílovcov (= piesčitých ílovcov, resp. ílosiltovcov) kežmarských vrstiev sú vcelku veľmi chudobné na obsah mikrofosílií, čo svedčí o mimoriadne nepriaznivých ekologických podmienkach na zachovanie tanatocenóz.

Z analyzovaných vzoriek vyplýva (Samuel in Gross et al., 1994), že najbežnejšou zložkou sú planktonické foraminifery, z ktorých dominujúce postavenie má druh *Globigerina officinalis* SUBBOTINA. Spolu s uvedeným druhom sa viac-menej pravidelne a v premenlivom množstve vyskytuje *Globigerina gnaucki* BLOW et BANNER a *Globigerina danvillensis* HOWE et WALLACE.

Vekový diapazón uvedených druhov je priabón–oligocén. Formy planktonických foraminifer, charakteristické len pre oligocén, sa zatiaľ nepreukázali. Na základe tejto skutočnosti stratigrafická pozícia kežmarských vrstiev by bola v rozsahu vrchný priabón–oligocén. Keďže však opísané vrstvy tvoria strop zubereckého súvrstvia (s plynulým prechodom do bielopotockého súvrstvia), je reálna úvaha o ich oligocénnom veku, hoci vertikálne rozšírenie uvedených foriem má širší rozsah.

Asociácia palynoflóry z lokality Kurimany (Hornádska kotlina) sa zhoduje s asociáciou získanou zo zubereckého súvrstvia (Snopková in Gross et al., 1994). Určená palynoflóra poukazuje na skutočnosť, že niektoré druhy sú rozšírené iba v eocéne, no vyskytujú sa iba ojedinele, iné sa začínajú vyskytovať vo vrchnom eocéne a prechádzajú priebežne do miocénu. Len málo druhov má užší vekový rozsah (eocén–oligocén alebo oligocén–spodný miocén). Na základe výskytu druhov, ktoré sú v asociácii palynoflóry najmladšie, môžeme kežmarské vrstvy zaradiť do vrchného priabónu až spodného oligocénu.

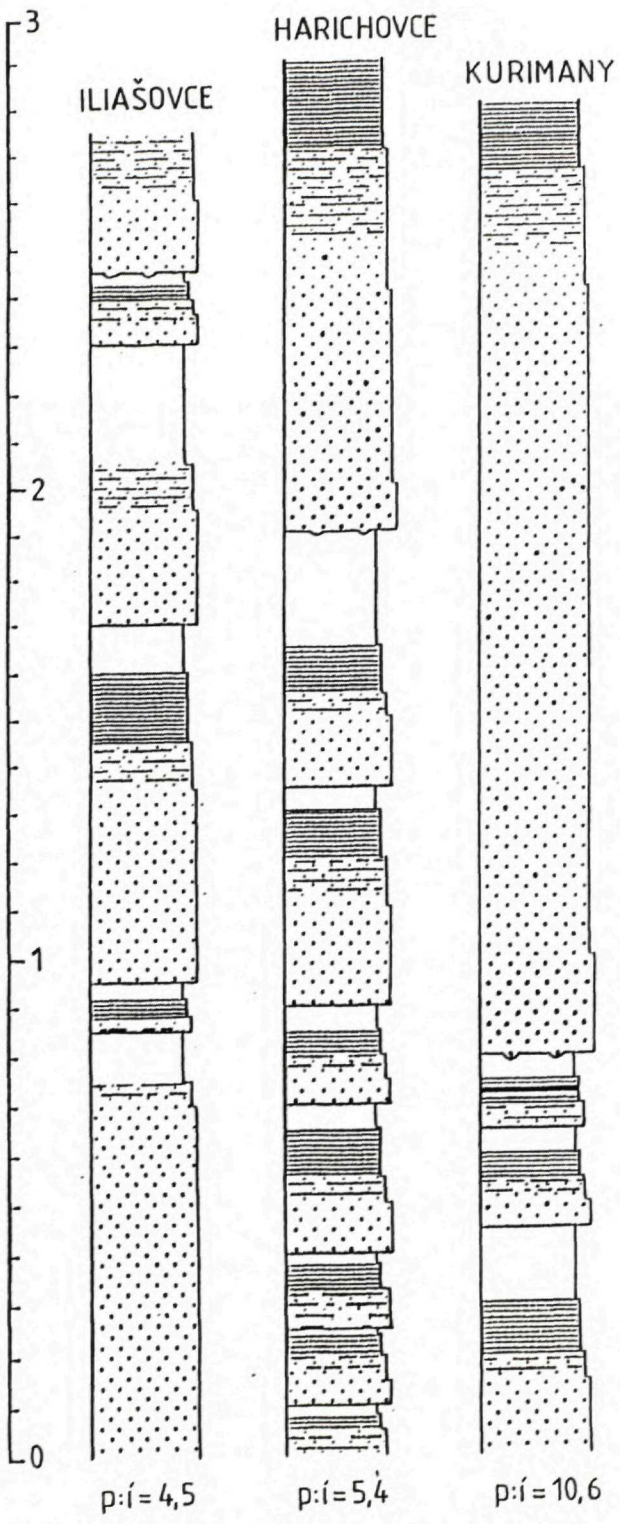
Charakteristické druhy z hľadiska vekového zaradenia sú: *Verrucatosporites arktotertiarus* W. KR., *Pitiosporites macroinsignis* W. KR., *Pitiosporites scopulipites* (WOLH.) W. KR., *Cedripites* sp. A (aff. *balticus* ZAUER), *Thalasipora* cf. *reticulata* MORGENROTH, *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) LOEBLICH et LOEBLICH, *Momipites punctatus* (R. POT.) NAGY.

Vzorky odobrané z kežmarských vrstiev boli všeobecne veľmi chudobné aj na vápnitý nanoplanktón, alebo boli v prevažnej miere bez obsahu nanofosílií (Raková in Gross et al., 1994; Žecová in Gross et al., 1995; Gross et al., 1996).

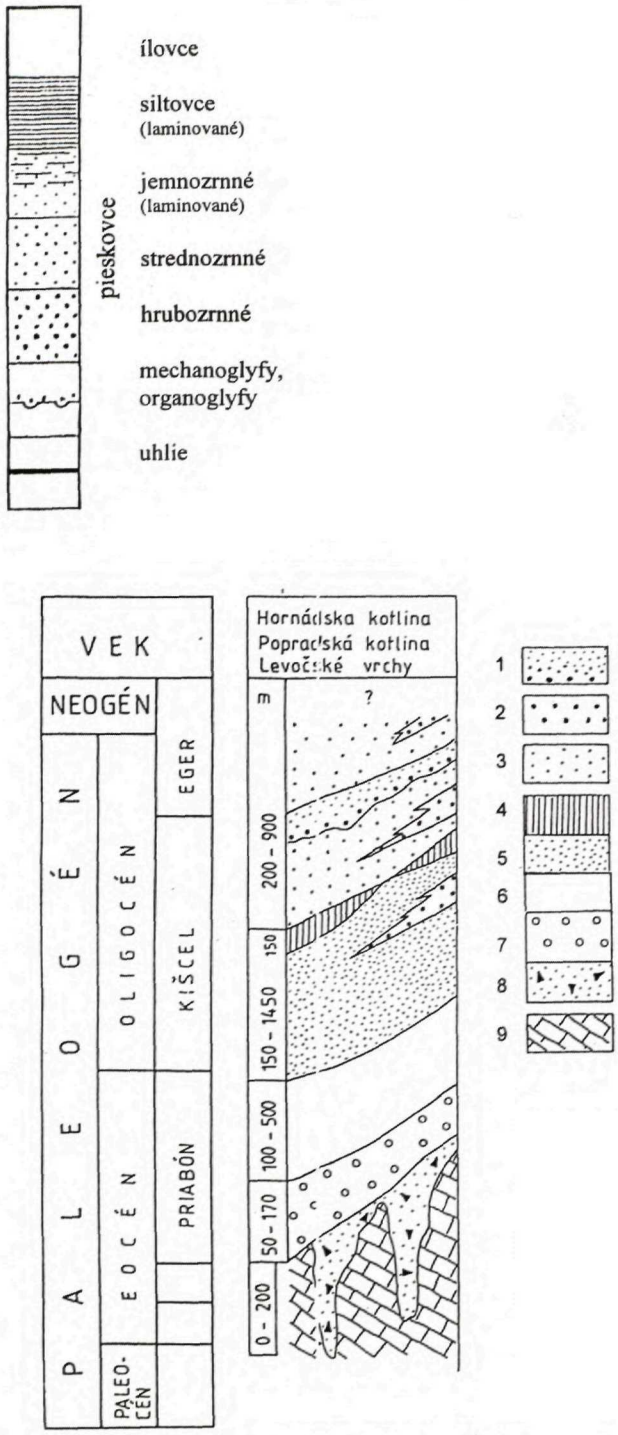
Väčšinou tu boli rozšírené druhy so širokým stratigrafickým rozpätím.

Vo vzorke odobranej 0,3 km sv. od Draviec sa vek asociácie pohybuje v rozpätí bartón–spodný miocén, vo vzorke 1 km v. od Ľubice bol rozsah priabón–spodný miocén a vo vzorke odobranej 0,5 km s. od Jablonova bola určená asociácia spodného oligocénu. Charakteristické druhy v poslednej uvedenej vzorke sú: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Helicosphaera lophota* BRAMLETTE et SULIVAN, *Reticulofenestra hillae* BUKRY et PERCIVAL, *Reticulofenestra* cf. *lockeri* MÜLLER, *Reticulofenestra minuta* ROTH.

Vzhľadom na uvedené poznatky, získané z širokého spektra fosílnych zvyškov, je možné kežmarské vrstvy zaradiť do spodného oligocénu s možným presahom do vrchného priabónu alebo aj vyššieho oligocénu (obr. 5).



Obr. 4 Litologické profily kežmarských vrstiev v Hornádskej kotline (in I. Filo et al., 1995)



Obr. 5 Litologicko-stratigrafická tabuľka paleogénnych sedimentov (in P. Gross et al., 1996)
1 – konglomerátový flyš, 2 – zlepence, 3 – bielopotocké súvrstvie, 4 – kežmarské vrstvy, 5 – zuberecké súvrstvie, 7 – borovské súvrstvie, 8 – predtatranské sedimenty, 9 – predterciérne podložie

Záver

Kežmarské vrstvy sú litofácia vyvinutá v paleogénnych sedimentoch podtatranskej skupiny, v najvyšších polohách zubereckého flyšového súvrstvia. Z hľadiska ich genézy ide o sedimenty podmorských náplavových kužeľov. Pieskovce bielopotockého typu, ktoré tu alternujú ešte s typickým flyšom, sú mineralogicky málo zrelé sedimenty, dosahujúce hrúbku 50–400 cm. Hrúbka kežmarských vrstiev dosahuje 100 a maximálne až 130 m. Stratigrafické rozpätie je v rozsahu spodného oligocénu s možným lokálnym presahom do vrchného priabónu, alebo skôr do vrchného oligocénu.

Literatúra

Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1–168.

Fillo, I., Mello, J., Maglay, J., Siráňová, Z., Širáňová, V., Jetel, J. a Kováčik, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: Spišská Nová Ves, Spišský Hrušov, Nálepkovo, Rudňany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Fusán, O., Bystrický, J., Franko, O., Chmelík, F., Ilavský, J., Kamenický, L., Kullman, E., Lukniš, M. a Matějka, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXVII Vysoké Tatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 5–215.

Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–117.

Gross, P., Halouzka, R., Ďurkovič, T., Siráňová, Z., Jetel, J., Spišiak, Z., Samuel, O., Snopková, P. a Raková, J., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: M-34-101-D-c Poprad, M-34-101-D-d Spišský Štvrtok, M-34-101-D-a Veľká Lomnica, M-34-101-D-b Kežmarok, M-34-101-B-c Tatranská Lomnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Gross, P., Ďurkovič, T., Jetel, J., Kováčik, M., Samuel, O., Žecová, K. a Túnyi, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: M-34-102-C-a Ľubické Kúpele, M-34-102-C-b Torysky, M-34-102-C-c Levoča, M-34-102-C-d Jablonov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Gross, P. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Chmelík, F., 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálněkarpatského paleogénu v oblasti Nízkych a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohoří za rok 1995–1958. Manuskript – Geofond, Praha.

Marschalko, R. a Gross, P., 1970: Deep Submatine Erosion in Turbidite Sequences Central-Carpathian flysch, Levočské pohorie Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, 167–174.

Petránek, J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Praha, Nakl. Čs. Akad. Věd, 7–718.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and Sandstone, 1. Ed. Berlin, Springer, 1–618.

Poznámky:

Geologické práce, Správy 103, s. 35–51, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny

IVAN FILO[1] a ZUZANA SIRÁŇOVÁ[1]

A b s t r a c t . The Hornád Member is composed of boulder-like to fine-grained petromict (polymict) conglomerates and of coarse- to medium-grained sandstones with polymict breccia and carbonate conglomerate intercalations and, in the upper part, of fine- and medium-grained quartzose and oligomict conglomerates, fine-grained sandstones, siltstones and sandy claystones. They represent pre-transgressional, continental (predominantly fluvial) sediments of the Inner Carpathian, Paleogene sedimentation cycle. Being a member of the Borové Formation of Sub-tatric Group, their age is ?Paleocene–Late Eocene and their thickness as much as 200 m. Their name they borrowed from the Hornád river and the natural monument „Paleogene Transgression" near Markušovce is their stratotype locality.

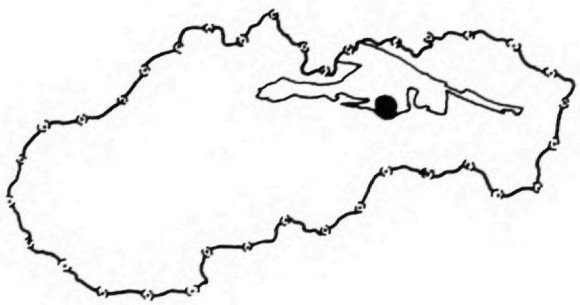
The Chrasť Member is composed of cross-bedded, coarse- to fine-grained sandstones with lenses of fine- and medium-grained quartzose and calcareous-quartzose conglomerates. It contains a horizon of boulder-like limestone breccias (Vítkov breccias). Representing a sedimentary assemblage of deltaic fans, it is a member of the Borové Formation of the Sub-tatric Group of ?Late Eocene age that reaches a thickness of as much as 100 m. Its name was borrowed from the Chrasť nad Hornádom village and the stratotype locality is the natural monument Farská skala.

Keywords: Sub-tatric Group, Borové Formation, lithology, petrography, stratotypes

Úvod

Prvé stručné zmienky o paleogénnych zlepencoch z údolia Hornádu pochádzajú od Štúra (Stur, 1869) a Uhliga (1903). Ďalšie práce v paleogéne Hornádskej kotliny súviseli s ložiskovým prieskumom Slovenského rudohoria a jeho predpolia, ako aj so zostavovaním geologických máp 1 : 200 000 (Andrusov et al., 1950; Maheľ, 1953; Konta, 1954; Ilavský, Pecho a Priechodská, 1956; Maheľ, 1957; Leško, 1958; Andrusov et al., 1958; Fusán et al., 1963; Maheľ et al., 1963; Marschalko, Gross a Kalaš, 1966; Priechodská, 1966), pričom došlo aj k prvým pokusom o rozčlenenie bazálnej litofácie. Väčšina autorov vymedzila vrchnú pieskovcovú a spodnú zlepencovú časť (kartograficky Marschalko in Maheľ et al., l. c.); Chmelík (in Fusán et al., l. c.) rozdelil bazálne súvrstvie laterálne na karbonátové a nekarbonátové. Rozhodujúci prínos pre pochopenie genézy bazálneho paleogénu v. od Spišskej Novej Vsi znamenali mapovacie práce Marschalka (in Fusán et al., 1967), doplnené sedimentologickými a paleoprúdovými analýzami (Marschalko, 1970).

K ďalším pokusom o členenie litologicky a geneticky pestrého bazálneho (borovského – Gross, Köhler a Samuel, 1984) súvrstvia došlo v prácach Fila et al. (1994, 1995). Autori vymedzili (neformálne) kontinentálne markušovské vrstvy, deltové chrastianske vrstvy, transgresívne (litorálne) borovské súvrstvie s. s. a neritické tomášovské vrstvy (neskôr formalizované – Filo a Siráňová, 1996). Pri definícii nových jednotiek vychádzame z uvedených rukopisných prác (predovšetkým Filo et al., 1995), avšak vzhľadom na to, že v rámci knolského súvrstvia (perm krompašskej skupiny gemerika) Novotný a Miháľ (1987) definovali markušovské pieskovce, v snahe vyhnúť sa terminologickej duplicite upúšťame od pomenovania markušovské vrstvy a nahrádzame ho termínom hornádske vrstvy. [Samuel (in Andrusov a Samuel et al., 1985) uvádza z karbónu gemerika aj termín markušovské vrstvy. Ako vyplýva z pôvodnej definície (Bouček a Přibyl, 1960), v tomto prípade však ide o vrstvy markuškovské (podľa obce Markuška)]. Navyše, hornádske vrstvy chápeme v užšom zmysle ako Filo et al. (l. c.) markušovské vrstvy (karbonátové zlepence z okolia Spišskej Novej Vsi, Matejoviec a Chrasti nad Hornádom, v uvedenej správe vyčlenené ako osobitná litofácia markušovských vrstiev, do definície hornádskych vrstiev nezahŕňame; obr. 1).

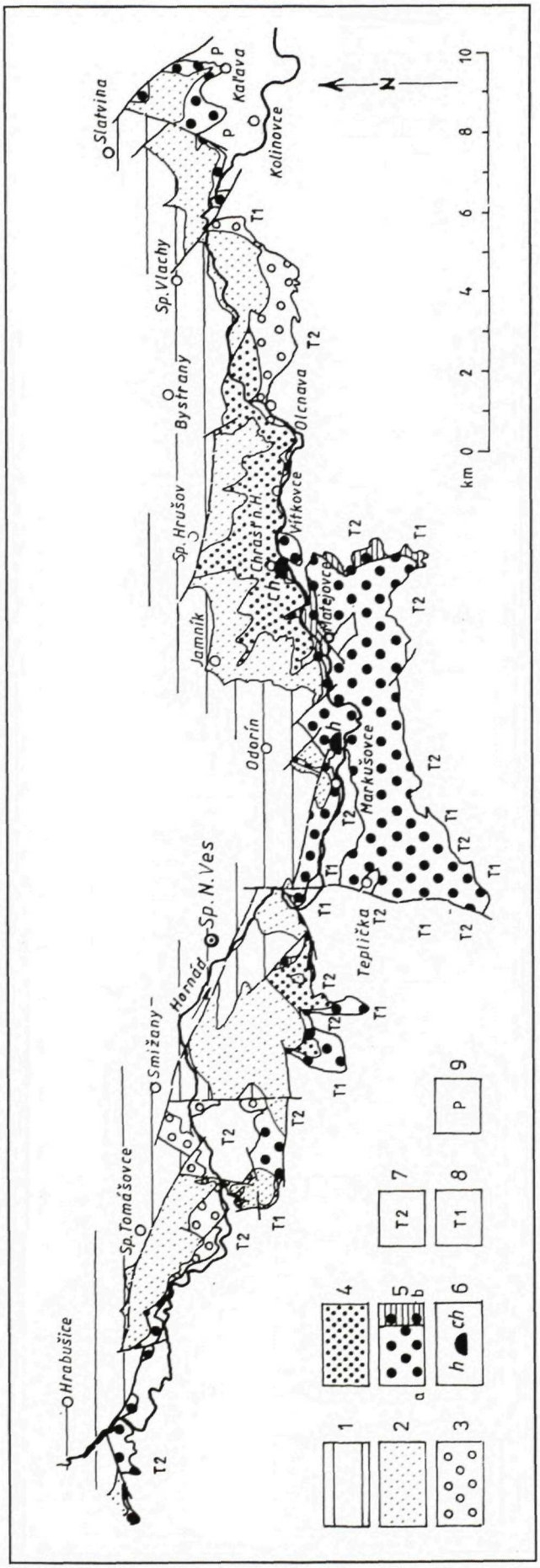


Hornádske vrstvy

Štandardná definícia

Hornádske vrstvy tvoria alternujúce balvanovité až drobnozrnné petromiktné (polymiktné) zlepence a hrubo- až strednozrnné pieskovce (prevažne litické arenity) s polohami polymiktných brekcií a karbonátových zlepencov,

[1]Ivan Filo, RNDr. Zuzana Siráňová, Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



vo vrchnej časti drobno- až strednozrnných kremenných a oligomiktných zlepencov, jemnozrnných pieskovcov, prachovcov a piesčitých ílovcov.

Hornádske vrstvy predstavujú predtransgresívne, kontinentálne (prevažne fluviálne) sedimenty vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu, člen borovského súvrstvia podtatranskej skupiny. Hrúbka je maximálne 200 m, vek ?paleocén – mladší eocén.

Rozšírenie, stratotypová lokalita, názov

Hornádske vrstvy sú rozšírené na styku Hornádskej kotliny s Nízkymi Tatrami, Spišsko-gemerským krasom a Volovskými vrchmi v úsekoch Spišský Štiavnik – Letanovce, Spišská Nová Ves – Vítkovce a Spišské Vlachy – Kaľava. Na základe dostupných literárnych údajov (Andrusov, 1941, 1950; Ivanov, 1953; Šalát, 1954; Marschalko, 1961, 1962; Andrusov, 1965) možno ich výskyt predpokladať aj v okolí Kluknavy a na styku Šarišskej vrchoviny a Čiernej hory.

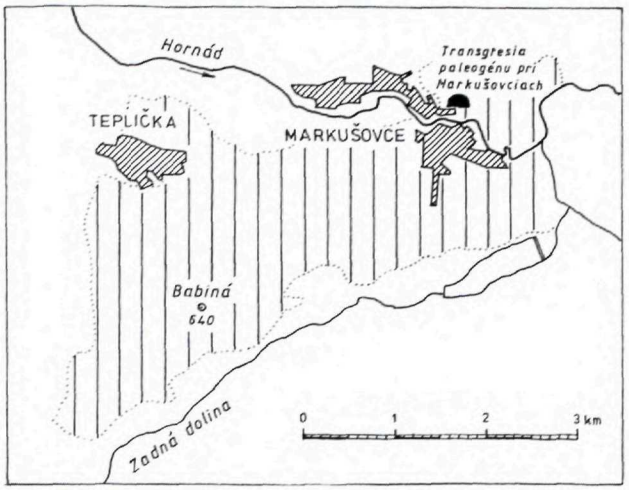
Typickou oblasťou rozšírenia hornádskych vrstiev je územie medzi Markušovcami, Tepličkou a Zadnou dolinou v južnej časti Hornádskej kotliny („markušovské paleoúdolie"), stratotypovou lokalitou je prírodná pamiatka Transgresia paleogénu pri Markušovciach (k. ú. Markušovce, okr. Spišská Nová Ves, Košický kraj; obr. 2), pomenované sú podľa rieky Hornád.

