ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2004

1 B 19

60.-Sk

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

2004 / Správy 109 1B19

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

109

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001016647

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 109

Vedecký redaktor
RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

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

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2004

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

109

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Obsah

Šimon, L.: Životné jubileum doc. RNDr. Michala Kaličiaka, CSc. 7

Šimon, L.: Životné jubileum RNDr. Jaroslava Lexu, CSc. 13

Vass, D., Holcová, K., Beracko, I. a *Beláček, B.:* Príspevok k poznaniu terciérnych sedimentov a minerálnych vôd Lučenskej kotliny 23

Malík, P., Bodiš, D. a Mello, J.: Vyhľadávací hydrogeologický prieskum v západnej časti Slovenského krasu (hydrogeologický rajón M 130) 33

Madarás, J., Kohút, M., Ivanička, J., Kováčik, M. a *Marsina, K.:* Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-3 (Tribeč) 41

Kohút, M., Madarás, J., Žáková, E., Marsina, K. a *Kováčik, M.:* Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-4 (Žiar) 51

Nagy, A., Töröková, I., Madarás, J., Zlinská, A., Marsina, K. a *Kováčik, M.:* Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-5 (Rimavská kotlina – Gemerček) 61

Elečko, M., Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a *Gaál, Ľ.:* Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny 1 : 50 000, pilotná mapa novej edície 73

Žec, B., Stercz, M., Žecová, K. a *Kaličiaková, E.:* Vihorlatské vrchy z pohľadu geologicko-náučnej mapy 77

Kováčik, M.: K predalpínskej histórii metamorfovaných psamitických hornín v centrálnej časti kohútskeho pásma (južné veporikum) 83

Kernátsová, J.: Vrchnopleistocénna a holocénna fauna mäkkýšov Slovenska v oblasti Malých Karpát, Podunajskej nížiny, Hornonitrianskej kotliny a Záhorskej nížiny 93

Zlinská, A.: Zhodnotenie foraminiferových asociácií vo vrte HGŽ-3 (Želiezovce, Dunajská panva, južné Slovensko) 101

Zlinská, A., Filo, I., Andrejeva-Grigorovič, A. a *Siráňová, Z.:* Nové stratigrafické údaje z paleogénu Zvolenskej kotliny 107

Maťo, Ľ. a *Janega, A.:* Metodika optickej porozimetrie, možnosti využitia 113

Hroncová, Z.: Vyhľadávanie sklárskych pieskov, ktoré po úprave dosiahnu kvalitu vhodnú na výrobu krištáľového skla 119

Kúšik, R.: Polymetalická mineralizácia skarnovo-porfýrového systému Zlatno v Štiavnických vrchoch 123

Zlinská, A.: Charakteristika litostratigrafických jednotiek neogénu Východoslovenskej panvy na základe foraminifer 131

Bezák, V., Kubeš, P. a †Fiľo, M.: Tektonická klasifikácia zdrojov magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch Slovenska 143

Geologické práce, Správy 109, s. 7 – 11, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Životné jubileum doc. RNDr. Michala Kaličiaka, CSc.

Doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc., sa v roku 2004 dožíva šesťdesiatich rokov. Michal Kaličiak patrí do skupiny jubilantov s úspešnou profesionálno-manažérskou kariérou, ktorá sa završuje v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave.

Michalovi Kaličiakovi do ďalších mnohých rokov prajú geológovia a zamestnanci, priatelia i široká geologická spoločnosť veľa pracovných síl a úspechov, pevné zdravie a osobné šťastie.

Doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc., je odborník v oblasti ložiskovej geológie, regionálnej geológie a vulkanológie. V súčasnosti je riaditeľom Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra.

Michal Kaličiak sa narodil 2. apríla 1944 v Ratke, okr. Lučenec. Základnú školu absolvoval v rodnej obci a strednú všeobecnovzdelávaciu školu vo Fiľakove, kde v roku 1963 maturoval.

Štúdium geológie na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave skončil v roku 1968. Rigoróznu prácu obhájil v roku 1972 a získal titul doktor prírodných vied (RNDr.). Kandidátsku dizertačnú prácu na tému *Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov* obhájil v roku 1979 (CSc.). V roku 1994 sa na FBERG TU v Košiciach habilitoval na docenta dizertačnou prácou na tému *Geologický vývoj, stavba a metalogenéza neovulkanitov na východnom Slovensku* (doc.).