Litologická a petrografická charakteristika

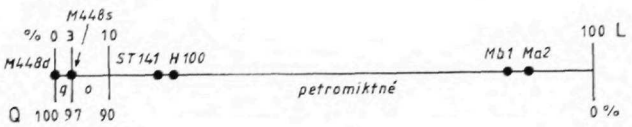
Dominantným a charakterotvorným horninovým typom hornádskych vrstiev sú zlepence, ktoré možno zadeliť k 3 základným typom:

1. typ: Balvanovité až drobnozrnné petromiktné (v zmysle Kukala, 1985; obr. 3) polymiktné zlepence s prevažujúcou obliakovou podpornou štruktúrou, polymodálne. Klastický materiál predstavujú v typickej oblasti rozšírenia epimetamorfity staršieho paleozoika gelnickej a rakoveckej skupiny (fylity, metaryolity, metatufy, metapieskovce, žilný kremeň, pričom materiál z rakoveckej skupiny pomerne výrazne prevažuje – Snopko, ústna informácia), sedimenty karbónu, permu a triasu Spišsko-gemerského rudohoria a Galmusu (prevažne svetlé wettersteinské, resp. steinalmské vápence, menej pieskovce, kremence, bridlice, dolomity, čierne gutensteinské a rohovcové reiflinské vápence). Vzájomný pomer jednotlivých horninových typov je premenlivý, vertikálne aj laterálne. Značne variabilné je predovšetkým zastúpenie

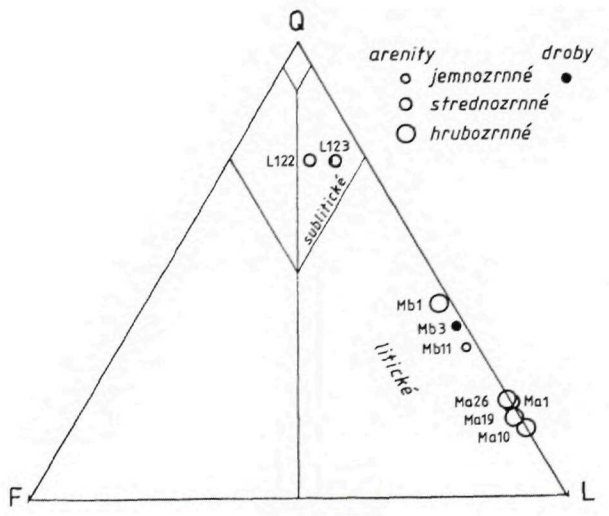
Obr. 1 Schéma rozšírenia litofácií borovského súvrstvia vo východnej časti Hornádskej kotliny
1 – hutianske súvrstvie, 2 – tomášovské vrstvy, 3 – borovské súvrstvie s. s., 4 – chrastianske vrstvy, 5a – hornádske vrstvy, 5b – karbonátové zlepence (kontinentálne), 6 – stratotypové lokality hornádskych (h) a chrastianskych (ch) vrstiev, 7 – stredný trias (vápence, dolomity), 8 – spodný trias (pieskovce, bridlice, slieňovce, vápence), 9 – perm (pieskovce, bridlice, zlepence, metaryolitové tufy)



Obr. 2 Typická oblasť rozšírenia hornádskych vrstiev (markušovské paleoúdolie) s lokalizáciou stratotypovej lokality (PP Transgresia paleogénu pri Markušovciach)



Obr. 3 Klasifikačný QL diagram zlepencov hornádskych vrstiev
Q – kremeň a stabilné horniny, L – nestabilné horniny; q – kremenné, o – oligomiktné; Ma, Mb – balvanovité a hrubozrnné petromiktné zlepence (Markušovce – profily), ST, H – drobnozrnné petromiktné zlepence (Spišské Tomášovce, Hrabušice), M – drobno- a strednozrnné kremenné zlepence (Markušovce)



Obr. 4 Klasifikačný QFL diagram pieskovcov hornádskych vrstiev
Q – kremeň a stabilné horniny, F – živce, L – nestabilné horniny; L – Letanovce, Ma, Mb – Markušovce, profily

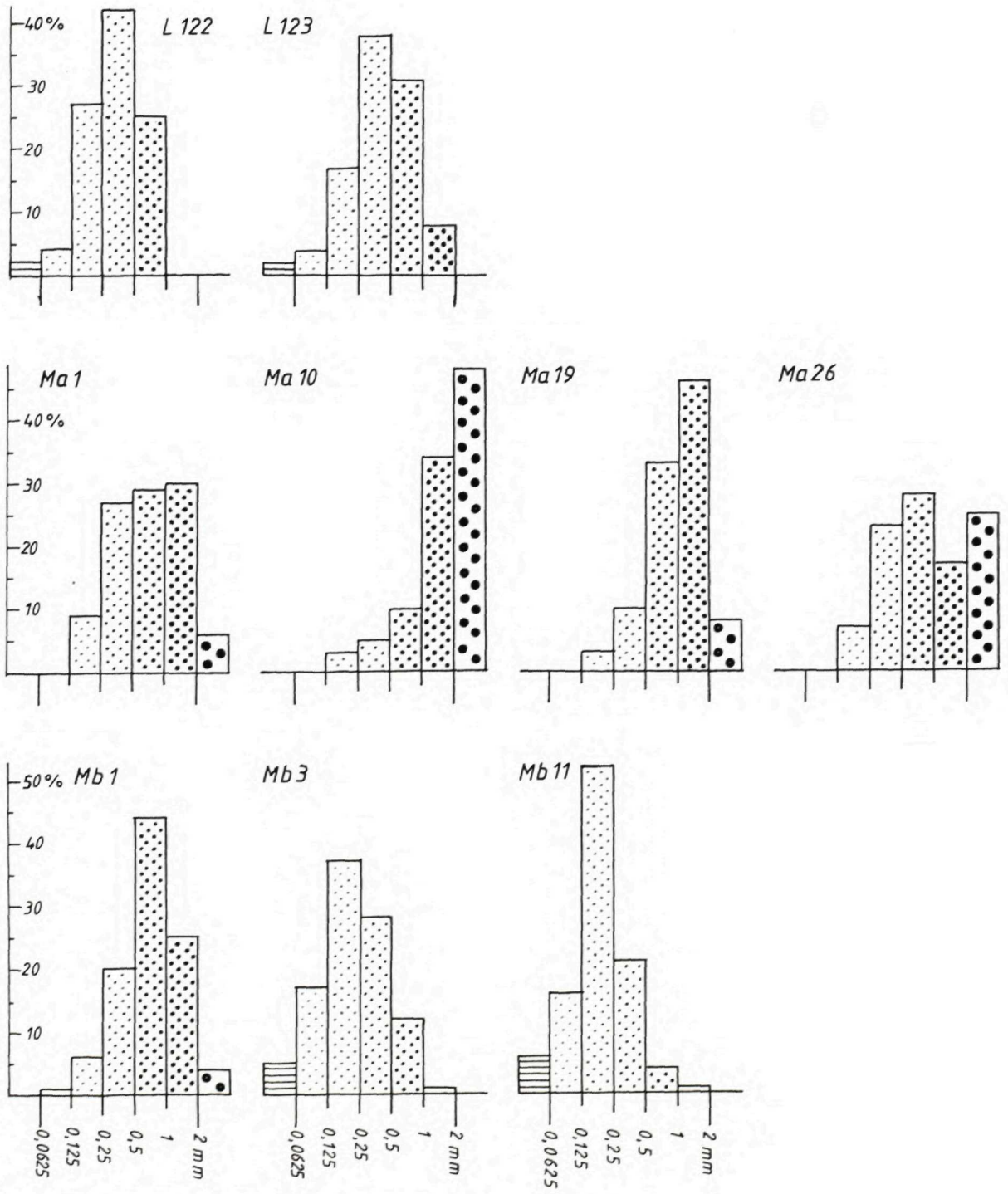
vápencov, ktoré v niektorých vrstvách (resp. úsekoch vrstiev) dosahujú nadpolovičné zastúpenie, v iných úplne absentujú (kremeň 12–14 %, kremence 0–2 %, metaryolity 0–8 %, fylity a metatufy 18–65 %, bridlice 4–5 %, pieskovce 7–14 %, karbonáty 0–51 %; tab. 1). V okolí Hrabušíc stúpa podiel kremeňa a kremenných hornín (kremence, silicity) a epimetamorfované horniny gemeridného paleozoika sú nahradené materiálom veporidného kryštalinika [kremeň 43–58 %, silicity 5–11 %, kremence 19–26 %, metamorfity (ruly, svory), granitoidy 2–3 %, bázické vulkanity 0–3 %, pieskovce 1–6 %, karbonáty 10–13 %]. Obliaky a balvany (až bloky) dosahujú veľkosť maximálne 1,5 m, prevažne do 0,2 m, pričom najväčšie rozmery dosahujú vápence a metaryolity. V spodnej časti vrstiev sú prevažne polozaoblené (až poloostrohranné; stupeň 2–4 v zmysle Leedera, 1982), smerom do nadložia sa opracovanie zlepšuje. Kremeň je väčšinou opracovaný lepšie ako horniny. Základná hmota je drobnozlepencová až piesčitá, sivohnedej, žltohnedej, lokálne hnedočervenej a fialovej farby, premenlivo vápnitá. Mikroskopicky ju možno charakterizovať ako hrubozrnný litický arenit (kremeň 13–30,6 %, silicity 2,2–4,1 %, živce do 1,7 %, fylity 27,8–32,2 %, metaryolity 12,4–43,3 %, pieskovce 1,1–2,8 %, ojedinelé karbonáty a aplitické granitoidy do 1 %, muskovit do 1,7 %, uhoľná drvina do 6,5 %, prachovito-ílovitá frakcia 7,4–12 %, kalcitový tmel do 2,4 %, Md zrnitosti je 0,75–2 mm, opracovanie 3–5°), polymodálny (bi- až trimodálny), s koeficientom triedenia (počítaným z výbrusov) 1,4–1,9. Zlepence sú v spodnej časti masívne až hrubolavicovité, nezvrstvené, nevytriedené, vo vyšších častiach výrazne lavicovité, často gradačne zvrstvené, s imbrikovanými obliakmi a eróznymi žľabmi na bázach vrstiev.

2. typ: Balvanovité až drobnozrnné petromiktné vápencové zlepence s obliakovou podpornou štruktúrou, polymodálne. Klastický materiál predstavujú prevažne svetlé vápence stredného triasu. Vytvárajú lokálne šošovky v zlepencoch predchádzajúceho typu.

3. typ: Lavicovité drobno- až strednozrnné oligomiktné až kremenné zlepence, prevažne s obliakovou podpornou štruktúrou, bimodálne. Klastický materiál predstavuje žilný kremeň, často na povrchu sfarbený dožlta, čo spôsobuje celkovú žltú farbu zlepencov. Sporadickú zložku tvoria kremence, silicity, metaryolity a fylity veľkosti prevažne do 30, maximálne 90 mm, veľmi dobre opracované (4–5°), prevažne čepeľovitého a diskovitého tvaru, s priemerným indexom sféricity 0,64 (Filo et al., 1995). Základná hmota je žltohnedá, piesčitá (zložená z ostrohranných zŕn kremeňa frakcie strednozrnného pieskovca), nevápnitá. Tento typ zlepencov sa vyskytuje vo vrchnej časti hornádskych vrstiev, kde tvorí tak homogénne zvrstvené lavice hrúbky do 0,6 m, ako aj spodné časti gradačne zvrstvených lavíc.

Pieskovce sú lavicovité až doskovité, hrubo- až strednozrnné (zriedkavo jemnozrnné), sivej, po navetraní sivohnedej, hnedej až žltohnedej farby, homogénne, gradačne a šikmo zvrstvené, miestami s hrubou paralelnou a zvlnenou laminációu, ktorá podmieňuje nepravidelne doskovitý až bridličnatý rozpad. Pieskovce z typickej oblasti možno mikroskopicky charakterizovať (v zmysle Pettijohna, Pottera a Sievera, 1972; obr. 4) ako jemnozrnné a hrubozrnné (lokálne zlepencovité) litické arenity (v jednom

prípade ide o jemnozrnnú litickú drobu), s obsahom 12,7–21 % kremeňa, 2,4–7,8 % silicitov a lyditov, do 1,5 % živcov, 28,9–39 % fylitov, 4,8–33,4 % metaryolitov, 1–1,9 % pieskovcov, ojedinele karbonátov (2 %). V jednej vzorke bol zistený biotit (1,4 %), v dvoch muskovit (do 2,9 %) a uhoľná drvina (do 3,4 %). Obsah základnej hmoty sa v arenitoch pohybuje od 9,8 do 12 %, v drobe dosahuje 25,8 %. Kalcitový tmel obsahuje iba droba (8,6 %). Medián zrnitosti sa pohybuje od 0,18 do 1 mm, opracovanosť 3–5° (tab. 2). Hrubozrnné pieskovce sú polymodálne (bi- až tetramodálne; obr. 5), koeficient triedenia So = 1,4–2,2, jemnozrnné sú mono- až bimodálne, o niečo lepšie triedené (So = 1,4–1,6). Kremeň je monokryštalický, polykryštalický, kataklastický, lokálne vulkanogénny. Živce sú zastúpené plagioklasmi, v jednej vzorke sa zistil albit. Nízke zastúpenie živcov a sľúd je primárne, zapríčinené ich nedostatkom v zdrojovej oblasti. Z epimetamorfovaných hornín gemeridného paleo-



Obr. 5 Zrnitostné histogramy pieskovcov hornádskych vrstiev
L – Letanovce, Ma, Mb – Markušovce, profily

zoika boli identifikované sericitické, kremenno-sericitické, kremenné a chloritické fylity. V porovnaní so zlepencami je nápadný veľmi zriedkavý výskyt karbonátov. Lydity obsahujú prímes grafitu, základná hmota je ílovitá, pigmentovaná limonitom. Pieskovce zo západnej oblasti rozšírenia hornádskych vrstiev (okolie Letanoviec) obsahujú v porovnaní s pieskovcami z typickej oblasti podstatne viac kremeňa (56,6–62,7 %) a živcov (4,5–5,2 %). Epimetamorfované horniny sú v nich, podobne ako v zlepencoch, nahradené materiálom z kryštalinika. Mikroskopicky predstavujú strednozrnné sublitické arenity, ± vápnité.

Prachovce a piesčité ílovce tvoria zriedkavé tenké (0,1 m) polohy v najvyššej časti hornádskych vrstiev. Sú sivej farby, paralelne laminované, premenlivo vápnité. Ílovce sú polyminerálne (kremeň, illit, albit, chlorit, kalcit > manganokalcit, montmorillonit, siderit, mikroklin – analyzoval M. Dubík; in Filo et al., 1995), z chemického hľadiska kremenné (SiO_2 58,69 %, Al_2O_3 15,41 %, FeO 0,21 %, Fe_2O_3 6,38 %, MnO 0,13 %, CaO 3,69 %, MgO 2,2 %, K_2O 4,29 %, Na_2O 1,08 %, P_2O_5 0,59 %, TiO_2 0,6 % – analyzovala M. Letková; in Filo et al., 1995), v zmysle Pettijohna (1975) mierne nezrelé ($Al_{+2}O_3/Na_2O$ = 14,27). Zvýšený obsah kremeňa je podmienený hojnou piesčitou prímesou.

Ohraničenie

Spodná hranica hornádskych vrstiev oproti predterciérnemu substrátu je erózna, litologicky veľmi výrazná (vápence – polymiktné zlepence). Do nadložných chrastianskych, prípadne priamo tomášovských vrstiev prechádzajú postupným zjemňovaním klastického materiálu a pribúdaním piesčitej zložky. Lokálne sa vyskytuje laterálne „prstovité" zastupovanie s inými súvekými litofáciami spodnej časti borovského súvrstvia tak kontinentálneho, ako aj morského pôvodu.

Stratotypový profil

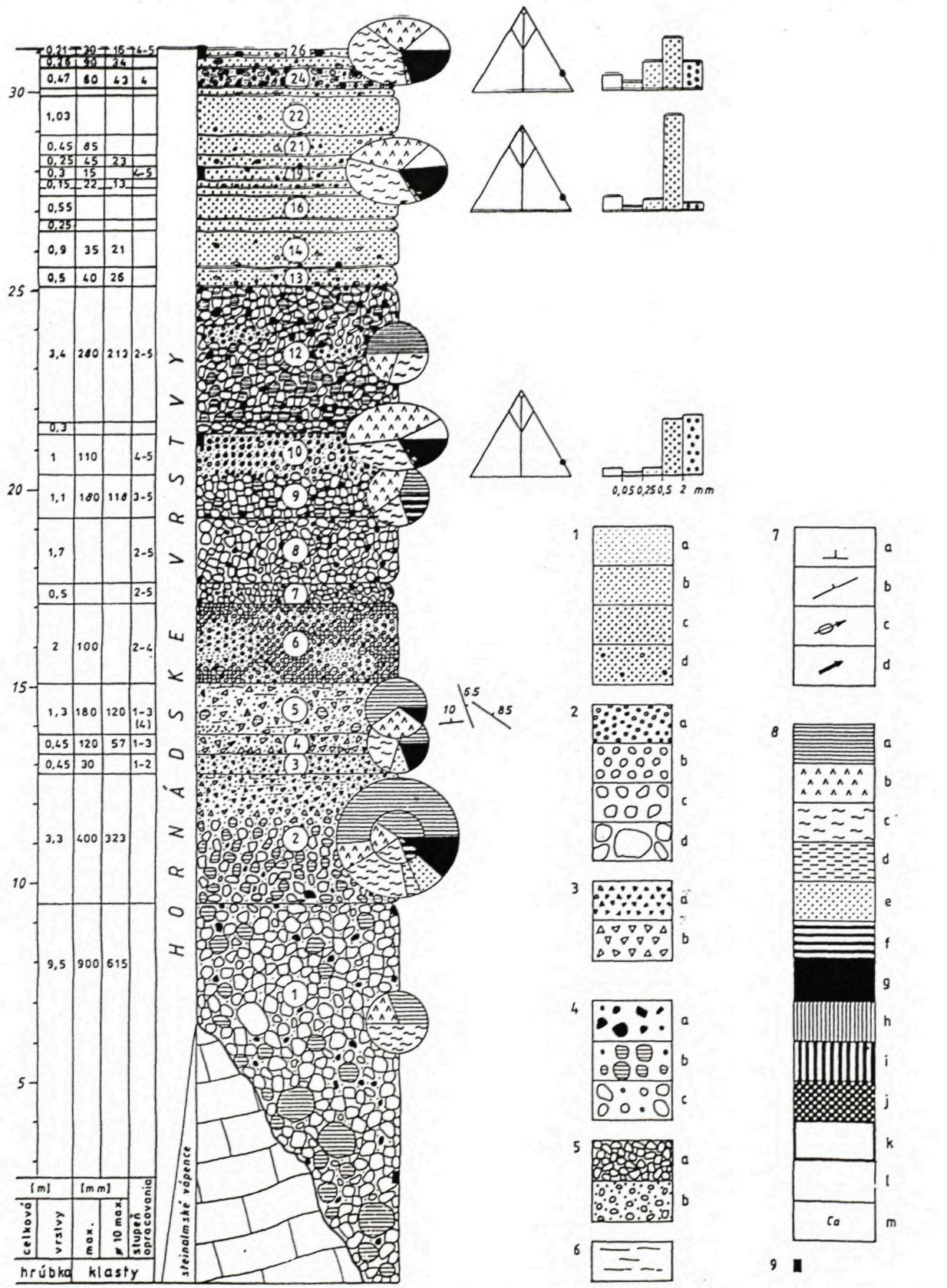
Holostratotypový profil hornádskych vrstiev je situovaný pri západnom okraji markušovského paleoúdolia, v tesnej blízkosti pôvodného svahu tvoreného steinalmskými vápencami stredného triasu silického príkrovu silicika. Je súčasťou prírodnej pamiatky Transgresia paleogénu pri Markušovciach nad sútokom Hornádu a Levočského potoka (foto 1). Profil s celkovou hrúbkou 31 m možno rozdeliť na 4 intervaly (obr. 6):

1. interval (vrstva 1, spodná časť vrstvy 2, hrúbka 11 m) tvoria masívne hrubozrnné, balvanovité až blokovité petromiktné (polymiktné) brekciovité zlepence s obliakovou podpornou štruktúrou, polymodálne, nevytriedené. Klastický materiál predstavujú horniny stredného triasu silicika (vápence – 51 %, dosahujúce najväčšie rozmery; foto 2), spodného triasu silicika a permu gemerika (pieskovce, kremence 7 %, bridlice 4 %) a staršieho paleozoika rakoveckej a gelnickej skupiny gemerika (fylity, bázické metatufy 18 %, metaryolity a ich tufy 8 %, kremeň 12 %). Základná hmota je hnedá, piesčitá. Mikroskopicky ju možno charakterizovať ako hrubozrnný litický arenit (Md = 0,75 mm), trimodálny, s limonitizovanou ílovito-prachovitou frakciou, s dominujúcim zastúpením metaryolitov (36,8 %) a fylitov (29,4 %). Podiel kremeňa dosahuje 14,7 %, sporadicky sú prítomné silicity (3 %), pieskovce (1,7 %) a uhoľná drvina (6,5 %), koefcient triedenia So = 1,9. Zlepence sú nevýrazne gradačne zvrstvené, smerom nahor sa zmenšuje veľkosť klastického materiálu a stúpa podiel základnej hmoty.

2. interval (vyššia časť vrstvy 2 – vrstva 5, hrúbka 4 m) tvoria lavicovité, drobno- až strednozrnné (ojedinele až hrubozrnné) petromiktné brekcie s podpornou štruktúrou základnej hmoty, podobného materiálového zloženia ako podložné zlepence (max. veľkosť klastov 180 mm – vápenec, opracovanie 1–2°). Základná hmota je zelenosivej, lokálne (vrstva 3) červenohnedej farby, piesčitá, vápnitá. V brekciách sa vyskytujú náznaky pozitívnej gradácie, častý je bridličnatý rozpad.

3. interval (vrstvy 6–12, hrúbka 10 m) tvoria lavicovité (až hrubolavicovité), drobno- až hrubozrnné petromiktné zlepence s obliakovou podpornou štruktúrou. V klastickej zložke množstvom prevažujú epimetamorfované horniny paleozoika, veľkosťou vápence (max. 280 mm – vrstva 12; foto 3). Základná hmota je žltohnedá, piesčitá. Mikroskopicky ju možno charakterizovať ako hrubozrnný pieskovec až drobnozrnný zlepenec s Md zrnitosti 2 mm, bimodálny, So = 1,55. Zložením zodpovedá litickému arenitu s podielom prachovito-ílovitej frakcie 7,4 %. V klastickej zložke prevažujú metaryolity (43,3 %) a fylity (32,2 %) nad kremeňom (13 %). Sporadicky sú prítomné silicity (2,2 %), pieskovce (1,1 %) a granitoidy (0,7 %). Opracovanosť zŕn dosahuje 4–5°. V zlepencoch sa objavuje nevýrazná imbrikácia, vyskytujú sa šošovky pieskovcov a poloha drobnozrnnej brekcie s podpornou štruktúrou základnej hmoty (vrstva 10).

4. interval (vrstvy 13–26, hrúbka 6 m) tvoria lavicovité (až doskovité) žltohnedé, hrubo- až strednozrnné pieskovce s častými obliakmi. Mikroskopicky ich možno charakterizovať ako hrubozrnné litické arenity, bi- až tetramodálne, s podielom základnej hmoty 10,6–11,6 %. V klastickej zložke prevažujú fylity (38–38,6 %) a metaryolity (28,2–33,4 %) nad kremeňom (12,7–16,6 %). Sporadicky sú prítomné silicity (2,5–3,1 %) a pieskovce (1,1–1,9 %), ± biotit (do 1,4 %) a živce (do 0,3 %). Md zrnitosti dosahuje 0,75–1 mm, opracovanosť 4–5°, So = 1,4–2,2. V pieskovcoch sa lokálne vyskytuje pozitívna gradácia a nepravidelne bridličnatý rozpad. Medzi obliakmi vtrúsenými v pieskovcoch (max. veľkosť 90 mm) prevažuje kremeň nad metaryolitmi, fylitmi, pieskovcami, bridlicami. Obliaky miestami vytvárajú nepravidelné šošovky drobnozrnných (až strednozrnných) zlepencov s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Vrstvu 24 tvorí 0,47 m hrubá poloha drobnozrnného petromiktného zlepenca s obliakovou podpornou štruktúrou, s hojnými obliakmi strednozrnnej frakcie (max. 60 mm, prevažne kremeň a metaryolity) a s hnedou nevápnitou piesčitou (strednozrnnou) základnou hmotou.



Obr. 6 Holostratotypový profil hornádskych vrstiev

1 – pieskovce (a – jemnozrnné, b – strednozrnné, c – hrubozrnné, d – zlepencovité); 2 – zlepence (a – drobnozrnné, b – strednozrnné, c – hrubozrnné, d – balvanovité až blokovité); 3 – brekcie (a – drobnozrnné, b – strednozrnné); 4 – klasty (a – kremeň, b – karbonáty, c – horniny paleozoika a spodného triasu); 5 – podporná štruktúra (a – obliaková, b – základnej hmoty); 6 – laminácia; 7 – štruktúrno-textúrne a tektonické prvky (a – vrstvovitosť, b – pukliny, c – imbrikácia, d – osi eróznych žľabov); 8 – petrografické analýzy zlepencov (veľké kruhy) a pieskovcov (elipsy), zloženie 10 najväčších klastov (malé kruhy), a – vápence, b – metaryolity, metatufy, c – fylity, d – bridlice, e – pieskovce, f – kremence, silicity, g – kremeň, h – živce, i – biotit, j – muskovit, k – uhoľná drvina, l – základná hmota, m – kalcitový tmel; 9 – vzorky na petrografické vyhodnotenie

Asi 350 m východne od holostratotypu (smerom do osi markušovského paleoúdolia) je situovaný parastratotypový profil (obr. 7), ktorý možno takisto rozdeliť na 4 intervaly, čiastočne korelovateľné s holostratotypovým profilom.

1. interval (vrstvy 1–2, hrúbka 10 m), tvorený masívnymi balvanovitými petromiktnými zlepencami s podpornou obliakovou štruktúrou, viac-menej zodpovedá spodnej časti holostratotypu, v klastickom materiáli však chýbajú vápence a v zlepencoch sa nachádzajú šošovky pieskovcov.

2. interval (vrstvy 3–5, hrúbka 0,8 m), tvorený lavicovitými až doskovitými, jemno- až hrubozrnnými pieskovcami, sa v holostratotype nevyskytuje.

3. interval (vrstvy 6–9, hrúbka 2,6 m), tvorený lavicovitými (až hrubolavicovitými), drobno- až strednozrnnými petromiktnými brekciami, možno korelovať s 2. intervalom holostratotypového profilu.

Tab. 1 Petrografické zloženie zlepencov hornádskych vrstiev

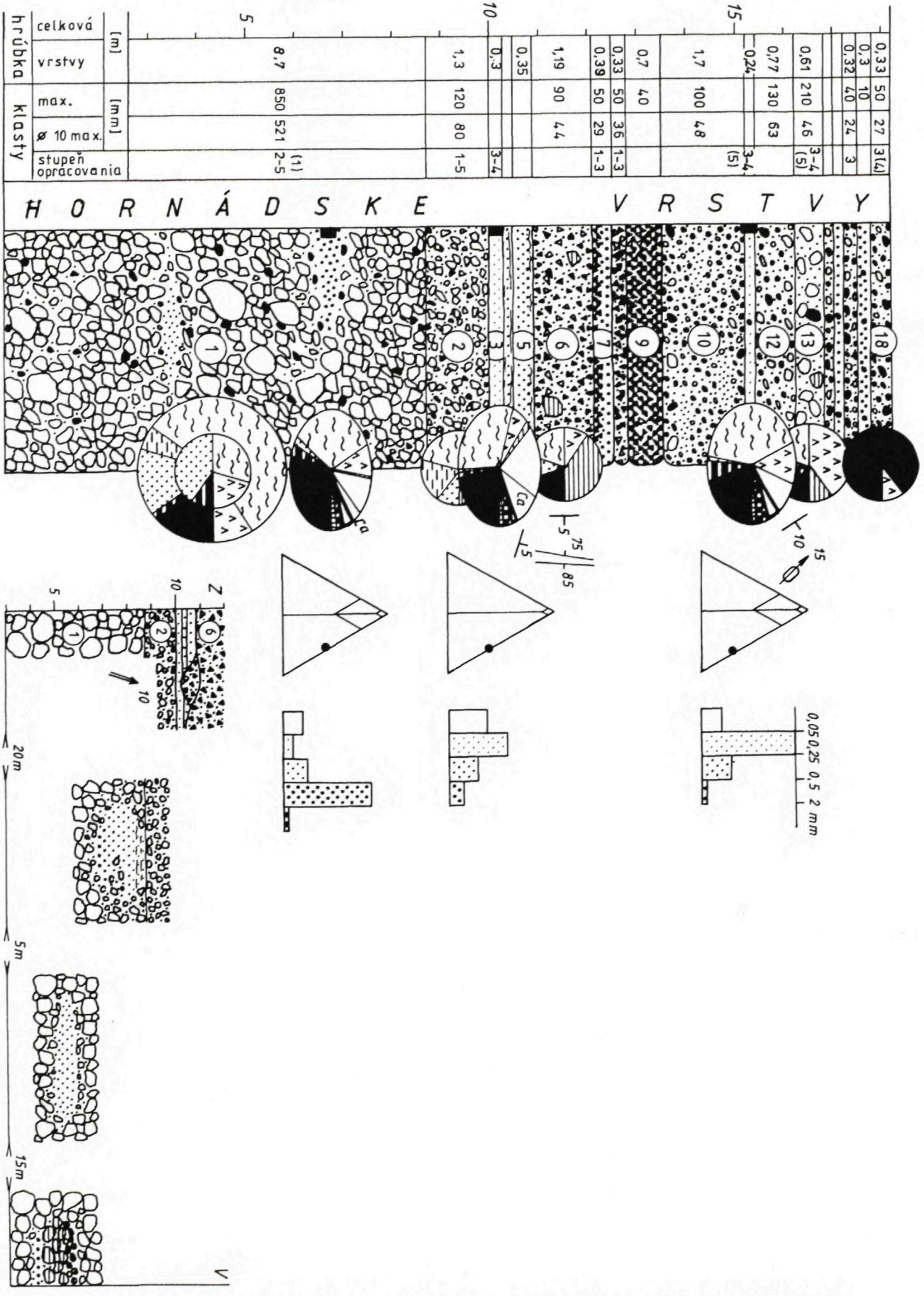
	H 100	ST 141	Ma 2	Mb 1	M 448d	M 448s
kremeň	43	58	12	14	65	97
silicity	11	5	–	–	–	–
kremence	26	19	–	2	35	–
Q	80	82	12	16	100	97
ruly, granitoidy	3	2	–	–	–	–
fylity	–	–	18	65	–	1
metabazalty, metatufy	3	–	–	–	–	–
metaryolity, metatufy	–	–	8	–	–	2
bridlice	–	–	4	5	–	–
pieskovce	1	6	7	14	–	–
karbonáty	13	10	51	–	–	–
L	20	18	88	84	–	3

H, ST– drobnozrnné petromiktné zlepence zo západnej oblasti rozšírenia (Hrabušice, Spišské Tomášovce); Ma, Mb – hrubozrnné a balvanovité petromiktné zlepence z typickej oblasti (Markušovce – profily); M – horizont drobnozrnných a strednozrnných kremenných zlepencov (Markušovce)

Tab. 2 Petrografické zloženie a základné parametre pieskovcov hornádskych vrstiev

		L 122	L 123	Ma 1	Ma 10	Ma 19	Ma 26	Mb 1	Mb 3	Mb 11
kremeň	%	56,6	62,7	14,7	13,0	12,7	16,6	30,6	21,0	19,5
silicity		0,7	1,4	3,0	2,2	2,5	3,1	4,1	2,4	7,8
kremence		4,3	2,7	–	–	–	–	–	–	–
živce		8,2	4,5	–	–	0,3	–	1,7	0,7	1,5
granitoidy		–	0,9	–	0,7	–	–	–	–	–
ruly		6,5	7,7	–	–	–	–	–	–	–
fylity		–	–	29,4	32,2	38,0	38,6	27,8	28,9	39,0
metaryolity		–	–	36,8	43,3	33,4	28,2	12,4	4,8	15,1
pieskovce		1,1	2,7	1,7	1,1	1,1	1,9	2,8	1,4	1,00
karbonáty		5,0	6,8	–	–	–	–	1,0	2,0	–
muskovit		2,5	–	–	–	–	–	1,7	2,7	2,9
biotit		0,7	1,4	–	–	1,4	–	–	–	–
uhoľná drvina		–	–	6,5	–	–	–	3,4	1,7	3,4
základná hmota		2,5	–	7,8	7,4	10,6	11,6	12,0	25,8	9,8
tmel		11,8	9,1	–	–	–	–	2,4	8,6	–
Q		74,8	74,7	20,7	16,4	17,2	22,3	43,2	38,2	32,9
F		9,9	5,0	–	–	0,4	–	2,1	1,1	1,8
L		15,3	20,3	79,3	83,6	82,4	77,7	54,7	60,7	65,3
Q1	mm	0,20	0,25	0,35	1,25	0,75	0,40	0,20	0,13	0,13
Md		0,37	0,50	0,75	2,00	1,00	0,75	0,75	0,22	0,18
Q3		0,50	0,65	1,25	3,00	1,50	2,00	1,00	0,33	0,27
So		1,58	1,61	1,89	1,55	1,41	2,24	1,41	1,59	1,44
stupeň zaoblenia		2–3(4)	2–3(4)	4	4–5	4–5	4–5	3–4	3–4	3–4 (5)

Q – kremeň a stabilné horniny, F – živce, L – nestabilné horniny, Q1 – 1. kvartil, Md – medián, Q3 – 3. kvartil, So – koeficient triedenia, L – Letanovce, Ma, Mb – Markušovce (profily)



Obr. 7 Parastratotypový profil hornádskych vrstiev (ľavobrežie Hornádu 350 m v. od holostratotypu, k. ú. Markušovce)
Vysvetlivky → obr. 6

4. interval (vrstvy 10–18, hrúbka 4,5 m) tvoria lavicovité (až hrubolavicovité), drobno- až hrubozrnné petromiktné a oligomiktné zlepence s podpornou štruktúrou základnej hmoty, s polohami lavicovitých až doskovitých, hrubo- až jemnozrnných pieskovcov. Pozične zodpovedá 3. intervalu holostratotypového profilu, odlišuje sa prítomnosťou pieskovcov, výrazne vyšším podielom základnej piesčitej hmoty v zlepencoch a prevahou kremeňa v klastickom materiáli.

Niektoré laterálne zmeny východným smerom (zatláčanie pieskovcov eróznym kanálom nadložných brekcií – vrstvy 4–6, šošovky pieskovcov a vápencových zlepencov v polymiktných zlepencoch – vrstva 1) schematicky znázorňujeme v pravej spodnej časti obr. 7.

Genéza, stratigrafia

Spodnú časť hornádskych vrstiev s prevahou nezvrstvených balvanovitých zlepencov a s polohami brekcií považujeme za produkt činnosti jednorazových rýchlych tokov s vysokou unášacou schopnosťou (murového charakteru), s prechodom do fluviálnych (resp. proluviálnych) sedimentov horských tokov v úseku s prevažujúcou erozívnou činnosťou. Stredná časť hornádskych vrstiev tvorená striedaním zlepencov a pieskovcov, s lepším opracovaním a vytriedením klastického materiálu, s imbrikáciou, gradačným a šikmým zvrstvením je produktom sedimentačnej činnosti stredných a dolných tokov stálych riek. (Súčasťou tejto časti je známy „markušovský skalný hríb", situovaný prakticky v osi markušovského paleoúdolia; foto 4.) Najvyššia časť hornádskych vrstiev s polohami kremenných zlepencov, laminovaných prachovcov a ílovcov nesie znaky fluviálnych sedimentov, druhotne prepracovaných transgresiou, pričom nemožno vylúčiť ani ich depozíciu priamo v morskom prostredí.

Hornádske vrstvy sú prakticky sterilné na organické zvyšky. Jediný údaj, stanovujúci vek vrstiev na paleocén–stredný eocén, uvádza Marschalko (in Fusán et al., 1967) s odvolaním sa na palynologické analýzy Snopkovej, bez bližšej špecifikácie. Nález spoločenstva plytkomorských, prevažne bentóznych dierkavcov (Samuel in Gross et al., 1995) z polohy ílovcov južne od Markušoviec (z bezprostredného nadložia hornádskych vrstiev) datuje zánik kontinentálneho cyklu v priestore markušovského paleoúdolia do najmladšieho priabónu až staršieho oligocénu(?). Pochopiteľne, v rôznych oblastiach svojho rozšírenia môžu mať hornádske vrstvy (resp. ich ekvivalenty) rôzne vekové rozpätie a lokálne (centrálna oblasť Slovenského rudohoria) mohlo dôjsť aj k splynutiu staršieho predtransgresívneho a mladšieho poregresívneho kontinentálneho cyklu.

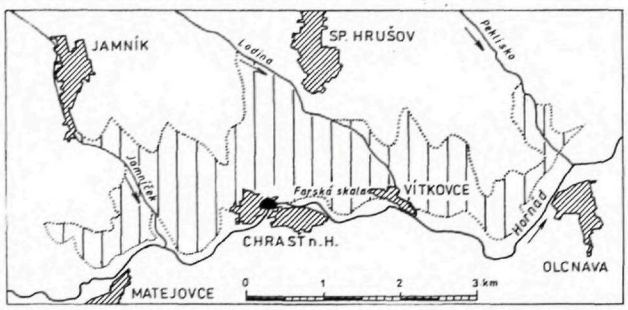
Chrastianske vrstvy

Štandardná definícia

Chrastianske vrstvy tvorí komplex hrubo- až jemnozrnných pieskovcov (prevažne vápnitých litických drôb) s hojnými obliakmi a šikmým zvrstvením, so šošovkami kremenných, oligomiktných a petromiktných (polymiktných), drobno- až strednozrnných zlepencov; obsahujú horizont balvanovitých vápencových brekcií (vítkovské brekcie). Predstavujú sedimenty náplavových vejárov delt (s prevládajúcou riečnou činnosťou?), člen borovského súvrstvia podtatranskej skupiny. Vek je ?mladší eocén, maximálna hrúbka 100 m.

Rozšírenie, stratotypová lokalita, názov

Chrastianske vrstvy sú rozšírené v južnej časti Hornádskej kotliny, v úseku Spišská Nová Ves – Olcnava. Typickou oblasťou ich rozšírenia je ľavobrežie Hornádu medzi Chrasťou nad Hornádom a Olcnavou. Stratotypovou lokalitou chrastianskych vrstiev je prírodná pamiatka Farská skala (k. ú. Chrasť n/H, okr. Spišská Nová Ves, Košický kraj; obr. 8), pomenované sú podľa obce Chrasť nad Hornádom.



Obr. 8 Typická oblasť rozšírenia chrastianskych vrstiev s lokalizáciou stratotypovej lokality (PP Farská skala)

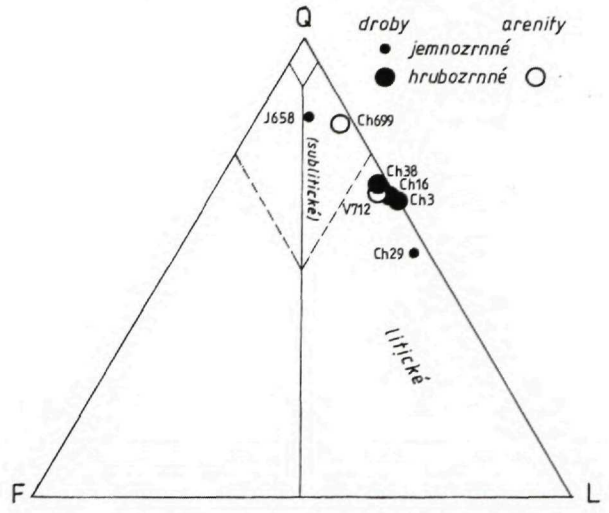
Litologická a petrografická charakteristika

Chrastianske vrstvy predstavujú okolo 100 m hrubý komplex pieskovcov s polohami zlepencov a horizontom vápencových brekcií.

Pieskovce možno makroskopicky zadeliť k 2 typom:

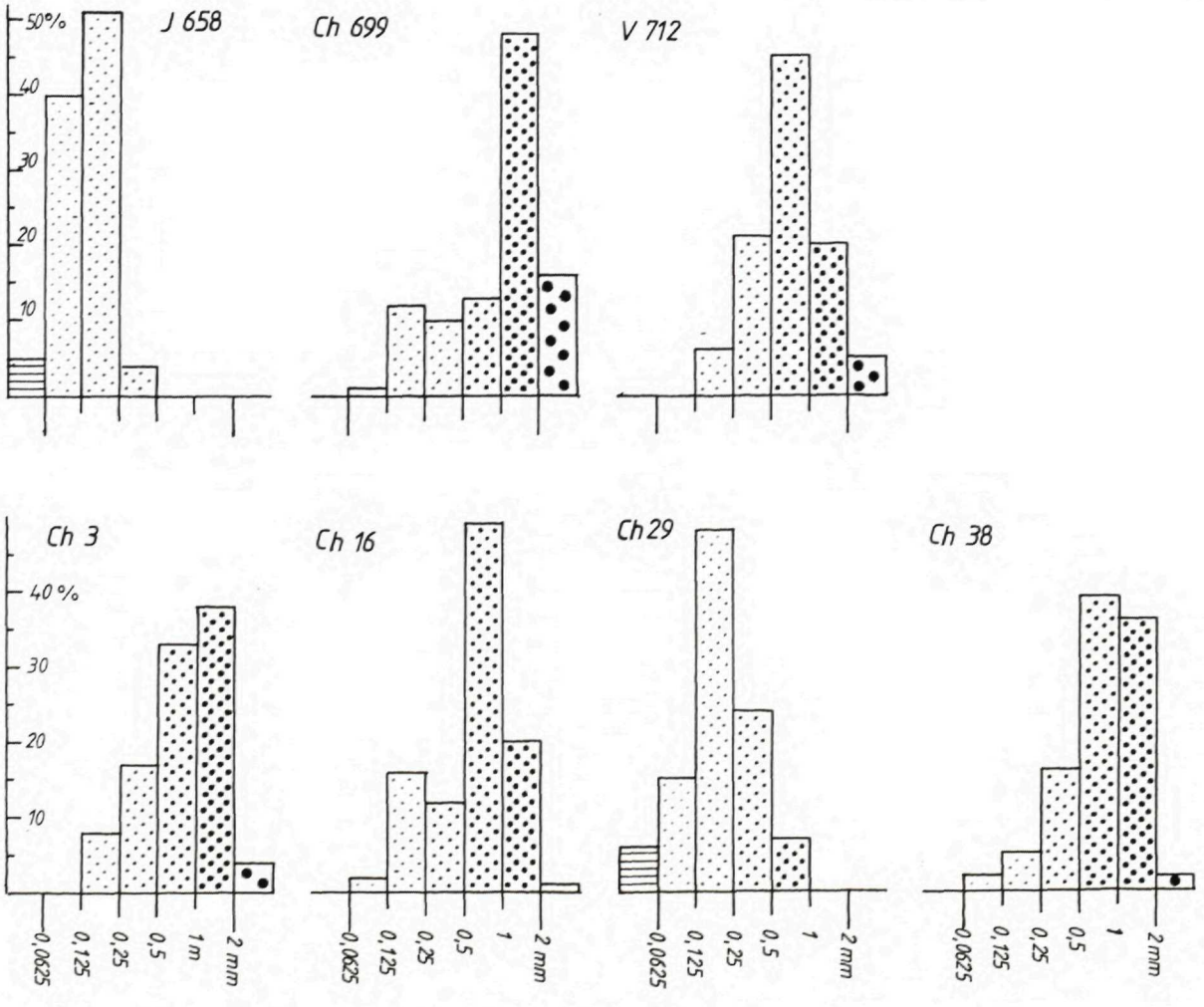
1. Lavicovité až doskovité zelenosivé (po navetraní žltohnedé) hrubozrnné vápnité pieskovce s bežným šikmým zvrstvením oblúkového typu, gradačným (pozitívnym, symetrickým a inverzným – foto 5), ako aj homogénnym zvrstvením, s hrubou zvlnenou laminációu. V pieskovcoch sa nachádzajú aj obliaky kremeňa a vápencov (foto 6), ojedinele aj hornín paleozoika, pričom množstvom prevažuje kremeň, veľkosťou vápence. V proximálnej časti vejára dosahujú obliaky veľkosť prevažne 5–25 mm, maximálne 40 (kremeň), resp. 80 mm (vápence). Severovýchodným smerom sa ich veľkosť zmenšuje a v distálnej časti je zlepencová frakcia zastúpená len obliakmi kremeňa veľkosti 6–8 mm. Obliaky sú dobre opracované (prevažne 4–5°), drobný kremeň je opracovaný o niečo slabšie (3–4°). V pieskovcoch sú buď nepravidelne vtrúsené, alebo vytvárajú tenké šošovky charakteru zlepencov s podpornou štruktúrou základnej hmoty, často s hrúbkou 1 obliaka.

2. Doskovité (až lavicovité) zelenosivé jemnozrnné vápnité pieskovce, prevažne homogénne, s častou hrubou zvlnenou laminációu, zriedkavejším šikmým zvrstvením. Aj tento typ pieskovcov obsahuje (zriedkavejšie ako 1. typ) obliaky kremeňa a vápencov max. veľkosti 60 mm.

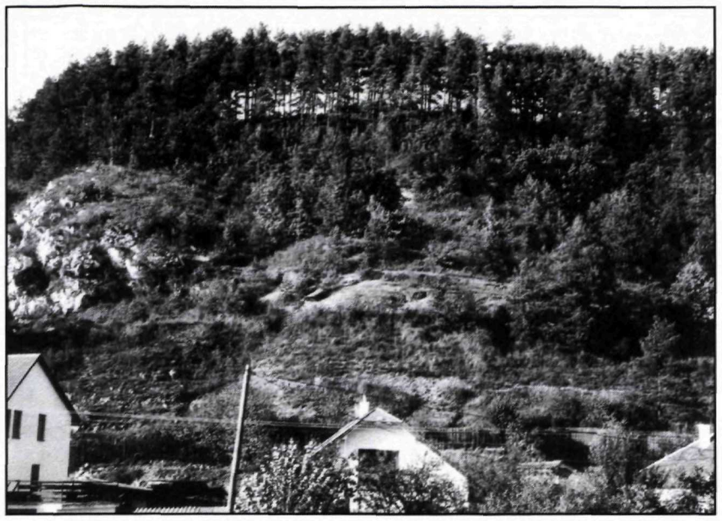


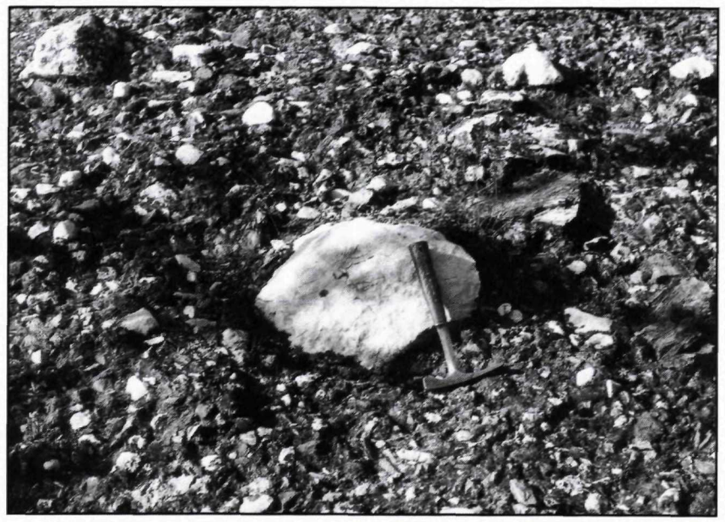
Obr. 9 Klasifikačný QFL diagram pieskovcov chrastianskych vrstiev
Q – kremeň a stabilné horniny, F – živce, L – nestabilné horniny; Ch – Chrasť n/H, J – Jamník, V – Vítkovce

Mikroskopicky možno pieskovce charakterizovať prevažne ako vápnité litické droby, zriedkavejšie litické a sublitické arenity (obr. 9), ± zlepencovité, mono- a bimodálne (obr. 10), s vápnito-ílovitou, ojedinele kremitou základnou hmotou (4,3–31,9 %) a s kalcitovým tmelom (10,8–29,6 %). V klastickej zložke výrazne prevažuje kremeň (21,9–44,6 %) nad fylitmi (5,4–17,5 %) a kremencami (1,2–11,3 %). Vo väčšine vzoriek sú prítomné vápence (do 7,9 %), metaryolity (do 4,7 %), silicity (do 4,6 %) a pieskovce (do 2,5 %), zriedkavo bázické vulkanity (do 1,5 %). Živce sú zastúpené v množstve do 4,3 %, muskovit do 5,7 %, biotit do 2,9 %. Vo väčšine vzoriek je prítomná uhoľná drvina (do 3,8 %), v 1 prípade sa zistili neidentifikované organické zvyšky. Md zrnitosti sa pri jemnozrnných pieskovcoch pohybuje v rozmedzí 0,13–0,21 mm, pri hrubozrnných 0,65–1,25 mm, stupeň opracovania je 3–6°, priemerne 4° (tab. 3). Výraznejší rozdiel medzi jemnozrnnými a hrubozrnnými pieskovcami sa prejavuje len v zastúpení muskovitu (3,1–5,7 % v jemnozrnných, 0–1,8 % v hrubozrnných), jemnozrnné variety sú o niečo lepšie triedené (So = 1,3, resp. 1,4–1,6).