Po skončení vysokoškolského štúdia v júli 1968 nastúpil do služieb GÚDŠ v Bratislave, kde pracoval do konca roku 1972. Od nástupu do zamestnania sa venoval geologickému výskumu a mapovaniu neovulkanitov na východnom Slovensku a ložiskovému výskumu. Ako spoluautor sa podieľal na zostavení troch metalogenetických máp v mierke 1 : 200 000 z oblasti východného Slovenska.

Od decembra 1972 do októbra 1981 pracoval v Geologickej oblasti Košice, v podniku Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves ako samostatný odborný a úsekový odborný geológ. Odborne riešil úlohy spojené s geologickým mapovaním, vyhľadávaním a prieskumom ložísk rudných surovín v Slanských vrchoch.

Skúmal predovšetkým otázky vzniku a vývoja neogénneho vulkanizmu v čase a priestore, vzťah k tektonike a s tým súvisiace problémy vzniku a lokalizácie rudných mineralizácií vo vulkanických štruktúrach. Ako prvý uplatnil modernú metodiku výskumu založenú na litofaciálnej analýze a paleovulkanickej rekonštrukcii vulkanických štruktúr vo výskume neovulkanitov na východnom Slovensku. Výsledkom týchto prác bolo dešifrovanie geologickej stavby pohoria Slanské vrchy s vyčlenením samostatných vulkanických štruktúr (andezitových stratovulkánov) s centrálnymi vulkanickými zónami ako perspektívnymi územiami na vyhľadávanie a prieskum nerastných surovín. Tieto územia v nasledujúcom období boli objektom vyhľadávacieho prieskumu.

Svoje poznatky o metalogenéze neovulkanitov na východnom Slovensku využil ako spoluautor pri zostavovaní mapy rudných formácií karpatsko-balkánskej oblasti (vydané v nakladateľstve NEDRA, 1978) a pri zostavovaní Metalogenetickej mapy ČSSR v mierke 1 : 500 000 v roku 1981 (vedúci Ilavský a Sattran).

V roku 1981 bol poverený organizačným a odborným riadením novozriadeného pracoviska GÚDŠ v Košiciach. V tejto funkcii pracoval do 30. 10. 1995. Na obdobie od 1. 11. 1995 do 31. 12. 1995 ho minister ŽP SR poveril riadením GÚDŠ v Bratislave. Od 1. 1. 1996 do 30. marca 2001 vykonával funkciu námestníka riaditeľa Geologickej služby SR (od 1. 5. 2000 premenovanej na Štátny geologický ústav Dionýza Štúra). Od 1. 4. 2001 na základe konkurzného konania ho minister ŽP SR vymenoval za riaditeľa Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave a túto funkciu vykonáva doteraz.

Jeho odborná činnosť po roku 1981 bola zameraná predovšetkým na geologický výskum a geologické mapovanie neovulkanitov na východnom Slovensku. Počas doterajšej odbornej praxe prezentoval svoje výsledky na viacerých domácich a zahraničných konferenciách a kongresoch (KBGA Krakov, Moskva, Sofia, Atény, vulkanologický kongres v Ankare a Neapoli).

Dlhodobo spolupracuje s Katedrou geológie a mineralógie FBERG TU v Košiciach. Od roku 1989 prednáša študentom geológie na uvedenej katedre cyklus výberových prednášok o neovulkanitoch Západných Karpát.

Od roku 1990 je predsedom štátnej skúšobnej komisie pre záverečné skúšky v študijnom odbore geoprieskum na FBERG TU Košice. V rokoch 1985 – 1990 bol členom komisie pre obhajoby kandidátskych a dizertačných prác v odbore ložisková geológia a užitá geofyzika, od roku 1995 je členom spoločnej odbornej komisie pre obhajoby doktorandských dizertačných prác vo vednom odbore banská geológia geologického prieskumu a od roku 1997 garantom doktorandského štúdia v odbore geológia na PriF UK v Bratislave.