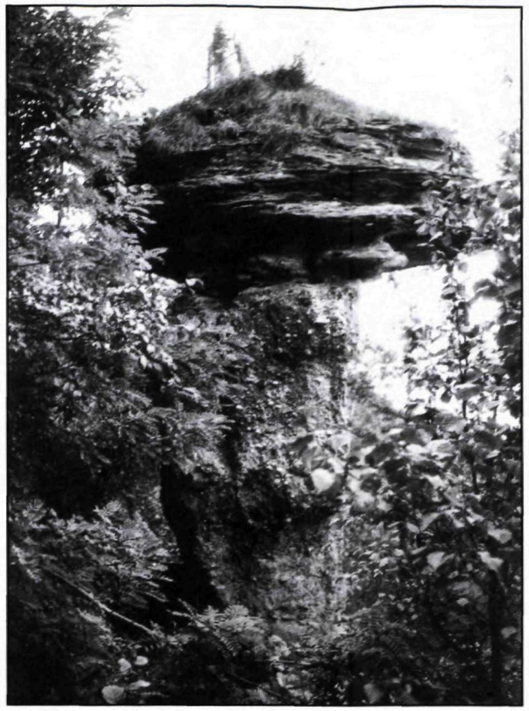


Obr. 10 Zrnitostné histogramy pieskovcov chrastianskych vrstiev
Ch – Chrasť n /H, J – Jamník, V –Vítkovce















1 4 6
2 5 7
3

Foto 1 Prírodná pamiatka Transgresia paleogénu pri Markušovciach – holostratotyp hornádskych vrstiev

Foto 2 Hrubozrnné polymiktné zlepence s blokmi svetlých vápencov v spodnej časti hornádskych vrstiev; holostratotyp, vrstva 2

Foto 3 Hrubozrnné polymiktné zlepence s prevahou materiálu z paleozoika (kremeň, metaryolity, fylity) s väčšími obliakmi a blokmi svetlých vápencov; holostratotyp hornádskych vrstiev, vrstva 10

Foto 4 Markušovský skalný hríb, súčasť vyššej časti hornádskych vrstiev, dôsledok činnosti selektívnej erózie (noha vytvorená zo strednozrnných zlepencov, klobúk z odolnejších pieskovcov)

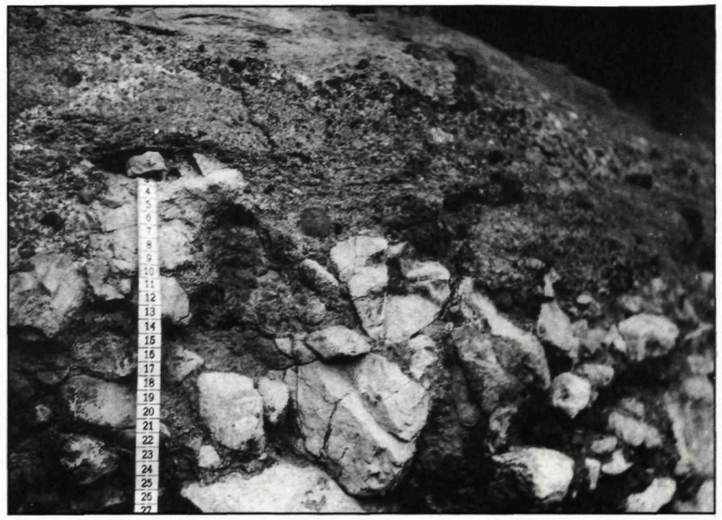
Foto 5 Inverzná gradácia v rozmedzí strednozrnný zlepenec – hrubozrnný pieskovec; chrastianske vrstvy, Olcnava – Pálenčiareň

Foto 6 Obliaky svetlých vápencov v pieskovcoch chrastianskych vrstiev; Chrasť n/H, stratotypová lokalita

Foto 7 Prírodná pamiatka Farská skala – stratotyp chrastianskych vrstiev







8
9 10

Foto 8 Šikmé zvrstvenie v pieskovcoch chrastianskych vrstiev; stratotypový profil, vrstva 3

Foto 9 Vrchná časť horizontu vítkovských brekcií; Vítkovce, stratotypová lokalita

Foto 10 Styk vítkovských brekcií s nadložnými pieskovcami chrastianskych vrstiev; na kontakte drobnozrnný kremenný zlepenec, „nasypaný" aj medzi klasty najvyššej časti brekcií; Vítkovce, stratotypová lokalita

Tab. 3 Petrografické zloženie a základné parametre pieskovcov chrastianskych vrstiev
J – Jamník, V – Vítkovce, Ch – Chrasť n/H

		J 658	Ch 699	V 712	Ch 3	Ch 16	Ch 29	Ch 38
kremeň	%	44,6	36,3	42,2	37,4	32,8	21,9	39,0
silicity		–	3,0	2,9	3,1	4,1	2,8	4,6
kremence		4,0	11,3	5,8	2,0	2,5	1,2	2,6
živce		4,3	1,5	1,5	–	0,3	1,2	1,0
fylity		5,4	6,1	17,5	12,6	11,0	12,5	9,8
bázické vulkanity		–	0,6	1,5	–	–	–	–
kyslé vulkanity		–	–	1,5	3,4	4,7	1,6	1,3
pieskovce		–	–	–	1,7	2,5	1,6	1,6
karbonáty		–	3,0	2,6	4,8	1,9	4,1	7,9
muskovit		5,7	1,8	1,5	–	1,6	3,1	–
biotit		2,3	2,4	2,9	–	–	–	–
uhoľná drvina		3,4	–	3,8	3,4	2,2	2,5	2,6
organizmy		–	–	–	1,0	–	–	–
základná hmota		16,0	4,3	5,5	18,7	15,8	31,9	18,3
kalcitový tmel		14,3	29,6	10,8	11,9	20,5	15,6	11,1
Q		83,3	81,8	67,6	65,4	65,8	53,9	68,1
F		7,4	2,5	1,9	–	0,5	2,6	1,4
L		9,3	15,8	30,5	34,6	33,7	43,5	30,5
Q1	mm	0,10	0,65	0,50	0,50	0,40	0,15	0,52
Md		0,13	1,25	0,75	1,00	0,65	0,21	0,80
Q3		0,18	1,50	1,00	1,25	0,95	0,27	1,25
So		1,34	1,52	1,41	1,58	1,54	1,34	1,54
stupeň zaoblenia		3–4	4–6	3–4	4–5	4–5	3–4	4–5

Zlepence tvoria v pieskovcoch šošovky, často výplne eróznych žľabov na bázach cyklov. Sú drobno- až strednozrnné, kremenné alebo petromiktné (vápencovo-kremenné), s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Klastický materiál predstavuje prevažne polozaoblený až zaoblený kremeň a zaoblené až dokonale zaoblené vápence so sporadickou prímesou silicitov, kremencov, pieskovcov, drobnozrnných zlepencov, dolomitov, bázických vulkanitov a metatufov, fylitov, metaryolitov a ich tufov. Množstvom prevažuje kremeň, veľkosťou vápence (max. 200 mm, kremeň 80 mm). Základná hmota zlepencov je žltohnedá, vápnitá, vo frakcii hrubozrnného pieskovca.

Ohraničenie

Chrastianske vrstvy sa vyvíjajú z podložných hornádskych vrstiev ubúdaním zlepencovej frakcie na úkor pieskovcov, postupnými prechodmi sú späté aj s nadložnými tomášovskými vrstvami.

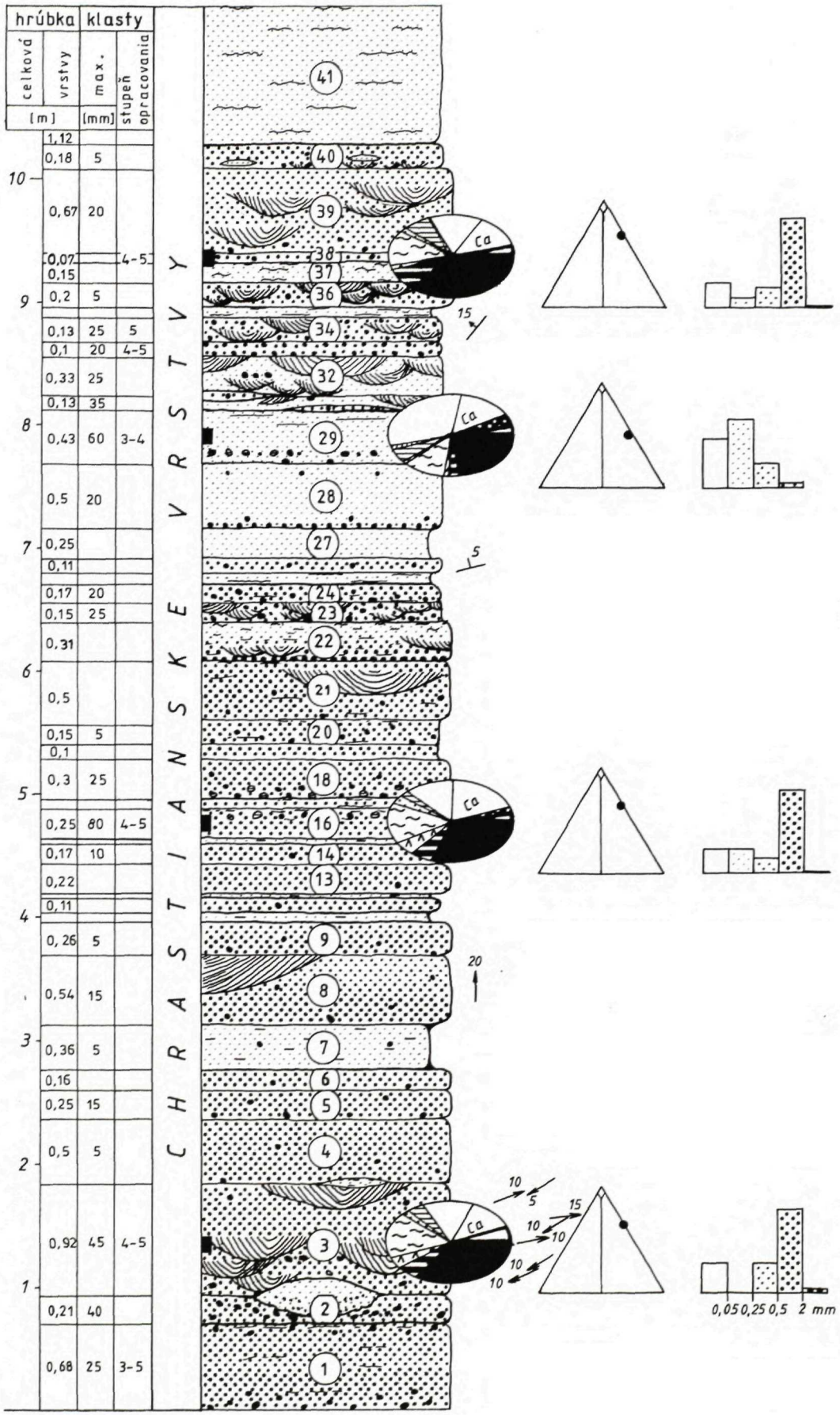
Stratotypový profil

Stratotypovým profilom chrastianskych vrstiev je ľavobrežný zárez Hornádu v Chrasti n/H (pod kostolom), súčasť prírodnej pamiatky Farská skala (foto 7).

Profil vysoký 11 m (obr. 11) tvoria alternujúce jemnozrnné a hrubozrnné pieskovce so sporadickým zastúpením zlepencov. V nižšej časti profilu (vrstvy 1–26, hrúbka 7 m) výrazne prevažujú hrubozrnné pieskovce s hojnými obliakmi. Sú lavicovité, menej často doskovité, zelenosivej, po navetraní žltohnedej farby, vápnité, s častým šikmým zvrstvením (prevažne oblúkového typu; foto 8), homogénnym a gradačným (pozitívnym a symetrickým) zvrstvením. Homogénne zelenosivé vápnité jemnozrnné pieskovce s hrubou zvlnenou laminációu tvoria v tejto časti profilu (s výnimkou vrstvy 7) len tenkodoskovité polohy hrúbky maximálne 0,08 m. Vo vyššej časti (vrstvy 27–41, hrúbka 4 m) sa pomer hrubozrnných a jemnozrnných pieskovcov vyrovnáva.

Mikroskopicky možno pieskovce charakterizovať ako vápnité litické droby, ± zlepencovité, mono- a bimodálne, s podielom základnej hmoty 15,8–18,7 % (v hrubozrnných), resp. 31,9 % (v jemnozrnných). Ďalšie rozdiely v zložení jednotlivých typov spočívajú v zastúpení kremeňa (32,8–39, resp. 21,9 %), kremencov (2–2,6, resp. 1,2 %) a muskovitu (0–1,6, resp. 3,1 %). Z nestabilných zložiek sú v pieskovcoch prítomné fylity (9,8–12,6 %), vápence (1,9–7,9 %), metaryolity (1,3–4,7 %), pieskovce (1,6 až 2,5 %) a uhoľná drvina (2,2–3,4 %), v jednej vzorke sa zistili neurčiteľné organické zvyšky (1 %). Všetky vzorky obsahovali pomerne značný podiel kalcitového tmelu (11,1–20,5 %). Md zrnitosti v jemnozrnných pieskovcoch dosahuje 0,2 mm, koeficient triedenia So = 1,3, v hrubozrnných Md = 0,65–1 mm, So = 1,5–1,6.

Zlepencová frakcia je zastúpená prevažne len vo forme vtrúsených obliakov, tvorených dobre opracovaným (4–5°) kremeňom a vápencami, len veľmi zriedkavo inými horninami (epimetamorfity paleozoika), veľkosti prevažne 5–25, maximálne 80 mm. Jediná súvislejšia poloha drobnozrnného kremenného zlepenca hrúbky 0,1 m sa



Obr. 11 Stratotypový profil chrastianskych vrstiev
Vysvetlivky → obr. 6

nachádza vo vyššej časti profilu (vrstva 33). Zlepenec je polymodálny, s podpornou štruktúrou základnej hmoty, s obliakmi veľkosti maximálne 20 mm, dobre opracovanými (4–5°). Základnú hmotu tvorí žltohnedý vápnitý hrubozrnný pieskovec.

Genéza, stratigrafia

Marschalko (1970) považoval šikmo zvrstvené pieskovce východne od Spišskej Novej Vsi za „riečne nánosy na miernych sklonoch aluviálnych kužeľov a na podhorských aluviálnych plošinách vo väčšej vzdialenosti od hôr". Vzhľadom na to, že v oblasti maximálneho rozšírenia chrastianskych vrstiev je možné pozorovať zatláčanie (až vykliňovanie) nadložných (nepochybne morských – neritických) tomášovských vrstiev chrastianskymi vrstvami, predpokladáme ich – aspoň čiastočnú – súvekosť a depozíciu aspoň vyššej časti chrastianskych vrstiev v morskom prostredí (delty s prevládajúcou riečnou činnosťou). Deltovému pôvodu neprotirečí ani ich litologická náplň (absolútna prevaha pieskovcov) a štruktúrne znaky (šikmé zvrstvenie, zvlnená laminácia).

Chrastianske vrstvy sú faunisticky aj floristicky sterilné, na základe pozície vo vrstvovom slede ich možno zaradiť do mladšieho eocénu (priabón).

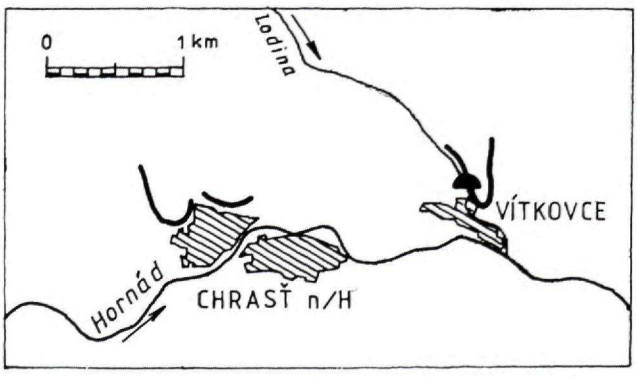
Vítkovské brekcie

Štandardná definícia

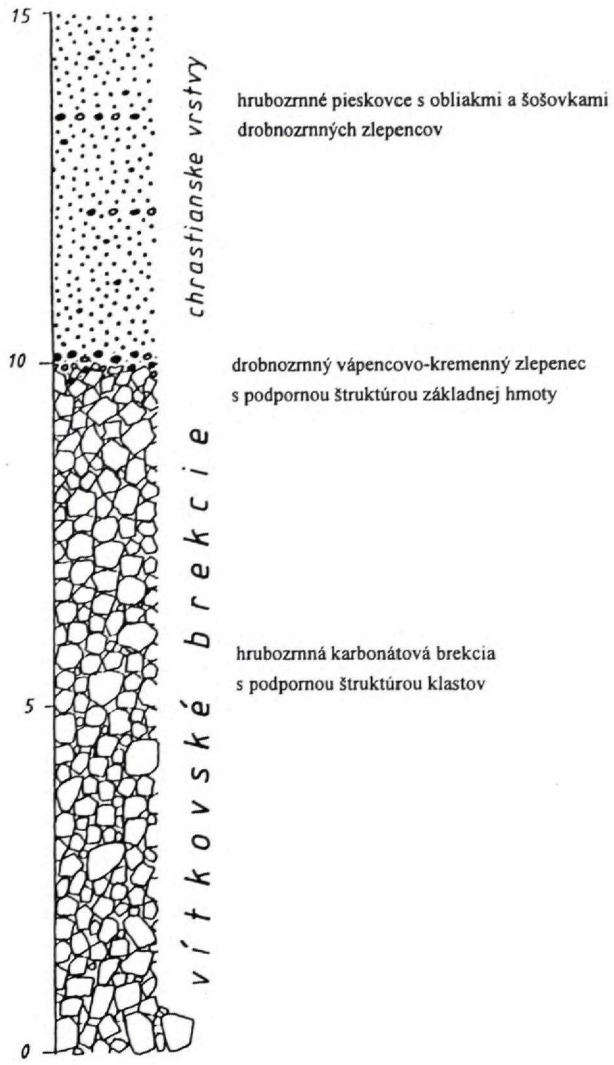
Sú to masívne, balvanovité až blokovité vápencové brekcie predstavujúce sedimenty gravitačných sklzov, horizont chrastianskych vrstiev. Ich hrúbka je do 10 m, vek ?mladší eocén.

Rozšíreni,e stratotypová lokalita, názov

Vítkovské brekcie sa vyskytujú v nižšej časti chrastianskych vrstiev na ľavobreží Hornádu medzi Chrasťou nad Hornádom a Vítkovcami. Ich stratotypovou lokalitou je prirodzený skalný odkryv na lesnom svahu 200 m severne od okraja obce Vítkovce (obr. 12). Pomenované sú podľa obce Vítkovce (okr. Spišská Nová Ves, Košický kraj) v jv. časti Hornádskej kotliny.



Obr. 12 Oblasť rozšírenia vítkovských brekcií s lokalizáciou stratotypovej lokality



Obr. 13 Stratotypový profil vítkovských brekcií

Litologická charakteristika

Vítkovské brekcie predstavujú masívne, balvanovité až blokovité karbonátové (prevažne vápencové) brekcie s podpornou štruktúrou klastov, chaoticky zvrstvené. Klastický materiál tvoria neopracované úlomky a bloky svetlých (steinalmských, resp. wettersteinských) vápencov, sporadicky aj čiernych (gutensteinských) vápencov a sivých jemnokryštalických dolomitov stredného (a ?vrchného) triasu Galmusu veľkosti do 500 mm, stmelené sekundárnym pórovým sparitickým kalcitom.

Stratotypový profil

Stratotypovým profilom vítkovských brekcií je 15 m vysoký skalný odkryv na ľavom svahu potoka Lodina (Krešinská hora s. od Vítkoviec).

Spodných 8–10 m odkryvu tvoria masívne, chaoticky zvrstvené brekcie, zložené z blokov a úlomkov svetlých vápencov. Podložie brekcií je zasutinené, nadložie predstavujú hrubozrnné pieskovce chrastianskych vrstiev. Na

rozhraní brekcií a pieskovcov je vyvinutá tenká poloha drobnozrnného vápencovo-kremenného zlepenca s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Brekcie sú stmelené sekundárnym kalcitom, len v najvyššej časti (do 0,3 m) sa medzi blokmi vápencov nachádza základná hrubopieskovcová až drobnozlepencová hmota, zjavne do brekcií „nasypaná" po ich usadení, v úvodnej fáze sedimentácie nadložných pieskovcov (obr. 13, foto. 9, 10).

Genéza, stratigrafia

Vítkovské brekcie predstavujú gravitačné sklzy nespevnených kamenito-blokovitých sutín, deponovaných do oblasti sedimentácie chrastianskych vrstiev zo svahov priľahlých elevácií v dôsledku katastrofickej udalosti podmienenej seizmicky, resp. klimaticky. Pozícia v nižšej časti chrastianskych vrstiev dovoľuje predpokladať ich mladoeocénny vek.

Diskusia

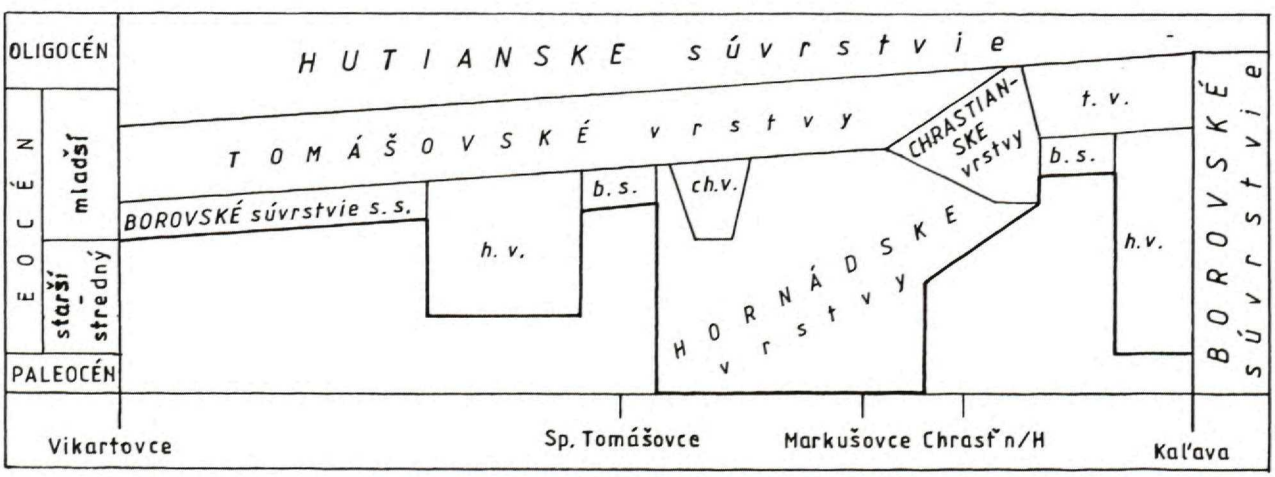
Podtatranskú skupinu definovali Gross, Köhler a Samuel (1984) ako samostatný uzatvorený sedimentačný (prakticky morský) cyklus začínajúci sa transgresiou v mladšom lutéte (bartóne), borovské súvrstvie ako bazálnu transgresívnu fáciu (zahrnuli však doň aj produkty suchozemského zvetrávania – akumulácie bauxitov, resp. brekcií s bauxitovým tmelom). Je preto otázne, či predbartónske kontinentálne sedimenty možno zahrnúť do podtatranskej skupiny (a borovského súvrstvia), alebo je správnejšie vyčleniť ich osobitne ako súčasť popríkrovových molás mladšej kriedy–staršieho paleogénu. V rukopisných vysvetlivkách k mape paleogénu Hornádskej kotliny 1 : 25 000 (úsek Spišské Bystré – Spišská Nová Ves; Filo et al., 1994) sme sa priklonili k druhej z uvedených možností. Výskyt prechodných chrastianskych vrstiev východne od Spišskej Novej Vsi, ako aj objektívna nemožnosť jednoznačného posúdenia genézy niektorých litofácií nás v ďalšej práci (Filo et al., 1995) priviedla k uprednostneniu prvého variantu. Za najprijateľnejšiu možnosť riešenia uvedeného problému považujeme čiastočnú redefiníciu borovského súvrstvia ako bazálnej litofácie pestrejšej litologickej náplne a genézy a podtatranskej skupiny ako vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu, zahŕňajúceho aj predtransgresívne kontinentálne sedimenty paleocénu a staršieho eocénu (ako aj hypotetické regresívne sedimenty mladšieho oligocénu).

Záver

Hornádske vrstvy sú kontinentálne (prevažne fluviálne) sedimenty vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu. Litologicky ich tvoria alternujúce balvanovité až drobnozrnné petromiktné (polymiktné) zlepence a hrubo- až strednozrnné pieskovce (prevažne litické arenity) s polohami polymiktných brekcií, kremenných a karbonátových zlepencov, vo vrchnej časti aj jemnozrnných pieskovcov, prachovcov a piesčitých ílovcov.

Zdrojovou oblasťou klastického materiálu hornádskych vrstiev sú epimetamorfované komplexy staršieho paleozoika (fylity, metaryolity a ich tufy, metabazaltové tufy, kremeň), sedimenty mladšieho paleozoika a staršieho triasu (pieskovce, bridlice) Spišsko-gemerského rudohoria a karbonáty stredného triasu Galmusu, v západnom areáli rozšírenia aj veporidné(?) kryštalinikum. Hornádske vrstvy sú členom borovského súvrstvia podtatranskej skupiny (obr. 14), pravdepodobného veku paleocén–mladší eocén, dosahujú hrúbku maximálne 200 m. Stratotypovou lokalitou hornádskych vrstiev je prírodná pamiatka Transgresia paleogénu pri Markušovciach. Pomenované sú podľa rieky Hornád.

Chrastianske vrstvy predstavujú sedimenty delt (? s prevládajúcou riečnou činnosťou). Litologicky ich tvoria hrubo- až jemnozrnné pieskovce (prevažne vápnité litické droby) so šikmým zvrstvením a so šošovkami kremenných a vápencovo-kremenných zlepencov. Zdrojovou oblasťou ich klastického materiálu sú paleozoické a mezozoické komplexy Spišsko-gemerského rudohoria a Galmusu. Chrastianske vrstvy sú členom borovského



Obr. 14 Stratigrafická kolónka borovského súvrstvia hornádskej kotliny
t. v. – tomášovské vrstvy, ch. v. – chrastianske vrstvy, b. s. – borovské súvrstvie s. s., h. v. – hornádske vrstvy

súvrstvia podtatranskej skupiny, pravdepodobného veku mladší eocén, dosahujú hrúbku do 100 m. Stratotypovou lokalitou chrastianskych vrstiev je prírodná pamiatka Farská skala. Pomenované sú podľa obce Chrasť nad Hornádom.

V rámci chrastianskych vrstiev vyčleňujeme horizont vítkovských brekcií (balvanovité vápencové brekcie hrúbky do 10 m, sediment gravitačných sklzov), pomenovaných podľa obce Vítkovce.

Podotýkame, že stanovenie genézy vymedzených litofácií nepovažujeme za definitívne. Predovšetkým v prípade chrastianskych vrstiev je potrebná analýza typov šikmého zvrstvenia (napr. s použitím klasifikácie Allena, 1963). Nevylučujeme ani možnosť podrobnejšieho členenia hornádskych vrstiev (spodné balvanovito-zlepencové, vrchné pieskovcovo-zlepencové, horizont, resp. horizonty kremenných zlepencov).

Záverom chceme zdôrazniť, že litofaciálne členenie borovského súvrstvia na kartograficky objektívne vyjadriteľné jednotky nepovažujeme za samoúčelné rozširovanie terminológie, ale za nevyhnutný krok k následným paleogeografickým rekonštrukciám, a to aj za cenu prípadného nahromadenia lokálnych názvov s obmedzenou geografickou platnosťou.

Poďakovanie:

Autori ďakujú RNDr. L. Snopkovi, CSc., za ochotnú pomoc pri urobení analýz zlepencov hornádskych vrstiev, doc. RNDr. A. Vozárovej, DrSc., za konzultácie pri vyhodnocovaní výbrusového materiálu a RNDr. Michalovi Potfajovi, CSc., za vľúdny recenzentský posudok.

Literatúra

Allen, J. R. L., 1963: The Classification of Cross-stratified Units with Notes on their Origin. Sedimentology (Amsterdam), 2, 93–114.

Andrusov, D., 1941: Zpráva o výskume uhoľného ložiska pri Kluknave. Manuskript – archív Kat. Geol. PriF UK Bratislava.

Andrusov, D., 1950: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. Práce Št. geol. Úst., Sošit (Bratislava), 20, 3–62.

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát, III. Bratislava, Vyd. Slov. Akad Vied, 424 s.

Andrusov, D., Borza, K., Kúšik, R., Martiny, E., Pospíšil, A. a Sitár, V., 1958: Vývin karpatskej geosynklinály s ohľadom na vznik a zachovanie bauxitových ložísk. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

Andrusov, D., Gorek, A., Maheľ, M. a Zorkovský, V., 1950: Zpráva o geologickom výskume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Andrusov, D. a Samuel, O. et al., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.

Bouček, B. a Přibyl, A., 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 20, 5–49.

Filo, I., Maglay, J., Mello, J., Vozár, J., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z. a Snopková, P., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000; listy M-34-113-B-a Hranovnica, M-34-113-B-b Hrabušice, M-34-114-A-a Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Filo, I., Mello, J., Maglay, J., Siráňová, Z., Širáňová, V., Jetel, J. a Kováčik, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy: Spišská Nová Ves, Spišský Hrušov, Nálepkovo, Rudňany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Filo, I. a Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102, 41–49.

Fusán, O., Beňka, J., Biely, A., Gross, P., Gubač, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Marschalko, R., Pecho, J., Regásek, F., Rojkovič, I. a Snopko, L., 1967: Štruktúrno-stratigrafický výskum paleozoika; list Spišská Nová Ves M 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Fusán, O., Bystrický, J., Franko, O., Chmelík, F., Ilavský, J., Kamenický, L., Kullman, E., Lukniš, M. a Matějka, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Geofond, 215 s.

Gross, P., Ďurkovič, T., Jetel, J., Kováčik, M., Samuel, O., Žecová, K. a Tunyi, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Ľubické kúpele, Torysky, Levoča a Jablonov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–117.

Ilavský, J., Pecho, J. a Priechodská, Z., 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyšu Spišskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 151–161.

Ivanov, M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. Sbor. (Bratislava), IV, 3–4, 705–750.

Konta, J., 1954: Petrografické a chemické studium bauxitů od Markušovců. Rozpr. Čs. Akad. Věd (Praha), 64, 11–49.

Kukal, Z., 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Praha, Ústř. Úst. Geol., 80 s.

Leeder, M. R., 1982: Sedimentology. Process and Product. London, G. Allen and Unwin.

Leško, B., 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlín. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 12, 14–26.

Maheľ, M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Sbor. (Bratislava), IV, 1–2, 221–254.

Maheľ, M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 48a, 1–201.

Maheľ, M., Bajaník, Š, Benka, J., Gross, P., Hanáček, J., Kalaš, L., Klinec, A., Kullmanová, A., Kullman, E., Marschalko, R. a Vozár, J., 1963: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp v M 1 : 50 000. List M-34-113-13 Hranovnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Marschalko, R., 1961: Sedimentologic Investigation of Marginal Lithofacies in Flysch of Central Carpathians (the North of Čierna Hora and the East of Branisko). Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60, 197–231.

Marschalko, R., 1962: Stratigrafický výskum flyšu severne od Čiernej hory. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 63, 15–22.

Marschalko, R., 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúr a paleoprúdová analýza bazálnych formácií (paleogén centrálnych Západných Karpát sev. od Spišsko-gemerského rudohoria). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 19, 129–163.

Marschalko, R., Gross, P. a Kalaš, L., 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 39, 95–104.

Novotný, L. a Mihál', F., 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. Miner. slov. (Bratislava), 19, 2, 97–113.

Pettijohn, F. J., 1975: Sedimentary Rocks. 3. Ed. New York, Harper and Row, 628 s.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and Sandstones. New York, Springer, 618 s.

Priechodská, Z., 1966: O výskytoch sedimentárnych Mn rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 40, 133–143.

Stur, D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), XIX, 3, 384–416.

Šalát, J., 1954: Petrografia paleogénnych zlepencov od Margecian. Geol. Sbor. (Bratislava), V, 1–4, 208–222.

Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In Bau und Bild Österreichs, Wien – Leipzig, 651–911.

Hornád and Chrasť Members – new regional lithostratigraphic units of the Sub-tatric Group

Ivan Filo and Zuzana Siráňová

Summary

The Hornád and Chrasť Members are new regional lithostratigraphic units of the Sub-tatric Group and the members of Borové Formation.

The Hornád Member represents an as much as 200 m thick suite composed of alternating conglomerates and sandstone with breccias, in the uppermost part with scarce siltstones and sandy clystones. Most common rocks in the lower part of the Hornád Member are massive boulder-like petromict (polymict) conglomerates with pebbly supporting texture, polymodal, chaotically bedded, unsorted, with semioval (to subangular) clastic material. In the upper part of the member the grain size of conglomerates decreases, while the sorting and reworking of the clasts increases, locally there appear textural and structural features (bedding, gradation, imbrication, erosional scours) and beds of banch-like, coarse-grained sandstones (lithic arenites). The source area for the Hornád Member are epimetamorphosed Early Paleozoic units (Rakovec, Gelnica Groups – phylites, metarhyolites and their tuffs, metabasaltic tuffs, quartz) and Late Paleozoic and Triassic sedimentary assemblages of the Spišsko-gemerské rudohorie ore-mountains and Galmus Mts. (sandstones, shales, limestones), but in the western area of its occurrence, also the Veporic crystalline rocks (gneisses, granitoids). Lower part of the Hornád Member represents a product of sedimentation of single ravines of mure character, with transitions to riverain, upper course sediments predominated by the erosional activity, the upper part represnting sediments of middle to lower courses of permanent rivers. The uppermost part of the Hornád Member (with a horizon of quartzitic conglomerates, fine-grained sandstones, siltstones and sandy claystones) bears some traces of transgression. On the basis of scarce finds of palynomorps and its position in the stratigraphic range, the Hornád Member may be assigned to the Paleocene – Upper Eocene. Its stratotype locality is the natural monument "Paleogene Transgression" near Markušovce (Cadastral Office in Markušovce, Spišská Nová Ves District, Košice Region). Its name was borrowed from the Hornád river.

The Chrasť Member is an as much as 100 m thick assemblage composed of sandstones and conglomerate lenses. Predominating lithotypes are bench-like, coarse-grained sandstones (mainly calcareous lithic greywackes), commonly with arch-like crossbedding, gradational (positive and inverse) bedding and erosional scours on the bedding basal planes. Less common are fine-grained varieties with wavy lamination. The conglomerate lenses are strongly elongated (mostly as thick as a pebble), or may fill erosional scour in sandstones. They may be quartzose, oligomict or petromict – limestone-quartzose, fine-grained and medium-grained. We rank the Chrasť Member with the sedimentation products of deltaic environment, with predominating fluvial activity and, basing on its position in the stratigraphic sequence, we assign it the Upper Eocene age. The stratotype locality oif the Chrasť Member is natural monument Farská skala (Cadaster office Chrasť nad Hornádom, Spišská Nová Ves District, Košice region), It borrowed its name from the Chrasť nad Hornádom village.

We have defined the Vitkovce Breccias – a horizon of boulder-like limestone breccias – as a part of the Chrasť Member. They are as much as 10 m thick sedimentary rocks that developed due to climatically or seismically provoked gravitational landslides. Their name they borrowed from the Vítkovce village (Spišská Nová Ves District, Košice region) in the cadaster of which the stratotype locality occurs.

Captions to Figures

Fig. 1 A sketch showing the distribution of lithofacies of the Borové Formation in the eastern part of the Hornádska kotlina depression
1 – Huty Formation, 2 – Tomášov Member, 3 – Borové Formation s. s., 4 – Chrasť Member, 5a – Hornád Member, 5b – carbonate conglomerates (continental), 6 – stratotype localities for Hornád (h) and Chrasť (ch) Members, 7 –Middle Triassic (limestones, dolomites), 8 – Lower Triassic (sandstones, shales, marlstones, limestones), 9 – Permian (sandstones, shales, conglomerates, metarhyolitic tuffs)

Fig. 2 A typical area of the Hornád Member occurrence (Markušovce paleovalley) with location of the stratotype locality (PP Paleogene Transgression near Markušovce)

Fig. 3 Classification QL diagram for Hornád Member conglomerates
Q – quartz and resistant rocks, L – non-resistant rocks; q – quartzose, o – oligomict; Ma, Mb – boulder-like and coarse-grained, petromict conglomerates (Markušovce – sections), ST, H – fine-grained petromict conglomerates (Spišské Tomášovce, Hrabušice), M – fine- and medium-grained quartzose conglomerates (Markušovce)

Fig. 4 Classification QFL diagram for Hornád Member sandstones
Q – quartz and resistant rocks, F – feldspars, L – non-resistat rocks; L – Letanovce, Ma, Mb – Markušovce, sections

Fig. 5 Grain-size histograms for Hornád Member sandstones
L – Letanovce, Ma, Mb – Markušovce, sections

Fig. 6 Holostratotype section through Hornád Member
1 – sandstones (a – fine-grained, b – medium-grained, c – coarse-grained, d – conglomeratic), 2 – conglomerates (a – fine-grained, b – medium-grained, c – coarse-grained d – boulder-like to blocky), 3 – breccias (a – fine-grained, b – medium-grained); 4 – clasts (a – quartz, b – carbonates, c – Paleozoic and Lower Triassic rocks), 5 – supporting texture (a – pebbly, b – matrix-related), 6 – lamination; 7 – structural-textural and tectonic elements (a – bedding, b – fissures, c – imbrication, d – axes of erosional scours); 8 – petrographic analyses of conglomerates (large circles) and of sandstones (elipses), composition of 10 largest clasts (small circles), a – limestones, b – metarhyoliic, metatuffs, c – phyllites, d – shales, e – sandstones, f – quartzites, silicites, g – quartz, h – feldspars, i – biotite, j – muscovite, k – coal crumbles, l – matrix, m – calcitic cement; 9 – samples for petrographic study

Fig. 7 Parastratotype section through Hornád Member (left-hand bank of the Hornád river 350 m E of the Markušovce holostratotype)
Explanation → Fig. 6

Fig. 8 A typical area of distribution of the Chrasť Member with location of the stratotype locality (PP Farská skala)

Fig. 9 Classification QFL diagram for Chrasť Member sandstones
Q – quartz and resistant rocks, F – feldspars, L – non-resistant rocks; Ch – Chrasť n/H, J – Jamník, V – Vítkovce

Fig. 10 Grain-size histograms for Chrasť Member sandstones
Ch – Chrasť n/H, J – Jamník, V – Vítkovce

Fig. 11 Stratotype section through Chrasť Member
Explanation → Fig. 6

Fig. 12 Area of distribution of the Vítkovce breccias with location of the stratotype locality

Fig. 13 Stratotype section through Vítkovce breccias

Fig. 14 Stratigraphic column showing the Borové Formation in the Hornádska kotlina depression
t. v. – Tomášov Member, ch. v. – Chrasť Member, b. s. – Borové Formation s. s., h. v. – Hornád member

Captions to Photographs

Photograph 1 Natural monument "Paleogene transgression" near Markušovce – the Hornád Member holostratotype

Photograph 2 Coarse-grained polymict conglomerates with blocks of light limestones in the lower part of the Hornád Member; holostratotype, bed 2

Photograph 3 Coarse-grained polymict conglomerates composed predominantly of Paleozoic rock material (quartz, metarhyolites, phyllites with fairly large pebbles and blocks of pale limestones; holostratotype Hornád Member, bed 10

Photograph 4 Rocky mushroom of Markušovce, a segment of the upper part of Hornád Member, a result of selective erosion (the stem made up of medium-grained conglomerates, the cap from more resistant sandstones)

Photograph 5 Inverse gradation in the range: medium-grained conglomerate – coarse-grained sandstone; Chrasť Member, Olcnava – Pálenčiareň

Photograph 6 Pebbles of pale limestone in the Chrasť Member sandstone; Chrasť n/H. stratotype locality

Photograph 7 The „Farská skala" Natural monument– Chrasť Member stratotype

Photograph 8 Cross-bedding in the Chrasť Member sandstone; stratotype section, bed 3

Photograph 9 Upper part of the Vítkovce breccias horizon; Vítkovce, stratotypove locality

Photograph 10 Junction of the Vítkovce breccias with the overlying Chrasť Member sandstone; the quartzose conglomerate at the contact is also „scattered" among the clasts in the uppermost part of the breccias; Vítkovce stratotype locality

Captions to Tables

Table 1 Petrographic composition of the Hornád Member conglomerates
H, ST– fine-grained petromict conglomerates from the western area of distribution (Hrabušice, Spišské Tomášovce); Ma, Mb – coarse-grained and boulder-like petromict conglomerates from the typical area (Markušovce – sections); M – a horizon of fine- and medium-grained quartzose conglomerates (Markušovce)

Table 2 Petrographic composition and basic parameters of the Hornád Member sandstone
Q – quartz and resistant rocks, F – feldspars L – non-resistant rocks, Q1 – 1. quartile, Md – median, Q3 – 3. quartile, So – sorting coefficient
L – Letanovce, Ma, Mb – Markušovce (sections)

Table 3 Petrographic composition and basic parameters of the Crasť Member sandstone
J – Jamník, V – Vítkovce, Ch – Chrasť n/H

Poznámky:

Geologické Práce, Správy 103, s. 53–61, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska

FRANTIŠEK VERBICH[1]

Abstract. The earliest information about the occurrences of coal in the area of Nováky comes from the beginning of this century. The exploration was carried out since 1937 and the mining operations begun in 1940. The pre-Neogene units crop out only in the broader surroundings of the deposit, in the adjoining core mountains. The deposit is made up essentially of one, the so called main seam, of Upper Badenian age. Immediate footwall is represented by the Kamenec Formation, composed mainly of redeposited epiclastic rocks. Immediate hangingwall is made up of massive Koš Formation composed of clays and marly clays. One of the most important peaces of knowledge, which proved recently to be applicable nearly throughout the Hornonitrianska kotlina depression and to the northern part of the deposit, is that the strikes of the main tectonic lines change from N–S and NE–SW to NW–SE. Another important information refers to the mechanism of splitting of the main coal seam into separate benches.

Keywords: Nováky coal deposit, coal, coal seam, tectonics

Úvod

Prvé údaje o výskytoch uhlia v okolí mesta Nováky pochádzajú z počiatku nášho storočia. Od roku 1937 prebieha na ložisku prieskum a od roku 1940 aj ťažba uhlia. Za uvedené obdobie sa získalo množstvo poznatkov. Ich zhrnutie predstavuje súčasný opis geologickej stavby ložiska.

Novácke uhoľné ložisko sa nachádza v okrese Prievidza. Hranica ložiska prechádza líniou horný koniec obce Koš, Lehota pod Vtáčnikom, severný okraj Kamenca pod Vtáčnikom, Nováky, Horné Lelovce, Opatovce nad Nitrou a južný okraj Prievidze. Pozícia ložiska je zobrazená na obr. 1. Regionálne geologicky sa ložisko nachádza v podoblasti 9E vnútorné kotliny, v jednotke tretieho rádu 9EE Hornonitrianska kotlina a v podoblasti 10A stredoslovenské neovulkanity, v jednotke tretieho rádu 10AE vulkanity Vtáčnika (Vass et al., 1988)

Geologická stavba širšieho okolia a predneogénneho podložia ložiska

Tatrikum

Kryštalinikum sa v širšom okolí ložiska vyskytuje v dvoch samostatných pohoriach, Strážovské vrchy a Žiar. Horniny v skupine metamorfovaného plášťa sú petrograficky zastúpené pararulami, amfibolitmi, migmatitmi a v skupine granitov granitmi až granodioritmi, dioritmi, pegmatitmi a aplitmi.

Horniny obalovej série v jadrovom pohorí Strážovských vrchov, reprezentované tzv. malomagurskou jednotkou, sa vyskytujú len na severnej strane pohoria (Maheľ, 1985).

V pohorí Žiar horniny obalovej série vystupujú na povrch v dvoch samostatných oblastiach (Rakús et al., 1984):

– žiarska sukcesia na sz. strane kryštalického jadra,

– ráztočnianska sukcesia na jv. strane kryštalického jadra.

Veporikum

V regióne Hornej Nitry súbory hornín krížňanského príkrovu v súlade s novými názormi po prvýkrát zaradil do veporika Mello (in Šimon et al., 1994).

V oblasti pohoria Žiar sa horniny krížňanského príkrovu dostávajú na povrch v dvoch lokalitách. V južnej časti pohoria vystupujú v úzkom pruhu medzi Ráztočnom a Skleným a na severe v priestore medzi Nitrianskym Pravnom a Slovenským Pravnom.

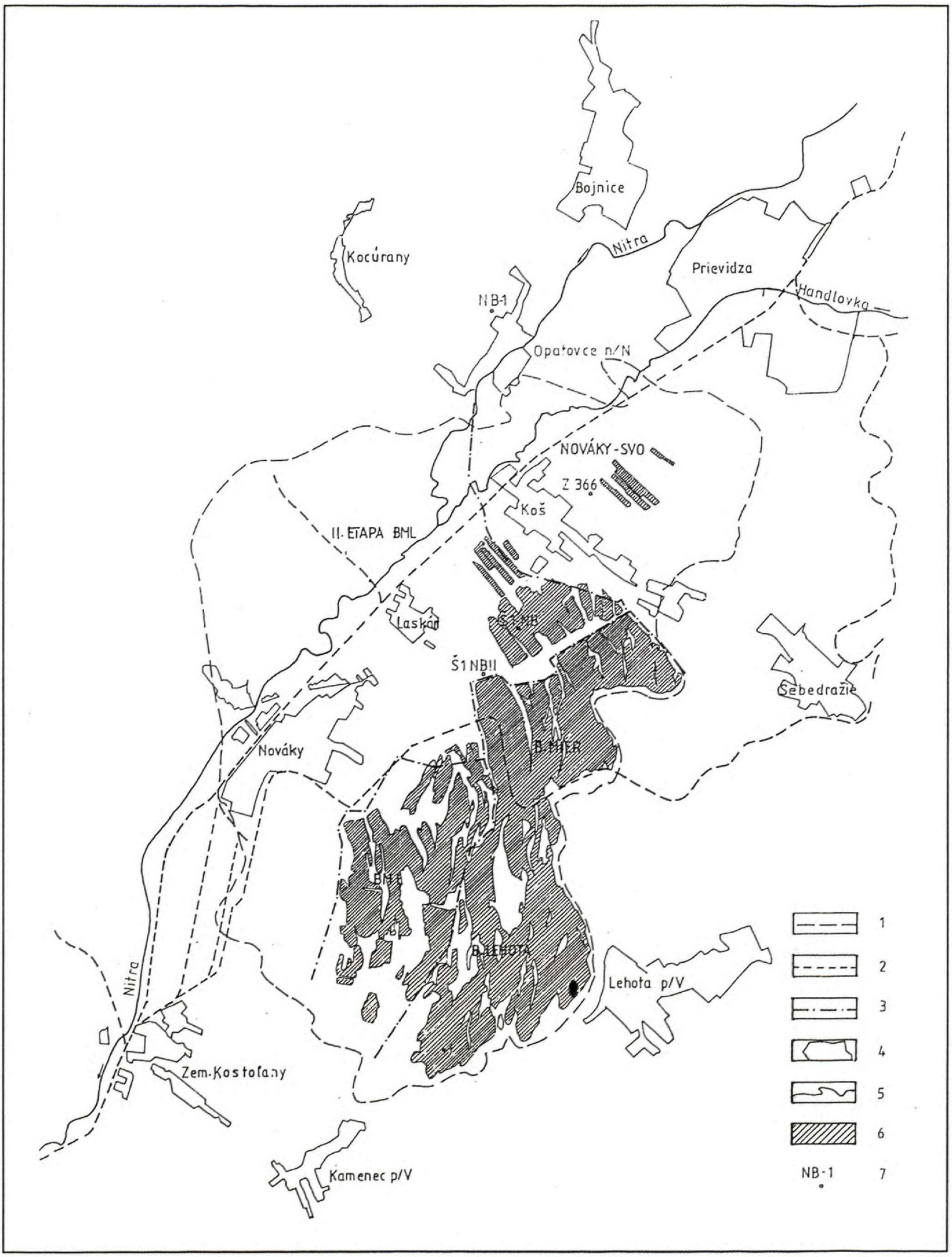
V časti Strážovských vrchov priliehajúcej k Hornonitrianskej kotline vystupuje krížňanský príkrov jednak v tektonických oknách uprostred chočského príkrovu v oblasti Rokošov, jednak spolu s dolomitmi chočského príkrovu v pásme pozdĺž šútovského zlomu na južnom okraji kryštalinika Malej Magury.

V podloží Hornonitrianskej kotliny sa predpokladá prítomnosť krížňanského príkrovu prakticky v celej oblasti (Biely et al., 1985). V severnej časti kotliny sa predpokladá vývoj krížňanského príkrovu priamo pod terciérnou výplňou panvy s pripustením možnej prítomnosti kryštalinika. V ostatnej časti kotliny je možné predpokladať prítomnosť krížňanského príkrovu pod dolomitmi a melafýrmi chočského príkrovu.

Hronikum

Na južnej strane pohoria Žiar v oblasti medzi Handlovou, Ráztočnom a Skleným vystupuje na povrch tzv. sklenské mezozoikum, z prevažnej časti budované chočským príkrovom. Stratigrafické rozpätie je stredný až vrchný trias a petrograficky sú zastúpené hlavne dolomity.

[1]Ing. František Verbich, Hornonitrianske bane Prievidza, akciová spoločnosť, Baňa Nováky, o. z., 972 71 Nováky



Obr. 1 Prehľadná mapa novackeho uhoľného ložiska
1 – hranica ložiska, 2 – železnica, 3 – hranice banských polí, 4 – povrchová situácia, 5 – vodné toky, 6 – vydobyté časti ložiska, 7 – povrchový vrt

V priľahlej časti Strážovských vrchov sa vyskytuje takmer celý stratigrafický sled chočského príkrovu.

Staršie členy chočského príkrovu vystupujú na povrch v jv. časti pohoria v horskej skupine Drieňov a v oblasti pri Nitrianskych Sučanoch.

Výskyt hornín malužinského súvrstvia v podloží terciéru kotliny overili viaceré vrty v južnej časti handlovského ložiska. Na základe doterajších poznatkov je možné predpokladať, že staršie členy chočského príkrovu, reprezentované prevažne horninami malužinského súvrstvia, tvoria predterciérne podložie južnej časti Hornonitrianskej kotliny.

Dolomity stredného a vrchného triasu predstavujú najmohutnejší člen chočského príkrovu v opisovanej oblasti. Na povrch vystupujú v najväčšom rozsahu v oblasti Rokošov. Menšie výskyty sú spolu s horninami krížňanského príkrovu pozdĺž šútovského zlomu, ako aj v samostatných ostrovčekoch vystupujúcich spod bazálneho paleogénu v oblasti bojnickej vysokej kryhy. V nováckej depresii študované horniny zachytili vrty Š1-NB a Š1-NB-II.

Mladšie členy chočského príkrovu vystupujú na povrch v samostatnom tektonickom okne vymedzenom príkrovovou líniou druhého rádu pri obci Diviacka Nová Ves.

Paleogén

Po laramskej fáze vrásnenia na rozhraní kriedy a paleocénu a následnom stratigrafickom hiáte nastala v období eocénu transgresia paleogénneho mora. Výsledkom tejto morskej záplavy sú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu – podtatranskej skupiny, diskordantne uložené na starších horninách. Paleogén je zastúpený jediným sedimentačným cyklom, pričom jeho horná hranica nie je prirodzená v dôsledku následného hiátu a denudácie.

V Hornonitrianskej kotline v podloží neogénnych sedimentov bol paleogén overený viacerými povrchovými vrtmi. Vrty Š1-NB, NB-1, Š1-NB-II overili celý vývoj paleogénu až po mezozoické podložie.

V centrálnokarpatskom paleogéne – podtatranskej skupine – sú vyčlenené nasledujúce súvrstvia (Gross et al., 1984; Gross in Šimon et al.,1994):

- borovské súvrstvie – bazálna transgresívna litofácia,
- terchovské vrstvy – okrajová litofácia,
- hutianske súvrstvie – ílovcová litofácia,
- zuberské súvrstvie – flyšová litofácia,
- bielopotocké súvrstvie, resp. pieskovcové vrstvy bielopotockého typu – pieskovcová litofácia.

Zo stratigrafického hľadiska uvedené súvrstvia nepredstavujú vždy sukcesívne stratigraficko-faciálne komplexy, ale sčasti sa alternujú a sú synchrónneho veku. Vek sedimentov je v rozsahu vrchný lutét–spodný oligocén.

Borovské súvrstvie predstavuje bazálnu transgresívnu litofáciu paleogénneho sedimentačného cyklu. Je to typický plytkomorský sediment, tvorený prevažne klastickými sedimentárnymi horninami. Z klastík prevažujú psefity – brekcie, konglomeráty, mikrokonglomeráty, lokálne sa objavujú vložky pieskovcov a ílovcov. Plošné i priestorové rozšírenie brekcií je v súvrství väčšie ako rozšírenie konglomerátov. Brekcie takmer výlučne tvoria úlomky dolomitov.

Terchovské vrstvy – okrajová (marginálna) litofácia – predstavuje prechodné súvrstvie medzi bazálnou transgresívnou litofáciou a nadložným súvrstvím prevažne z pelitických hornín. Vo vyšších častiach bazálneho súvrstvia sa postupne zjemňuje sedimentácia. Pieskovce sa striedajú s brekciami a ílovcami. Presné vymedzenie vertikálnych hraníc vývoja okrajovej litofácie je značne komplikované, pretože prechody do bazálneho súvrstvia i do nadložného ílovcového súvrstvia sú pozvoľné a plynulé.

Hutianske súvrstvie. Nad bazálnou transgresívnou litofáciou a okrajovou litofáciou, v ktorých je výrazné zastúpenie hruboklastických hornín rôzneho stupňa opracovanosti, leží ílovcové súvrstvie. Oproti podložným súvrstviam je zrejmý granulometrický rozdiel hornín; kým bazálnu transgresívnu litofáciu a čiastočne aj okrajovú litofáciu budovali predovšetkým rozličné typy zlepencov a brekcií, v ílovcovej litofácii je v absolútnej prevahe pelitický materiál. Súvrstvie budujú prevažne ílovce a slienité ílovce. Vo vrchnej časti súvrstvia sa postupne častejšie objavujú lavice pieskovcov a brekcií, ktoré nadobúdajú rovnovážne až prevažné zastúpenie vo vzťahu k ílovcom, v extrémnych prípadoch ich takmer vytláčajú. Tým je stanovenie vrchnej, ale aj spodnej hranice súvrstvia, t. j. prechodu do okrajovej alebo bazálnej litofácie, značne komplikované.

Zuberské súvrstvie. Flyšová litofácia predstavuje najvyššiu časť paleogénneho sedimentačného cyklu overeného v oblasti ložiska. Reprezentuje ju flyš s pravidelným alebo menej pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov s vložkami konglomerátov alebo brekcií.

Bielopotocké súvrstvie, pieskovcové vrstvy bielopotockého typu. Najvyšší člen vnútrokapratského paleogénu – bielopotocké súvrstvie, tvorené prevažne pieskovcami – nebolo overené ani mapovacími ani vrtnými prácami v oblasti ložiska. V okolí Handlovej na južných svahoch pohoria Žiar sú opísané piesčité sedimenty, tvorené prevažne drobno- a strednozrnnými pieskami, ktoré prechádzajú do kremitých štrkov a uzatvárajú pieskovcové lavice a niekoľko cm hrubé vložky piesčitých ílov. Uzatvárajú aj zlepencovo-piesčité konkrécie veľké až 1,0 m so železito-karbonátovým tmelom (Čechovič, 1959). Uvedené výskyty sa označovali ako denudačné relikty na vrchole plochých kopčekov, ale môžu byť prípadne reprezentantom bielopotockého súvrstvia.

Po skončení sedimentácie paleogénu sa vynorila celá oblasť a nastal dlhotrvajúci hiát, počas ktorého došlo k denudácii a zrezu paleogénnych hornín.

Geológia neogénnej výplne ložiska

Neogénnu výplň Hornonitrianskej kotliny reprezentujú molasové sedimenty a vulkanity. Najstaršie overené

neogénne horniny predstavujú sedimenty spodného miocénu–egenburgu – čausianske súvrstvie. Transgresia spodnomiocénneho mora sa začala po dlhotrvajúcom stratigrafickom hiáte a silnej denudácii podložných paleogénnych hornín. Celé súvrstvie spodného miocénu reprezentuje jediný sedimentačný cyklus. Vrchné časti súvrstvia boli postihnuté denudáciou počas stratigrafického hiátu v období medzi egenburgom a bádenom. Geologický vývoj spodného miocénu v tejto oblasti závisí hlavne od reliéfu paleogénnych hornín.

V oblasti nováckeho uhoľného ložiska nebol spodný miocén overený v celom svojom vývoji, opísanom v severnej časti handlovského ložiska (Čechovič, 1959). Nezistili sa prvé tri horizonty a sedimentácia spodného miocénu sa začína usadzovaním šlírových vrstiev. Vyvinutá je tzv. šlírová fácia egenburgu, a to všetky jej pásma, spodné, stredné i vrchné (Brodňan, 1970). Plošne bol spodný miocén overený v severnej časti ložiska, kde predstavuje pravdepodobne výbežok spodnomiocénneho mora, zasahujúceho do priestoru nováckeho ložiska zo S a SV. Úzky výbežok v jv. časti ložiska predstavuje pravdepodobne záliv spodnomiocénneho mora, zasahujúci z oblasti Podhradia. V ostatnej časti ložiska priamo na paleogénne podložie nasadajú horniny bádenu.

Po období sedimentácie spodného miocénu nastal v období medzi egenburgom a bádenom stratigrafický hiát. Počas neho boli sedimenty spodného miocénu a v oblastiach bez ich vývoja, pravdepodobne aj sedimenty paleogénu, vystavené denudácii.

Sedimentácia sa obnovila v období bádenu. V podmienkach nováckeho uhoľného ložiska vyčleňujeme nasledujúce súvrstvia – uvedené je paralelné stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska (Konečný et al., 1983) a členenie používané v prácach Brodňana (1970) a Brodňanovej (1985), dlhodobo zaužívané v doterajšej geologickej a baníckej literatúre z tejto oblasti:

- kamenské súvrstvie – tzv. podložné tufity,
- novácke súvrstvie – produktívne vrstvy s uhoľnými slojmi,
- košianske súvrstvie – tzv. nadložné íly,
- lehotské súvrstvie – tzv. detriticko-vulkanická formácia.

Kamenské súvrstvie. Ako kamenské súvrstvie sa vyčleňuje súvrstvie epiklastických vulkanických zlepencov a pieskovcov s nevulkanickým materiálom v podloží uhoľných slojov, v bežnej zaužívanej terminológii označované ako „komplex podložných tufitov". Súvrstvie vystupuje na povrch pri okrajoch Prievidzskej a Handlovskej kotliny. Vrtmi bolo overené v podloží mladších hornín v celej severnej oblasti Vtáčnika a priľahlej časti Hornonitrianskej kotliny. Hrúbka súvrstvia je značne variabilná, dosahuje maximálne okolo 350 m. Súvrstvie leží v nadloží litologicky odlišných hornín paleogénu a spodného miocénu. Vrchná hranica súvrstvia nie je ostrá, ale postupne prechádza do nadložného nováckeho súvrstvia s uhoľnými slojmi. Z pohľadu litologicko-petrografickej charakteristiky ho tvoria striedajúce sa polohy epiklastických vulkanických zlepencov, pieskovcov, ílovcov a ílovitých bridlíc s nepravidelným až šošovkovitým zvrstvením. Charakter zvrstvenia, triedenia a stupeň opracovania obliakov indikuje fluviálny charakter sedimentácie. Zloženie obliakového materiálu poukazuje na pôvod z deštruovaných bádenských stratovulkánov Štiavnických a Kremnických vrchov (Konečný et al., 1983).

Nové detailné mapovacie práce vyčleňujú malolehôtske pyroklastiká (Šimon in Elečko et al., 1992) a kamenské súvrstvie s tromi vulkanickosedimentárnymi vývojmi:

a) člen Handlovky – prevažne epiklastické vulkanické horniny s redeponovanými pyroklastickými horninami a vložkami uhlia,

b) člen Morovno – Kamenec – prevažne epiklastické vulkanické horniny s ojedinelými tufmi,

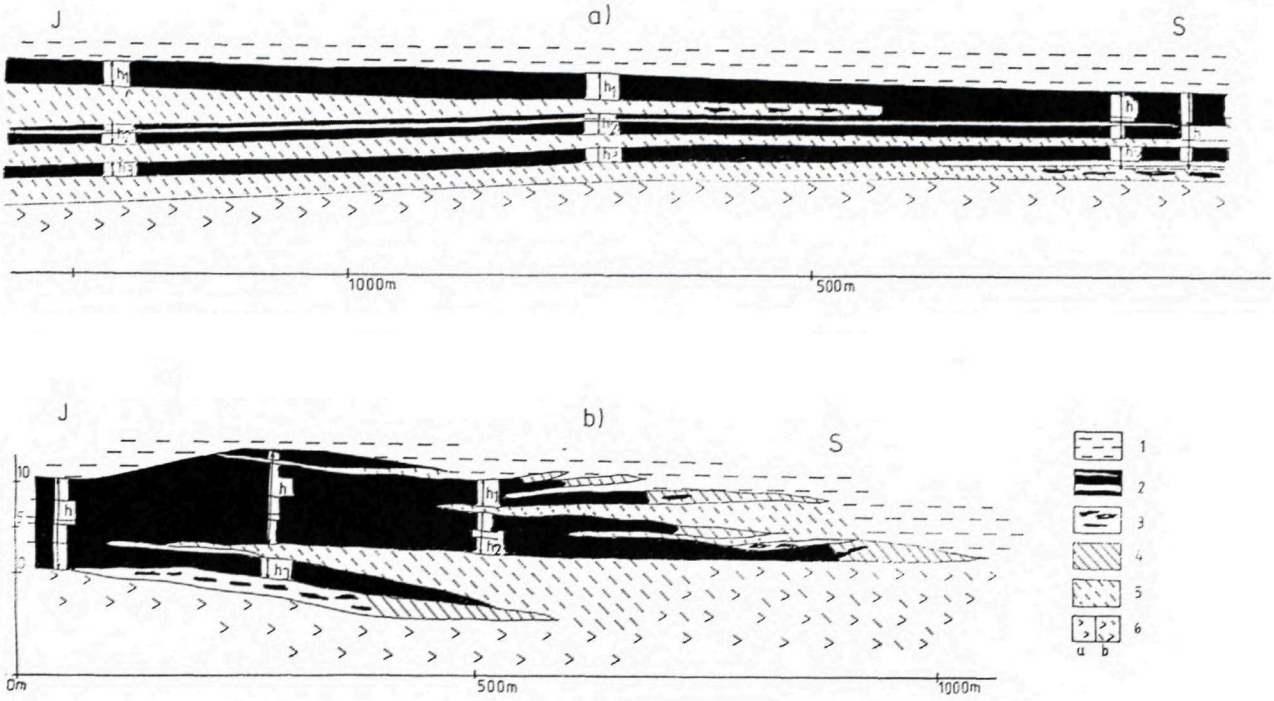
c) člen Veľkej Čausy – prevažne redeponované pyroklastické horniny s epiklastickými vulkanickými horninami a autochtónnymi pyroklastickými horninami.

Nové litogenetické typy vo vývoji súvrstvia redefinujú kamenské súvrstvie ako vulkanickosedimentárne súvrstvie redeponovaných a autochtónnych pyroklastických hornín s epiklastickými vulkanickými horninami a vložkami uhoľných slojčekov (Šimon et al., 1994).

Ako je zrejmé z definície, v určitých fázach sedimentácie sa vytvorili priaznivé podmienky na sedimentáciu rastlinnej hmoty a vytvorenie uhoľných slojov. Nad bázou súvrstvia v sv. časti ložiska je vyvinutý tzv. hlboký sloj. Predstavuje najhlbšie uložený uhoľný sloj v rámci nováckeho uhoľného ložiska. Stručne možno ložisko hlbokého sloja charakterizovať ako šošovkovité, uložené 140–180 m pod hlavným slojom, čo predstavuje hĺbku 450–640 m pod povrchom. Hrúbka sloja dosahuje maximálne 7,1 m. Po prvýkrát bol hlboký sloj identifikovaný vo vrte Z-292 H (Brodňanová, 1985).

Druhým samostatným uhoľným slojom v kamenskom súvrství je tzv. podložný sloj. Uložený je pod stropom tohto súvrstvia, cca 15 m pod hlavným slojovým pásmom. Priame podložie i nadložie sloja tvoria tufity. Sloj je vyvinutý v sv. časti ložiska v niekoľkých šošovkovitých polohách, ktoré sa miestami navzájom prekrývajú, takže vo vertikálnom slede sa vyskytuje viac podložných slojov. Hrúbku dosahuje maximálne 6,30 m. Laterálny vývoj hrúbky sloja je značne premenlivý.

Novácke súvrstvie. Ako novácke súvrstvie sú vyčlenené produktívne vrstvy nováckeho uhoľného ložiska, aby sa zvýraznili rozdiely v litologickom vývoji oproti handlovskému súvrstviu, ktoré reprezentuje produktívne vrstvy handlovského uhoľného ložiska. Novácke súvrstvie je od handlovského oddelené primárne alebo sekundárne eróziou, tzv. hluchým pásom podložných tufitov v oblasti Podhradie, Koš, Sebedražie. Spodná hranica súvrstvia nie je ostrá, ale tvorí ju postupný prechod z podložného kamenského súvrstvia. Vrchná hranica sa kladie na strop uhoľného sloja (vrchného sloja v prípade vývinu viacerých uhoľných polôh). Súvrstvie v spodnej časti tvoria piesčito-ílovité a tufitické sedimenty, ktoré



Obr. 2 Schéma štiepenia uhoľného sloja: a) v južnej časti ložiska, b) v severnej časti ložiska
1 – nadložný íl, 2 – uhlie, 3 – uhoľná bridlica, 4 – uhoľný íl, 5 – medzislojový íl, 6a – podložný tufit, 6b – podložný tufitický íl

postupne prechádzajú do hnedých, tmavosivých až čiernych uhoľných ílovcov s uhoľnými slojmi. Hrúbka celého produktívneho súvrstvia dosahuje až 50 m. Najdôležitejším uhoľným slojom je tzv. hlavný sloj novácke-ho uhoľného ložiska, korý je vyvinutý prakticky na celom ložisku. Sloj je ohraničený čiastočne tektonicky, čiastočne vyklinením, či už prirodzeným, alebo eróznym. Hrúbka hlavného sloja sa pohybuje od okraja, t. j. od nuly po niekoľko desiatok metrov, v prevažnej časti ložiska dosahuje hrúbku 8–10 m. Maximálna bilančná hrúbka uhoľného sloja vyhodnotená podľa podmienok využiteľnosti zásob je na vrte Z-366 a dosahuje 28,4 m.

Sedimentáciu rastlinného materiálu občas prerušovala sedimentácia anorganickej hmoty. Výsledkom toho sú preplástky hlušiny v uhoľnom sloji, ktoré tvoria prevažne svetlosivé až biele tufity. Preplástky sa označujú v smere zhora nadol písmenami latinskej abecedy. Za najcharakteristickejšie možno považovať preplástok „b" – tzv. hrubý pás – a preplástky „e" a „f", tzv. sestričky. Porovnanie týchto dvoch posledných spomínaných preplástkov, na handlovskom uhoľnom ložisku označovaných „g" a „h" preplástok, a vývoja uhlia pod nimi (na handlovskom ložisku sa nachádzajú v malej vzdialenosti nad podložím a na novácko m ložisku je v centrálnej časti pod nimi vyvinuté viac ako 10 m uhlia) indikuje relatívne staršiu uhľotvornú sedimentáciu na novácko m uhoľnom ložisku (aspoň centrum severnej časti ložiska).

V severovýchodnej časti novácke ho uhoľného ložiska sa pasportizačnými prieskumnými vrtmi overili dvojité polohy preplástkov „e" a „f". V niektorých prípadoch sa zachytili obe „sestričky", niekde sa zaevidovala zdvojená len vrchná, resp. spodná „sestrička". Vyvoláva to domnienku, že tento fenomén vznikol ešte počas sedimentácie organickej masy subakválnymi sklzmi menšieho rozsahu. To potvrdzuje aj deformácia zdvojeného preplástku „d" nafáraná banskou chodbou, ktorá niesla typické znaky subakvatickej sklzovej deformácie. To, že takéto procesy fungovali, hlavne v záverečnej fáze sedimentácie sloja v sv. časti ložiska, indikujú aj lokálne depresie, keď chýba vrchná časť sloja už od preplástku „d", hoci sloj je vyvinutý ešte aj nad preplástkom „b", ktoré sa striedajú s lokálnymi elevá ciami, vznikajúcimi miestnym „nadurením" sloja medzi preplástkami, hlavne vo vrchnej časti sloja.

Z uhoľno-petrografickej stránky hlavný uhoľný sloj tvorí uhlie patriace k hnedouhoľným humitom. Stupeň preuhoľnenia zodpovedá rozhraniu hnedouhoľnej hemi- až ortofázy. Potvrdzujú to výsledky merania svetelnej odraznosti uhlia. Vzorky z Bane Nováky dosahujú strednú odraznosť R_o = 0,275–0,319 % (Petrík et al., 1995). Prítomné sú všetky makropetrografické zložky humitového hnedého uhlia: xylitická, detritická, vláknitá (fuzitická).

Na ložisku sa vyskytujú tzv. jednoduché typy – xylitické a detritické uhlie, ako aj tzv. zložené petrografické typy – detroxylitické uhlie, semidetritické uhlie a xylodetritické uhlie (Dopita et al., 1985). Uhlie je hnedé, v nižšej fáze preuhoľnenia orechovohnedé a vo

vyššej hnedočierne. Na vrstvových plochách sa vyskytujú fuzitové hniezda a fuzitové koberce. Pomerne časté sú povlaky realgáru a auripigmentu na vrstvových plochách, puklinách i v preplástkoch (Brodňan, 1970).

Čiastočne v južnej časti ložiska, ale hlavne v sv. časti, dochádza vplyvom zhoršovania kvality časti sloja až k úplnému laterálnemu prechodu do medzislojových ílov, alebo nasadením šošovky takýchto ílov k štiepeniu hlavného slojového pásma na dve až tri samostatné uhoľné polohy. Ich vývoj je značne nepravidelný a navyše komplikovaný tektonickým porušením. Jednotlivé polohy sa označujú zhora nadol h1, h2 a h3. Na základe poznatkov získaných prieskumnými prácami je možné konštatovať nasledujúci vývoj štiepenia: V smere od podložia sa vyskytuje samostatná lavica h3. Jej vývoj nie je v priestore celého ložiska rovnaký. V južnej časti ložiska predstavuje časť sloja, ktorá vznikne vytváraním deliacej vrstvy medzi preplástkom „c" a „d", takže počva hlavného sloja je na preplástku „c". Zostávajúca lavica h3 dosahuje hrúbku pod hranicou nebilančných zásob podľa podmienok využiteľnosti a dosahuje maximálne 2,4 m. V centrálnej časti poľa Nováky, severovýchodný okraj, je vyvinutá relatívne samostatná šošovka lavice h3 a v s. až sz. časti ložiska sa oddeľuje spodná časť hlavného sloja postupným narastaním hrúbky deliacej vrstvy nad preplástkom „g" od 0,5 m až po 16,0 m. Vytvára sa tak samostatná lavica h3, ktorá dosahuje hrúbku až 5,0 m. Medzislojovú vrstvu tvoria íly, piesčité íly a uhoľné bridlice. Zvyšná časť hlavného sloja sa v južnej časti ložiska vytváraním deliacej vrstvy nad preplástkom „a" a v poli Nováky, severovýchodný okraj, nad preplástkom „d" štiepi na lavice h1 a h2, oddelené od seba vrstvou ílu s hrúbkou 0,5–4,7 m. Hrúbka lavice h1 sa pohybuje od 1,5 m do 2,9 m. Overili sa aj výskyty s hrúbkou od 1,0 do 1,5 m alebo úplné znehodnotenie lavice preplástkami a polohami ílov. Hrúbka lavice h2 dosahuje maximálne 4,6 m. Štiepenie sloja na jednotlivé lavice v severnej i južnej časti ložiska je znázornené na obr. 2.

Košianske súvrstvie. Ako košianske súvrstvie sa označuje hrubé súvrstvie ílov a slienitých ílov v nadloží nováckeho súvrstvia – v bežnej zaužívanej terminológii označované ako „nadložné íly". Rozšírenie súvrstvia je obdobné ako v prípade nováckeho súvrstvia. Hrúbka kolíše od 0 do 300 m, pričom ju zrejme ovplyvňuje tektonická pozícia jednotlivých krýh a následná denudácia, predchádzajúca uloženie nadložnej „detriticko-vulkanickej" formácie. Spodná hranica súvrstvia sa kladie na strop uhoľných slojov handlovského a nováckeho súvrstvia. Vrchná hranica je daná stykom s mladšími štrkmi či vulkanitmi. V prípade, že nadložnú formáciu tvoria produkty erózie vyššie položených tektonických krýh, preplavené íly, je stanovenie hranice značne problematické. Z pohľadu litologicko-petrografickej charakteristiky predstavuje monotónne súvrstvie svetlosivých, v blízkosti uhoľného sloja tmavosivých až hnedastých, často diatomických ílov. Slienitosť súvrstvia je premenlivá. Podobne kolíše aj piesčitá zložka, a to vertikálne i horizontálne. Nepiesčité a jemne piesčité íly majú spravidla črepinovitý rozpad, piesčité časti sú masívne. Piesčitá prímes a uhoľná substancia vytvárajú najmä v nadloží hlavného sloja jemnú farebnú a lokálne i granulometrickú lamináciu až páskovanosť. Pre nadložné íly je charakteristický hojný obsah drobných zuhoľnatených rastlinných zvyškov.

Lehotské súvrstvie. Ako lehotské súvrstvie sa vyčleňujú štrky, piesky, piesčité íly a íly s mezozoickým a karbonátovým materiálom nad košianskym súvrstvím nadložných ílov, v bežnej zaužívanej terminológii označované ako „detriticko-vulkanická formácia". Súvrstvie je priestorovo nesúvislé, uložené na denudovanom reliéfe starších súvrství. Hrúbka súvrstvia je premenlivá, prevažne niekoľko desiatok až stoviek metrov. Spodná hranica je zväčša jednoznačná – musíme však zohľadňovať spomínané problémy pri jej stanovovaní, najmä v južnej časti ložiska, kde spodnú časť súvrstvia budujú prevažne pelitické horniny. Vrchná hranica je v oblasti nováckeho uhoľného ložiska daná stykom s kvartérnymi horninami. Súvrstvie tvoria nepravidelne sa striedajúce, slabo triedené štrky a piesky, sporadicky piesčité íly a íly s materiálom karbonátových hornín a kremencov mezozoika, menej žúl, kryštalických bidlíc a paleogénnych pieskovcov.

V juhozápadnej časti ložiska je v súvrství vyvinutých viacero šošovkovitých polôh nadložných slojov. Časť výskytov je alochtónneho a časť autochtónneho pôvodu. Sloje sú uložené v hĺbke 15,5–98,3 m pod povrchom. Vzhľadom na komplikovanú stavbu súvrstvia v súčinnosti s doznievaním tektonickej činnosti v tomto období nie je možné vyčleniť žiadnu korelačnú vrstvu. Celkove je vyčlenených osem uhoľných polôh šošovkovitého tvaru s malou plošnou rozlohou a s hrúbkou sloja maximálne 10 m (Brodňanová et al., 1983, 1986).

Stanovením veku jednotlivých súvrství v priebehu výskumných a prieskumných geologických prác sa zaoberali viacerí autori na základe paleontologických, mikropaleontologických a palynologických výskumov.

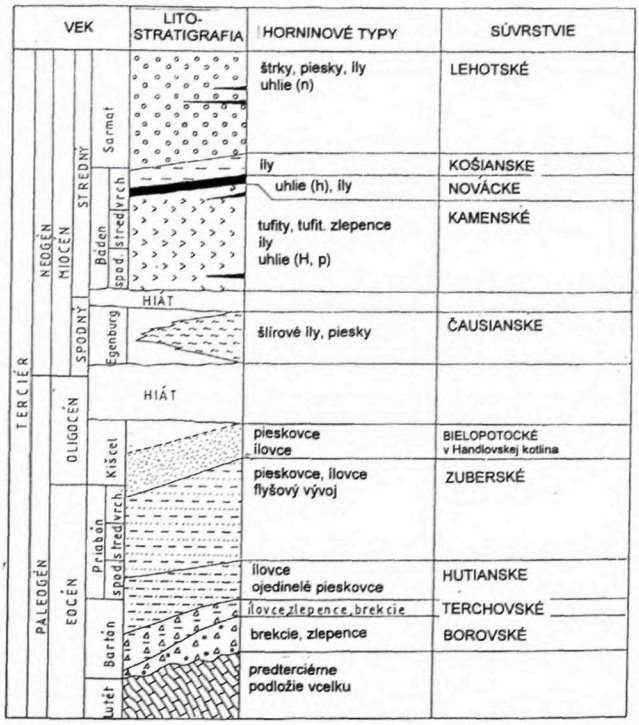
Podľa najnovších názorov (Konečný et al., 1983; Elečko et al., 1992; Šimon et al., 1994) je vek jednotlivých súvrství takýto:

kamenské súvrstvie – spodný až stredný báden,
novácke súvrstvie – vrchný báden,
košianske súvrstvie – vrchný báden až sarmat,
lehotské súvrstvie – najvrchnejší báden až sarmat.

Jednotlivé terciérne súvrstvia sú znázornené v litologicko-stratigrafickej tabuľke na obr. 3.

Najmladšie, kvartérne sedimenty v oblasti nováckeho uhoľného ložiska reprezentujú aluviálne náplavy rieky Nitry a jej prítokov, sutiny a ornica. V náplavoch sú zastúpené obliaky andezitu, mezozoické horniny, horniny kryštalinika a v menšej miere paleogénne pieskovce. Medzi obliakmi sa nachádzajú polohy preplavených ílov a pieskovcov. Hrúbka alúvia dosahuje okolo 20 m.

Najvrchnejšiu časť tvorí hnedožltá hlina, v ktorej smerom do hĺbky postupne pribúda obliakový materiál.



Obr. 3 Litologicko-stratigrafická tabuľka terciérnych sedimentov, novácke uhoľné ložisko
(Zostavil F. Verbich, 1996 podľa Grossa, Elečka a Šimona in Elečko et al., 1992; Šimon et al., 1994 a Hók et al., 1995)
n – nadložný sloj, h – hlavný sloj, p – podložný sloj, H – hlboký sloj

Tektonická stavba ložiska

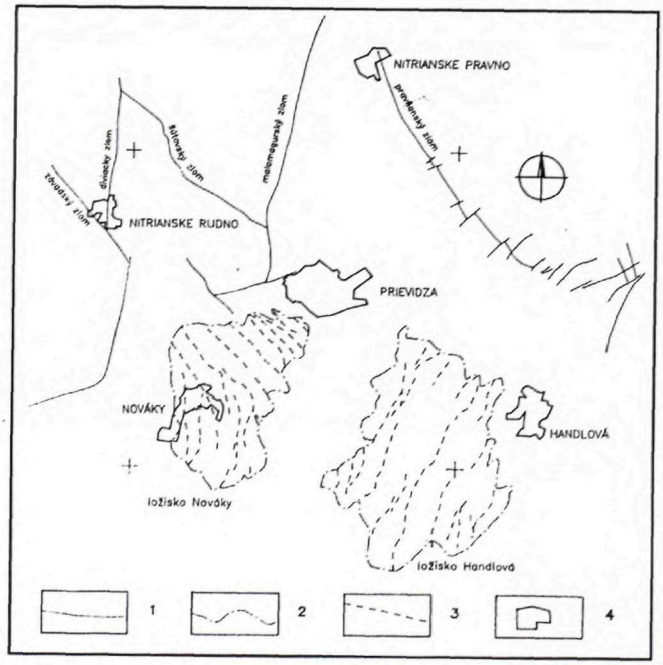
Hlavnou príčinou vývoja hrasťovo-prepadlinovej stavby celej oblasti vnútrokarpatských kotlín bola (Nemčok et al., 1987) regionálna extenzia, zapríčinená aktívnym diapirickým výzdvihom v plášti, spôsobujúcim subsidenciu bazénov i vulkanicko-tektonický vývoj. Súčasne so subsidenciou panví prebiehalo vyzdvihovanie jadier jadrových pohorí Žiaru, Malej Magury a Suchého vrchu.

Z hľadiska analýzy krehkých deformácií, rotácie paleonapätia a charakteru sedimentácie bol rekonštruovaný vývoj Hornonitrianskej kotliny, a tým aj novácke uhoľného ložiska s nasledujúcimi závermi. V eocéne až spodnom bádene kompresná zložka paleonapätia bola orientovaná v smere SZ–JV. V tomto období boli aktívne poklesové zlomy smeru SZ–JV. Od stredného do vrchného bádenu kompresia kontinuálne rotovala do smeru S–J. Vo vrchnom bádene pokračovala rotácia kompresie v smere pohybu hodinových ručičiek ako dôsledok postupujúcej akreácie vo vonkajších Karpatoch. Zmysel rotácie zostal zachovaný až do obdobia vrchného sarmatu–spodného panónu, keď dominantný smer bol VSV–ZJZ. Od vyššieho panónu do pliocénu, pravdepodobne až do kvartéru, kompresná zložka paleonapätia rotovala zo smeru SV–JZ (VSV–ZJZ) do smeru SSZ–JJV (SZ–JV); (Hók et al., 1995).

Pravdepodobne v záverečnej fáze sedimentácie košianskeho súvrstvia a po jej skončení celé ložisko postihla tektonická činnosť poklesového charakteru.

Novácke uhoľné ložisko je rozdelené poklesovou tektonikou na zložitý systém priekopových prepadlín a hrastí. Veľkosť vertikálnej amplitúdy pohybu dosahuje až niekoľko 100 m. Smer tektonických porúch v južnej časti ložiska je S–J, v centrálnej a v severnej časti ložiska sa hlavné tektonické poruchy postupne stáčajú do smeru SZ–JV, čo sa overilo banskými prácami.

Za zásadný poznatok je možné považovať zmenu smeru hlavných tektonických línií do smeru SZ–JV v severnej časti ložiska, t. j. v zásade do smeru šútovského a kocurianskeho zlomu, ako aj priečneho zlomu smeru SZ–JV, posúvajúceho diviacku zlomovú líniu (obr. 4), t. j. do smeru prevládajúcej kompresnej zložky paleonapätia v spodnom bádene. Objasnenie uvedeného fenoménu v rámci tektonickej stavby Hornonitrianskej kotliny si vyžaduje ďalšie dôsledné zhodnocovacie práce. Predbežne je možné vysvetľovať ho vzďaľovaním sa jadier Malej Magury a Suchého vrchu pri ich vyzdvihovaní v smere zhruba kolmom na smer spomínaných tektonických porúch, teda v smere SV–JZ za súčasnej subsidencie bazénu a neustálou aktivizáciou zlomov smeru SZ–JV založených v spodnom bádene, ktoré v uvedenej časti ložiska pravdepodobne neovplyvňovala rotácia kompresnej zložky paleonapätia v budúcich obdobiach.



Obr. 4 Tektonická schéma Hornonitrianskej kotliny
1 – štruktúrne zlomy na povrchu, 2 – okraj ložiska, 3 – tektonické poruchy v ložisku, 4 – obce

Celé ložisko je takto rozdelené na systém „dlhých" tektonických krýh v rôznej výškovej pozícii. V rámci týchto jednotlivých krýh dochádza k ďalšiemu porušovaniu čiastkovými tektonickými poruchami s rozdielnym smerom cca o 30° od smeru hlavných tektonických porúch. Úklon tektonických porúch je značne premenlivý, pohybuje sa od 30° do 90°, v priemere 60°. Často sa mení sklon tektonických porúch smerom do hĺbky. Jednak sa zmenšuje sklon pri tzv. sklzovo-gravitačnej tektonike (Petrík et al., 1988), jednak sa zväčšuje sklon a dochádza až k prechodu do pseudoprešmykov v intervale zlomu porušujúceho uhoľný sloj, keď vo vrchnej časti je uhoľný sloj porušený klasickým poklesom, v strednej časti zvislým poklesom a v spodnej časti prešmykom. Hlavné i čiastkové tektonické poruchy nie sú vždy priame, ale často sa vyskytujú zvlnené zlomy i rozvetvenia zlomov. Vertikálny dosah tektonických porúch priamo vyplýva z časového obdobia ich vzniku. Najzávažnejšie tektonické porušenie ložiska nastalo v období po uložení košianskeho súvrstvia. Prvé prejavy tektonickej činnosti je možné predpokladať ešte počas záverečnej fázy sedimentácie tohto súvrstvia. Posledné výraznejšie pohyby je možné datovať až do obdobia začiatku sedimentácie lehotského súvrstvia. Uvedenú skutočnosť je možné dokumentovať na starých banských prácach v oblasti úpadnice v bývalej Bani I, kde chodby razené v nadložnom sloji boli zakončené na tektonických poruchách. Indikuje ju aj komplikovaný vývoj nadložných slojov v južnej časti ložiska.

Úklon sloja je determinovaný základnou štruktúrno-tektonickou stavbou s maximálnym úklonom do 30°. V severnej časti je ložisko uložené vo forme symetrickej kotliny s najhlbším miestom približne v jej strede a v južnej časti je dominantné postupné upadanie sloja jeho úklonom za spolupôsobenia tektonických porúch smerom na západ.

Záver

Názory na geologickú stavbu ložiska prešli v procese prieskumu a exploatácie zložitým vývojom. Za pomerne dlhé obdobie sa získalo množstvo poznatkov, z ktorých niektoré ešte len čakajú na svoje vyhodnotenie. Patrí medzi ne napr. doriešenie tektonickej stavby ložiska, hlavne zmena smeru tektonických línií zo smeru S–J do smeru SZ–JV a prípadná kolízia dvoch tektonických systémov v sz. časti ložiska. Potrebné je aj spracovať detailné paleogeografické zhodnotenie ložiska a jeho väzbu na handlovské ložisko, a to v oblasti vertikálnej korelácie i v oblasti možného prepojenia v ploche.

Na záver si dovoľujeme poďakovať za cenné rady a odporúčania pri spracovaní príspevku RNDr. Ladislavovi Šimonovi, PhD.

Literatúra

Biely, A., Fusán, O. a Franko, O., 1985: Štruktúrno-tektonická schéma predterciérneho podložia Hornonitrianskej kotliny 1 : 10 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Brodňan, M., 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 35–58.

Brodňanová, E., Juriš, F. a Bondarenková, A., 1983: Nováky – Cígeľ, vyhľadávací prieskum. Čiastková správa a výpočet zásob so stavom k 1. 10. 1983. Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.

Brodňanová, E., Juriš, F., Vondráček, L., Urban, V. a Bondarenková, A., 1985: Nováky SV – hĺbka, vyhľadávací prieskum. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 1. 7. 1985. Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.

Brodňanová, E., Juriš, F., Vondráček, L., Januš, J. a Dzudzík, J., 1986: Nováky – Cígeľ, vyhľadávací prieskum. Záverečná správa. Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.

Čechovič, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53.

Dopita, M., Havlena, V. a Pešek, J., 1985: Ložiska fosílnych palív. Praha, SNTL, Alfa.

Elečko, M., Miko, O., Kohút, M., Mello, J., Havrila, M., Gross, P. Šimon, L., Vranovská, A., Krippel, M., Stolár, M., Filo, I. a Pristaš, J., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape list 35-242 (Prievidza-2). Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81.

Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Halmo, J. a Verbich, F., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska kotlina depresion in the neogene. Geol. Carpath. (Bratislava), 46, 4, 191–196.

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9.

Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 221 s.

Nemčok, M. a Lexa, J., 1987: Vývoj hrásťovo prepadlinovej stavby v okolí pohoria Žiar. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR,Bratislava.

Petrík, F. a Šimeček, M., 1988: The Handlová coal seams: tectonic development and quantitative properties. Coal-bearing formations of Czechoslovakia, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 371–382.

Petrík, F. a Verbich, F., 1995: Uhoľno-petrologické vyhodnotenie vzoriek z Handlovsko-nováckej uhoľnej panvy. Spravodaj BV (Prievidza), 4/95, 208–211.

Rakús, M., Miko, O. a Havrila, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru, prvý variant, M 1 : 100 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Šimon, L., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Kohút, M., Gross, P., Mello, J., Miko, O., Hók, J., Macinská, M., Köhler, E. a Jánová, V., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, M 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Geological structure of the Nováky coal deposit

FRANTIŠEK VERBICH

Summary

The earliest information about the occurrences of coal in the area of Nováky comes from the beginning of this century. Continuous geologic exploration was carried out since 1937 and the mining operations begun in 1940. The older, pre-Neogene units

crop out only in the broader surroundings of the deposit, in the adjoining core mountains Žiar and Strážovské vrchy. The deposit is made up essentially of one, the so called main seam, of Upper Badenian age. Over most of its strike it is 8–10 m thick, but the greatest, verified, mineable thickness is almost 30 m. Besides the main seam there are several non-mineable seams, such as the deep-seating, underlying and overlying ones. These are areally small and structurally so complicated that they cannot be worked out at present. In the north and in the south the coal seam splits into several independent seamlets. It is intercalated by a number of waste beds composed of pale-grey to white tuffites. Immediate footwall of the main seam is represented by the Kamenec Formation that is made up of a volcanosedimentary formation of redeposited and autochthonous pyroclastic rocks and epiclastic volcanic rocks, with thin coal intercalations. Immediate hangingwall is made up of a massive Koš Formation composed of clays and marly clays. These are overlain by grits, sands and sandy clays of the Lehota Formation and by Quaternary sediments. Due to downthrow fault tectonics the deposit is segmented into a complicated system of grabens and horsts. In the southern part of the deposit the main tectonic faults strike north and in its northern part northwest. One of the most important peaces of knowledge, which proved recently to be applicable nearly to the whole Hornonitrianska kotlina depression and to the northern part of the deposit, is that the strike of the main tectonic lines changes from N–S and NE–SW to NW–SE. Another important information refers to the mechanism of splitting of the main coal seam into separate benches.

Captions to figures

Fig. 1 An overview map of the Nováky coal deposit
1 – boundary of the deposit, 2 – railway, 3 – boundaries of mining fields, 4 – surface layout, 5 – streams, 6 – mined out areas, 7 – surface drillhole

Fig. 2 A sketch showing the splitting of the coal seam in: a) southern and b) northern part of the deposit
1 – hangingwall clay, 2 – coal, 3 – coaly shale, 4 – coaly clay, 5 – intercalated clay, 6a – footwall tuffite, 6b – footwall tuffitic clay

Fig. 3 Lithological-stratigraphic table showing Tertiary sediments in the Nováky coal deposit (Compiled by F. Verbich, 1996 using the works of Gross, Elečko and Šimon in Elečko et al., 1992; of Šimon et al., 1994 and of Hók et al., 1995)
n – overlying seamj, h – main seam, p – underlying sloj, H – deep-seated seam

Fig. 4 Tectonic scheme of the Hornonitrianska kotlina depression
1– surface faults, 2 – margin of the deposit, 3 – tectonic faults in the deposit, 4 – villages

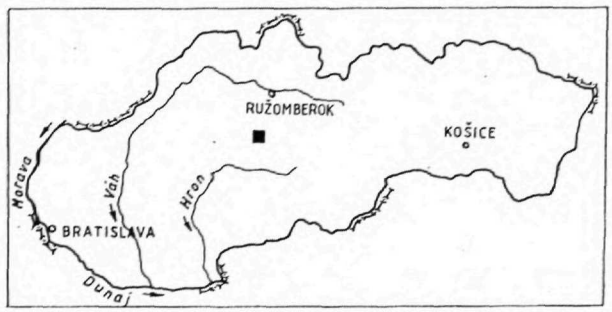
Poznámky:

Geologické práce, Správy 103, s. 63–68, Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Vzťah šiprúnskej sekvencie a sekvencie Červenej Magury ku krížňanskému príkrovu v západnej časti Nízkych Tatier a severnej oblasti Veľkej Fatry

ALFONZ BUJNOVSKÝ[1]

Abstract. Researches in the Nízke Tatry and Veľká Fatra Mts. regions have shown that the basal shear plane of the Krížna nappe at the level of Carpathian Keuper, is much more distinct than the overthrust plane at the boundary between Lower Triassic envelope and Middle Triassic Krížna nappe rocks. Hypsometrically, at the same altitudes, the Krížna nappe and the envelope sequence formations of the same age use to lie next to each other. To date, no reliable information exists if the Šiprúň sequence formations underlie the Krížna nappe, or the two units lie side by side. Recently, a part of landslides of the Krížna nappe rocks occupies an "envelope" position. Soime other features, common for both, Tatricun Unit and Krížna nappe, were also successfully identified.



Obr. 1 Situačná mapka skúmaného územia

Úvod

Územie, ktorým sa zaoberáme v tomto článku, sme skúmali v rokoch 1968 až 1973 a v rokoch 1977 až 1996 v rámci mapovacích prác pre geologickú mapu Nízkych Tatier a Veľkej Fatry 1 : 50 000. V oblasti Nízkych Tatier sme študovali územie od doliny Križianky až po Revúcku dolinu na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry. V severnej časti Veľkej Fatry sme zmapovali oblasť od Revúckej doliny na východe po Kantorský potok na západe pri Sklabinskom Podzámku. Prvé podrobnejšie správy o geologickom výskume spomínanej oblasti pochádzajú od Matějku (1927) a Koutka (1930). Najprv Matějka (l. c.) definoval šiprúnsku „sériu" vo Veľkej Fatre a podrobne opísal mezozoické členy ako bezprostredný obal žulového ľubochnianskeho masívu, pričom podľa Matějku (l. c.) možno zistiť superpozíciu spodného „subtatranského" príkrovu nad „šiprúnskou sériou".

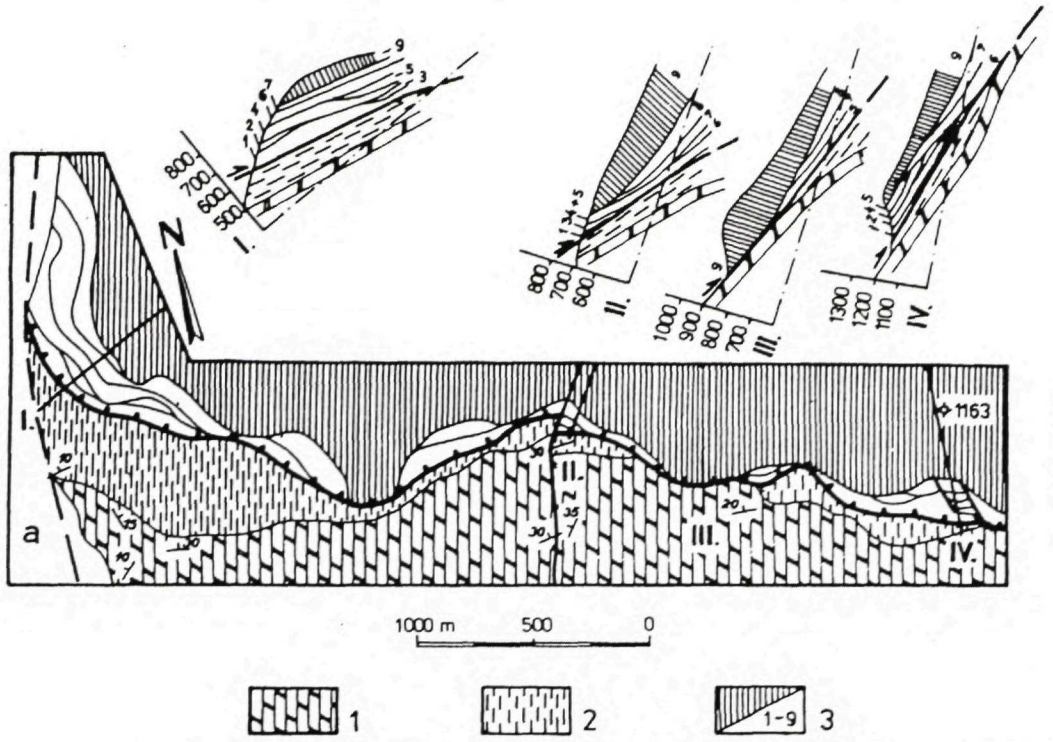
Neskoršie Koutek zmapoval „sériu Červenej Magury" v Nízkych Tatrách, avšak nedefinoval ju formálne pre neprístupnosť typového profilu. Považoval ju za bezprostredný obal nízkotatranského jadra, ktorý podľa Matějku (1927) nadväzuje na šiprúnsku sériu zhruba v okolí Brankova na pravom brehu Revúcej. Treba sa zmieniť o tom, že Matějka (l. c.) považuje obalovú sériu a šiprúnsku sériu za synonymá (Matějka, 1927, s. 538). Podľa doteraz uvedených publikovaných prác všetci autori považovali krížňanský príkrov za vyvinutý v zliechovskej sekvencii v superpozícii nad „sériou Červenej Magury" a šiprúnskou sekvenciou. Matějka (1930) považoval vo Veľkej Fatre karpatský keuper za spodnotriasové súvrstvie a mladšie sekvencie mladších členov veľkofatranskej jednotky za šiprúnsky príkrov. Paraautochtónny ráz šiprúnskej sekvencie bol overený vo Veľkej Fatre (Polák et al., 1997). Nedajú sa však predpokladať presuny tohto príkrovu viac ako 5 km, aby mohol byť nazvaný ako príkrov (cf. Tollmann, 1973). Z novších výskumov treba spomenúť výskum Mahra (1976), ktorý preskúmal dolomitový komplex Salatína. Preskúmal tmavé steny rýh na ľavej strane vrcholov, ktoré sú hlavné odlučné hrany svahovej poruchy. Jej stredná časť sa zrútila. Nižšiu časť toho istého zosuvu, ktorý je predmetom tohto článku, zmapoval Bujnovský (1968).

Základná metodika práce je založená na báze geologicko-kartografických výskumov v mierke 1 : 25 000, paleontologického obsahu skamenelín vo vrstvách a formáciách, litostratigrafického štúdia, pričom starší litostratigrafický názov séria bol v súčasnosti zaradený do geochronologických jednotiek a bol nahradený neformálnym názvom sekvencia alebo formálnym názvom skupina. Superpozícia šiprúnskej sekvencie, sekvencie Červenej Magury a krížňanského príkrovu sa skúmala na geologicko-kartografickej báze, ktorá nepriniesla žiadaný výsledok. Na objasnenie superpozície uvedených jednotiek je nevyhnutné vykonať najzákladnejšie technické práce, 1–2 vrty.

Vzťah sekvencie Červenej Magury a krížňanského príkrovu v západnej časti Nízkych Tatier

Výskumy v Nízkych Tatrách a Veľkej Fatre ukázali, že bazálna strižná plocha krížňanského príkrovu je omnoho výraznejšia na úrovni karpatského keuperu s permanentnou troncature basale (obr. 2) ako presunová plocha na rozhraní spodného triasu obalu a stredného triasu krížňanského príkrovu. Bazálna strižná plocha je

[1] RNDr. Alfonz Bujnovský, CSc., Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

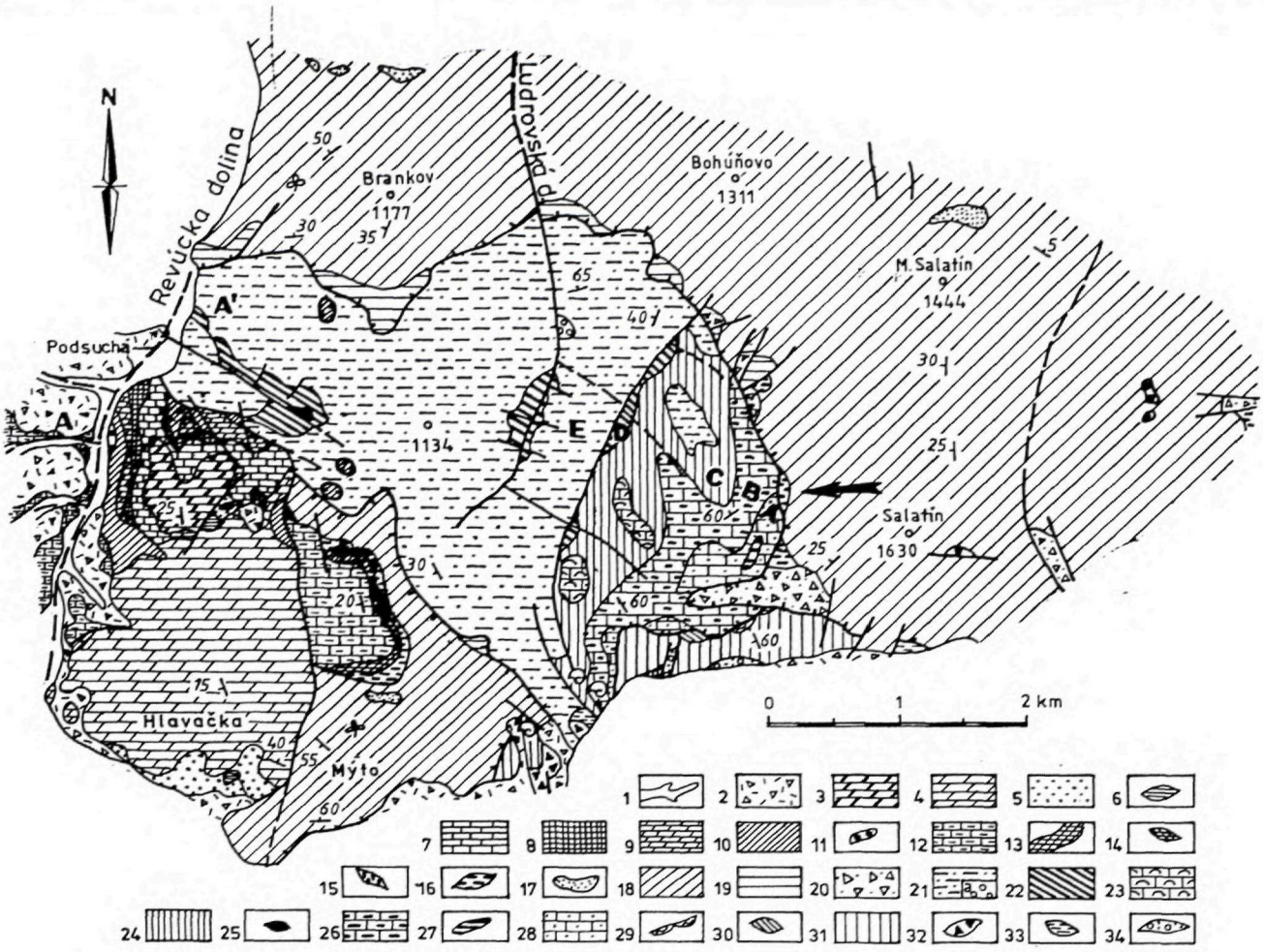


Obr. 2 Neúplnosť vrstvových sledov, odlepovanie, paralelné strihanie, tvorba šošoviek a ich paralelný transport v oblasti druhej presunovej plochy krížňanského príkrovu v sz. časti Nízkych Tatier (A. Bujnovský, 1979)
1 – dolomitový sokel príkrovu (ramsauské dolomity), 2 – klzný horizont príkrovu (karpatský keuper), 3 – mobilný plášť príkrovu (1–9 – litostratigrafické jednotky od rétu po stredný alb

vyvinutá vo forme decolment pozdĺž sklzného horizontu na úrovni karpatského keuperu ako mobilného sadrovcového niveau, a to aj v šiprúnskej sekvencii. Superpozícia krížňanského príkrovu na šiprúnskej sekvencii sa spoľahlivo kartograficky nedá zistiť inak, ako najnutnejšími technickými prácami. Pomerne jasná superpozícia krížňanského príkrovu na šiprúnskej sekvencii sa zistila iba v tektonickom okne v Belianskej doline (Polák, 1980).

Na Podsuchej je chočský príkrov v kontakte s obalovou sekvenciou Červenej Magury, ktorá môže reprezentovať plytkovodný krížňanský príkrov. Obalová sekvencia Červenej Magury v Ráztočnianskej doline je iba na kontakte s krížňanským príkrovom, nedá sa s určitosťou zistiť pod krížňanským príkrovom. Karpatský keuper na západnom svahu Salatína, ktorý prináleží ku krížňanskému príkrovu, ako keby podliezal pod liasové členy Červenej Magury (obr. 3). Úklony dolomitov Salatína sú od 20 do 30° na západ. Treba poznamenať, že na skĺznutie más sekvencie Červenej Magury v podmorskom prostredí stačí už sklon 1°. Sekvencia Červenej Magury leží presne vedľa kulminačnej zóny dolomitov Salatína. Vergencia vrásy Červenej Magury je na západ. Zosuv v zmysle Heimovho zákona (1921), stanovený vo Švajčiarskych Alpách, je v Nízkych Tatrách rozvinutý od východu na západ v smere A, B, C, D, E. Tmavé steny rýh na ľavej strane vrcholov Salatína sú hlavné odlučné hrany svahovej poruchy. Jej stredná časť sa zrútila (Mahr, 1976). Na Podsuchej je krížňanský príkrov v blízkosti sekvencie Červenej Magury v rovnakej nadmorskej výške. Nedá sa kartograficky zistiť, či uvedené sekvencie ležia pod sebou alebo vedľa seba. Podobné odlepenie ako v karpatskom keuperi sa nachádza vo Francúzskych Alpách – oblúk Dine a oblúk Nice, vo vrchnom triase v ílovcoch a evaporitoch presunutých na vzdialenosť 100 km. Amputované príkrovy sa môžu dostať k sebe, takže vrstvový sled jednej jednotky nadväzuje na vrstvový sled druhej jednotky, a tak vzniká zdanlivá séria (Tollmann, 1976). Tieto „zdanlivé série" sa zistili v celom rozsahu západnej časti Nízkych Tatier – okrem už spomínanej zdanlivej série na Podsuchej, kde neokóm krížňanského príkrovu má približne tú istú nadmorskú výšku A–A° ako neokóm sekvencie Červenej Magury, ktorá môže patriť k zosunutému krížňanskému príkrovu.

Gravitačný zosuv cca 1 km po keuperi sa nachádza na južnom úpätí Ľupčianskej Magury v obalovej pozícii cca 5 km sv. od vrásy Červenej Magury (obr. 7) a menší zosuv na západnom úpätí Červeného Grúňa cca 5 km východne od Červenej Magury. Zosuvy kulminovali v spodnej kriede v krížňanskom príkrove a v spodnom cenomane až v strednom turóne v šiprúnskej sekvencii. Vek zosuvov pravdepodobne súvisí s paroxyzmom mediteránnej fázy alpínskeho vrásnenia. Dôkaz o príslušnosti Červenej Magury ku krížňanskému príkrovu je aj pozícia chočského príkrovu na sekvencii Červenej Magury pri Podsuchej v Nízkych Tatrách.



Obr. 3 Blokový zosuv krížňanského príkrovu po karpatskom keuperi v komplexe Salatína A, B, C, D, E, alebo obalová sekvencia Červenej Magury na úpätí Salatína v Nízkych Tatrách

Párne formácie – lučivnianske súvrstvie Červenej Magury a neokóm krížňanského príkrovu pri Podsuchej v rovnakej nadmorskej výške a vo vzájomnej blízkosti A–A°

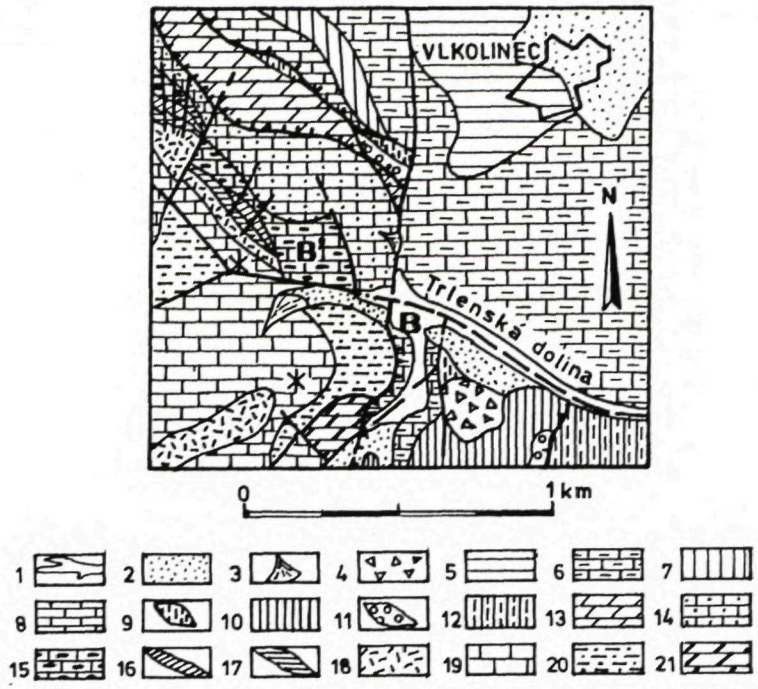
Vysvetlivky:

KVARTÉR: holocén: 1 – fluviálne nivné hliny (sporadicky piesčité); nečlenený kvartér: 2 – svahoviny vcelku;

HRONIKUM: trias: 3 – hlavné dolomity (karn – norik), 4 – chočské a hlavné dolomity, neodlíšené (pelsón a karn – norik), 5 – lunzké vrstvy: ílovité bridlice a jemnozrnné pieskovce (spodný karn), 6 – korytnické vápence (spodný karn), 7 – wettersteinské vápence (ladin), 8 – reiflinské vápence (pelsón – kordevol), 9 – chočské dolomity (pelsón), 10 – gutensteinské vrstvy: vápence s vložkami dolomitov, polohy brekcií (egej – pelsón);

VEPORIKUM: krieda: 11 – bazalty (alb), 12 – slienité vápence, sliene a kalpionelové vápence (titón – hoteriv); jura: 13 – rádiolarity a rádioláriové vápence (doger – malm), 14 – krinoidové a hľuznaté vápence hierlatzkej a adnetskej litofácie (pliensbach – ?toark); trias: 15 – kössenské vrstvy: kalové, organodetritické, oolitické, krinoidové a lumachelové vápence, ílovce a slienité bridlice (rét), 16 – karpatský keuper: ílovité bridlice, vložky pieskovcov a dolomitov (norik), 17 – lunzké vrstvy: pieskovce a ílovité bridlice (karn), 18 – ramsauské dolomity (anis – karn), 19 – gutensteinské vrstvy: sivé až čierne vápence s polohami dolomitov (anis), 20 – piesčito-brekciovité vápence (anis);

TATRIKUM: krieda: 21 – drobové pieskovce a sliene: a) zlepence (apt – spodný cenoman), 22 – lučivnianske súvrstvie: slabo slienité vápence s rohovcami (neokóm), 23 – kalpionelové vápence (vyšší titón – spodný berias); jura: 24 – sivé lavicovité vápence (bajok – berias), 25 – kremité vápence, rádiolarity (doger – malm), 26 – piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (lotaring – álen), 27 – sivé lavicovité vápence (hetanž – sinemúr), 28 – pieskovce, piesčito-krinoidové vápence (?norik – spodný sinemúr); trias: 29 – karpatský keuper: bridlice, kremenné pieskovce (norik), 30 – ramsauské dolomity (anis – karn), 31 – gutensteinské vrstvy: sivé vápence (anis), 32 – rauvaky (skýt – anis), 33 – verfénske vrstvy: pestré bridlice a pieskovce (skýt), 34 – lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné, arkózové a drobové pieskovce, droby (skýt)



Obr. 4 Párne formácie lučivnianskych vrstiev a krížňanského neokómu vo vzájomnej blízkosti v Trlenskej doline B–B° vo Veľkej Fatre

KVARTÉR: 1 – fluviálne piesčité štrky (poriečna niva), 2 – svahové hlinito-piesčité sedimenty, 3 – proluviálne sedimenty (dejekčné kužele), 4 – organogénne pramenné sedimenty (penovce, travertíny);

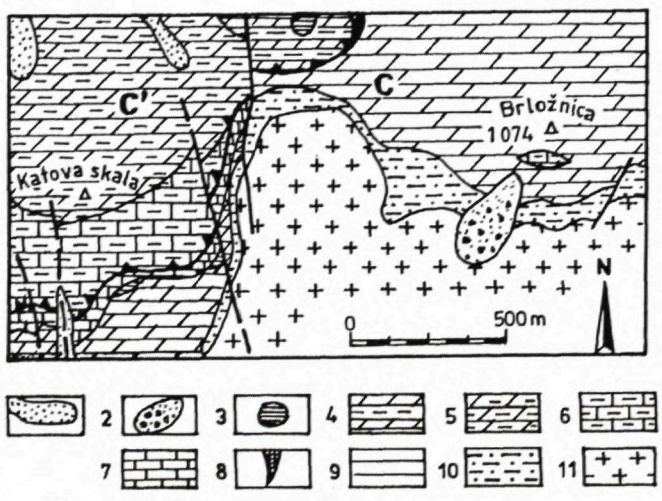
KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV: krieda: 5 – slienité bridlice, vápence s vložkami orbitolínových vápencov (barém – stredný alb), 6 – slienité vápence a sliene (vyšší berias – hoteriv; jura: 7 – aptychové a sakokómové vápence (oxford – kimeridž – spodný titón), 8 – kremité rádiolóriové vápence a rádiolarity (álen – kelovej), 9 – allgäuské vrstvy (fleckenmergel, sinemúr – domér – toark), 10 – grestenské vrstvy (hetanž); trias: 11 – kössenské vrstvy (rét), 12 – karpatský keuper (vrchný karn – norik), 13 – ramsauské dolomity (ladin – karn);

ŠIPRÚNSKA SKUPINA: krieda: 14 – piesčito-krinoidové vápence, pieskovce s vložkami bridlíc (vrchný apt – spodný cenoman), 15 – tmavosivé rohovcové vápence (vyšší berias – apt); jura: 16 – pestré lumachelové vápence (oxford – kimeridž – spodný titón), 17 – kremité rohovcové vápence, rádiolarity (álen – kelovej), 18 – allgäuské vrstvy (fleckenmergel, vrchný lotaring – toark), 19 – piesčito-krinoidové rohovcové vápence (spodný hetanž – vrchný lotaring; trias: 20 – karpatský keuper: pieskovce, zlepence, bridlice, dolomity (vrchný karn – norik – ?rét), 21 – ramsauské dolomity (ladin – karn)

Vzťah šiprúnskej sekvencie a krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre

Príkrovové trosky gutensteinských vápencov na šiprúnskej sekvencii môžu predstavovať zvyšky chočského príkrovu, ktorý je vo Veľkej Fatre klasicky vyvinutý a o jeho existencii vo Veľkej Fatre a Nízkych Tatrách niet pochybností. V Trlenskej doline neokóm krížňanského príkrovu vystupuje blízko lučivnianskych vápencov B–B° plytkovodnej šiprúnskej sekvencie, ktorá môže patriť kju krížňanskému príkrovu (obr. 4). V západnej časti Veľkej Fatry sa nachádza kontakt ramsauských dolomitov šiprúnskej sekvencie s ramsauskými dolomitmi krížňanského príkrovu C–C°. Obe formácie ako keby prechádzali do seba (cf. lokalita Brložnica a Katova skala). Dôkazom príslušnosti šiprúnskej sekvencie ku krížňanskému príkrovu je pozícia chočského príkrovu na šiprúnskej sekvencii pri stredných Liptovských Revúcach vo Veľkej Fatre (obr. 6). Plošné zosuvy sa nachádzajú vo Veľkej Fatre v šiprúnskej sekvencii na začiatku Hlavnej doliny (Sýkora, 1975). V krížňanskom príkrove sú bežné v oblasti Krížnej (cf. Liščák in Bujnovský, 1995), kde sa zistilo 12 zosuvov. Blokový zosuv krížňanského príkrovu do obalovej pozície sa nachádza východne od Sklabinského Podzámku (obr. 8). Ak pozorne sledujeme kontakt dorzálnej šiprúnskej sekvencie – porubského súvrstvia a gutensteinských vápencov krížňanského príkrovu – tak sa nám to javí, ako keby tatrikum ležalo na fatriku (lokalita Brce – Príslop; cf. Geologická mapa, Sýkora, 1975).

V sz. časti Nízkych Tatier sa zistili laterálne zmeny aj v smere V–Z. Tieto faciálne zmeny v dĺžke cca 1 km poukazujú na živú tektonickú diferenciáciu morského dna do lokálnych bazénov a prahov, najskôr pozdĺž priečnych zlomov, aktívnych najmä v liase. Súčasne tu môžeme pozorovať nápadné zvraty v subsidencii. Relatívne stabilné

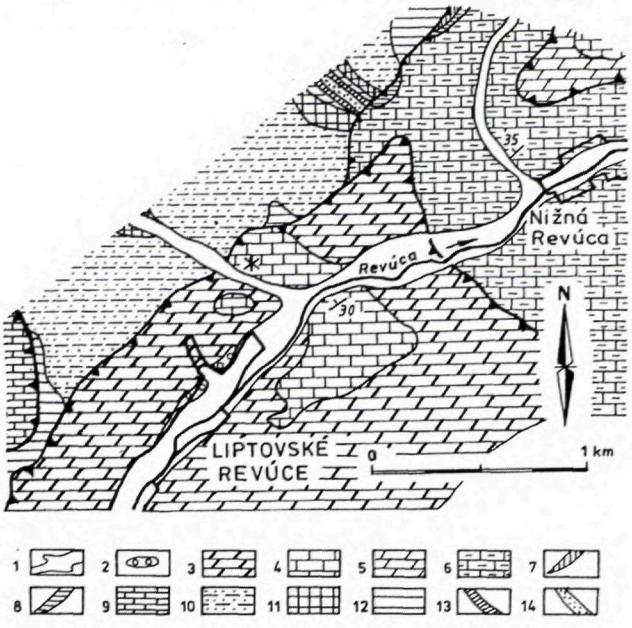


Obr. 5 Párové formácie ramsauských dolomitov šiprúnskej sekvencie (C) a krížňanského príkrovu (C′) vo vzájomnom kontakte. Katova skala podľa geologickej mapy M. Sýkoru (1975)

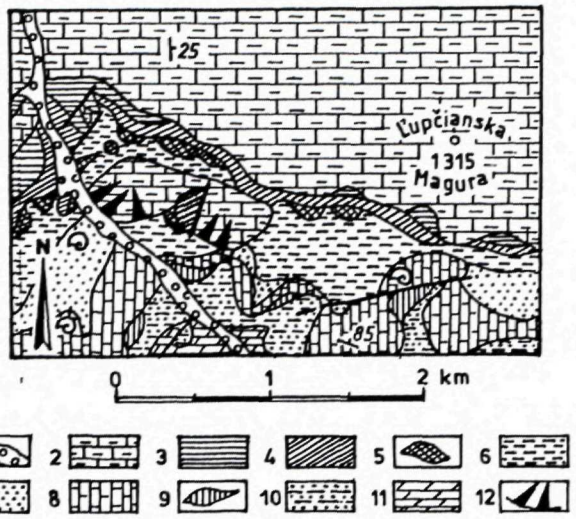
KVARTÉR: 1 – elúvium; PALEOGÉN: 2 – eocén–lutét;

KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV: 3 – vápence (rét), 4 – karpatský keuper: ílovce a dolomity (norik), 5 – ramsauské dolomity (stredný až vyšší trias), 6 – gutensteinské vápence (anis);

OBALOVÁ SÉRIA: 7 – vápence (lias všeobecne), 8 – vápence (lias), 9 – ramsauské dolomity (stredný až vyšší trias), 10 – pieskovce (spodný trias), 11 – kryštalinikum ľubochnianskeho masívu



Obr. 6 Kontakt chočského príkrovu so šiprúnskou sekvenciou pri Liptovských Revúcach
KVARTÉR: 1 – fluviálne sedimenty, zahlinené piesky riečnych nív, 2 – zahlinené piesčité štrky terás (pleistocén);
CHOČSKÝ PRÍKROV: *bielovážska skupina*: 3 – ramsauské dolomity a hlavný dolomit, nerozčlenené (stredný až vrchný trias), 4 – reiflinské vápence (vrchný anis – ladin – kordevol), 5 – ramsauské dolomity (vrchný anis);
KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV: *zliechovská skupina*: 6 – slienité vápence a sliene (vyšší berias–hoteriv), 7 – karpatský keuper (norik), 8 – ramsauské dolomity (anis – ladin), 9 – gutensteinské vápence a dolomity (anis); *šiprúnska skupina*: 10 – drobové pieskovce s vložkami slienitých bridlíc (alb–cenoman), 11 – piesčité organodetritické vápence s rohovcami a vložkami bridlíc (sp. alb), 12 – formácia vápencov Lučivnej pri Párnici (vyšší berias – vrchný apt), 13 – kalpionelové vápence (vyšší titón – sp. berias), 14 – pestré hľuznaté vápence (oxford – kimeridž – sp. titón)



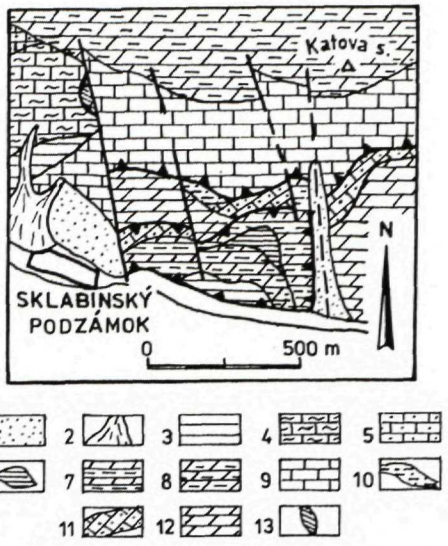
Obr. 7 Blokový zosuv krížňanského príkrovu na úrovni karpatského keuperu do obalovej pozície v Ľupčianskej doline v Nízkych Tatrách
KVARTÉR: pleistocén – würm: 1 – balvanovité glacifluviálne piesčité štrky (dnová akumulácia v nízkej terase i nive);
VEPORIKUM: krieda: 2 – slienité vápence, sliene a kalpionelové vápence (titón – hoteriv); jura: 3 – vrstvovité, niekedy hľuznaté červené a zelenkavé vápence (oxford – spodný titón), 4 – rádiolarity a rádioláriové vápence (doger – malm), 5 – krinoidové a hľuznaté vápence hierlatzkej a adnetskej litofácie (pliensbach – ?toark), 6 – allgäuské vrstvy: škvrnité vápence s vložkami slienitých bridlíc (lotaring – toark), 7 – kopienecké vrstvy: vápnité pieskovce, piesčité a oolitické vápence, ílovité a piesčité bridlice (hetanž); trias: 8 – kössenské vrstvy: kalové, organodetritické, oolitické, krinoidové a lumachelové vápence, ílovce a slienité bridlice (rét), 9 – keuper: dolomity (norik), 10 – karpatský keuper: ílovité bridlice, vložky pieskovcov a dolomitov (norik), 11 – ramsauské dolomity (anis – karn), 12 – čelo zosuvu

prahové zóny v liase s červenými fáciami toarku, s *Arietites algovianum*, *Canavaria haugi*, *Phimatoceras binodata*, malej hrúbky, sú viazané na miesta maximálnej hrúbky strednotriasových a vrchnotriasových dolomitov Salatína (Bujnovský, 1975).

Slabý vplyv prahovej zóny až do dogeru so sedimentáciou vápencov s *Bositra* možno pozorovať iba v sedle Salatína (Bujnovský, 1975). Maheľ (1964) uvádza *Bositra (Posidonia alpina)* z priľahlej sekvencie Červenej Magury. Kremité rohovcové vápence až rádiolarity sú prítomné aj v sekvencii Červenej Magury, čo zreteľne poukazuje na laterálne zmeny fácie v dogeri. Ide o bežný typ rádiolaritov, rozšírených v obklopujúcej oblasti krížňanského príkrovu.

Pre kimeridž je charakteristická laterálna zámena fácií na krátku vzdialenosť. Plytkovodnejšie krinoidovo-lumachelové vápence s amonitmi *Benacoceras heteroplocum* GEMM, *Lytoceras polycyclum* NEUMAYR, *Glochiceras microdomum* a *Pygope diphya*, ktorá je viazaná na izobatu od 200 do 400 m, sú laterálne zastupované hlbokovodnejšími biomikritickými vápencami so sakokómovou mikrofáciou, zhodnými s vápencami priľahlej časti krížňanského príkrovu.

Celistvé, slabo slienité vápence typu biancone obsahujú *Calpionella elliptica* CADISCH, *Calpionella alpina* LORENZ. Litofaciálne sú zhodné s vápencami titónu–beriasu priľahlej zliechovskej sekvencie krížňanského príkrovu. K lučivnianskemu súvrstviu možno poznamenať, že rohovce neokómu sekvencie Červenej Magury a šiprúnskej sekvencie nie sú prítomné v neokóme krížňanského príkrovu. V trlenskom súvrství, bližšie k jadru, sú zachované pásy rohovcov, avšak v grestenských vrstvách krížňanského príkrovu chýbajú. Litostratigrafické vzťahy medzi krížňanským príkrovom a ostatnými skupinami skúmali Mišík a Rakús (1964). Podľa uvedených autorov: 1. fleckenmergelový vývoj nachádzame v „obalovej sérii" Veľkej Fatry, teda práve v tej oblasti, kde sa tento vývoj vyskytuje aj v krížňanskom príkrove; v donovalskej „sérii" fleckenmergel nie je prítomný, ani v krížňanskej jednotke, ktorá ju obklopuje ; 2. alb sa vyskytuje len v „obalovej šiprúnskej sérii" a je známy len v severnej oblasti krížňanskej jednotky (cf. lokalita Trlenská dolina; Bujnovský, 1997, obr. 4).



Obr. 8 Blokový zosuv krížňanského príkrovu do obalovej pozície východne od Sklabinského Podzámku
KVARTÉR: 1 – elúvium, 2 – sutinový a dejekčný kužeľ; KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV: 3 – kremité vápence (doger – malm), 4 – škvrnité vápence – fleckenmergel (sinemúr – toark), 5 – piesčité vápence (spodný lias), 6 – vápence (rét), 7 – karpatský keuper: ílovce, dolomity (norik), 8 – ramsauské dolomity (stredný až vyšší trias), 9 – gutensteinské vápence (anis); OBALOVÁ SÉRIA: 10 – pieskovce, bridlice (alb), 11 – piesčité vápence (lias všeobecne), 12 – ramsauské dolomity (stredný až vyšší trias), 13 – piesčité vápence (spodný lias)

Záver

Záverom možno konštatovať, že sekvencia Červenej Magury, považovaná za obalovú sekvenciu v sz. časti Nízkych Tatier, prislúcha k plytkovodnému krížňanskému príkrovu, zosunutému na rozhraní keuperu a dolomitového komplexu Salatína.

Vo Veľkej Fatre a v sz. časti Nízkych Tatier sa zistili početné zdanlivé série, ktoré znemožňujú definitívne rozhodnúť, či šiprúnska sekvencia leží pod krížňanským príkrovom alebo vedľa neho, či je teda plytkovodným krížňanským príkrovom, čo je pravdepodobnejšie. Definitívne o tom rozhodnú technické práce.

Literatúra

Bujnovský, A., 1975: Jura krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 67–83.

Bujnovský, A., Polák, M., Boorová, D., Malík, P., Pristaš, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Krížna 36–123, časť listu Staré Hory. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 36–141.

Heim, A., 1921: Geologie der Schweiz, Leipzig.

Koutek, J., 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9.

Maheľ, M., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. Bratislava, Ústr. Úst. Geol., 7–253.

Matějka, A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Praha, St. geol. Úst. Čs. Republ., 259–617.

Matějka, A., 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech československých. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6.

Mišík, M. a Rakús, M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Fatra. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1.

Polák, M., 1980: Mezozoikum západnej časti Veľkej Fatry. Výskumné práce z ochrany prírody 3A. Bratislava, Príroda, 15–33.

Sýkora, M., 1975: Geologické pomery sz. časti Veľkej Fatry (rigorózna práca). Manuskript, Katedra geol. a paleont. PriF UK, Bratislava, 1–58.

Tollmann, A., 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Wien, Franz Deutick, 1–311, 170.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 103

Vydala Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

Vedúca redaktorka: Gabriela Šipošová
Zodpovedná redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová
Texty do angličtiny preložil: RNDr. Bohumil Molák, CSc.,

Náklad 400 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: DuAd-print