Bol členom vedeckej rady GÚDŠ (1986 – 1993) a jej predsedom (1994 – 1995). Členom Národného geologického komitétu SR je od roku 1994. Bol a je členom

redakčných rád viacerých vedeckých o odborných časopisov – Geologický průzkum (Praha, 1982 – 1986), Geologické práce – Správy a Západné Karpaty – séria Geológia (GÚDŠ Bratislava od roku 1982), vedeckým redaktorom edície Vysvetlivky ku geologickým mapám (1994 až 1997), členom redakčnej rady edície Slovak Geological Magazine a predsedom redakčnej rady časopisu Mineralia Slovaca (od roku 1995).

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Bibliografia geologických prác

Publikované práce

1. Kaličiak, M., 1973: Chemizmus vulkanitov sv. časti Slanských vrchov v oblasti Zámutova. In: Geol. Práce, Spr., č. 60, s. 291 – 299.
2. Slávik, J., Kaličiak, M., Križáni, I. a Tözsér, J., 1973: Metalogenéza a nerastné suroviny východoslovenského terciéru. In: Horn. Příbram. Sb. předn., sekce Geologie ložisk nerostních surovin, s. 67 – 89.
3. Slávik, J., Bacsó, Z., Križáni, I., Tözsér, J. a Kaličiak, M., 1974: Epigenetické zrudnenie východoslovenských neovulkanitov. In: III. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, s. 215 – 221.
4. Ďuďa, R. a Kaličiak, M., 1976: Nález barranditu na Slovensku. In: Miner. slov., roč. 8, č. 2, s. 163 – 165.
5. Slávik, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Orlický, O. a Vass, D., 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. In: Miner. slov., roč. 8, č. 4, s. 318 – 334.
6. Bagdasarjan, G. P., Vass, D., Tözsér, J., Orlický, O., Ďurica, D. a Kaličiak, M., 1977: Chronológia vulkaničeskich sobytij v pograničnoj zone Západnych Karpat i Vostočnych Karpat v svete radiometričeskich issledovanij. In: Kongres KBGA, Kiev, s. 18 – 27.
7. Ďuďa, R., Burda, P., Kaličiak, M. a Kaličiaková, E., 1977: Prejavy barytovo-fluoritovej mineralizácie na Hg ložisku Dubník. In: Miner. slov., roč. 9, č. 2, s. 147 – 150.
8. Ďuďa, R., Tözsér, J., Burda, P. a Kaličiak, M., 1977: Mineralogické pomery Gg ložiska Dubník. In: Miner. slov., roč. 9, č. 6, s. 463 – 578.
9. Fiľo, M., Kaličiak, M. a Slavkay, M., 1977: Geologicko-tektoničeskoe strojenie i metalogenezis vostočnoslovackich neovulkanitov. In: Kongres KBGA, Kiev, s. 282 – 283.
10. Grecula, P., Kaličiak, M. a Varga, I., 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. In: Miner. slov., roč. 9, č. 6, s. 419 – 448.
11. Kaličiak, M., 1977: Geologicko-ložisková charakteristika zlatobanského rudného poľa. In: Zb. ref. Ložiskotvorné procesy ZK. Bratislava, s. 154 – 158.
12. Kaličiak, M., Burda, P., Ďuďa, R. a Očenáš, D., 1977: Íly v hydrotermálnych zónach neovulkanitov pri Zlatej Bani. In: Miner. slov., roč. 9, č. 1, s. 67 – 78.
13. Kaličiak, M., Ďuďa, R. a Burda, P., 1977: Cu-mineralizácia severnej časti Slanských vrchov. In: Miner. slov., roč. 9, č. 6, s. 495 – 500.
14. Kaličiak, M., Ďuďa, R., Burda, P. a Kaličiaková, E., 1977: Geologicko-ložisková charakteristika dubnických opálových ložísk. In: Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. AB, s. 7 – 21.
15. Kaličiak, M. in Egel, L. (ed.) et al., 1977: Karta rudných formacii Karpato-balkanskoj oblasti 1 : 1 000 000. Moskva.
16. Bacsó, Z., Kaličiak, M., Knésl, J. a Tözsér, J., 1978: Prognózy ortuťových rúd na Slovensku. In: Konf. k 25. výročiu KNSKU, Praha, s. 110 – 115.
17. Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, H., Slávik, J., Tözsér, J. a Vass, D., 1978: Sequence of recent radiometric age determinations. In: Věst. Ústř. Úst. geol., roč. 53, č. 2, s. 75 – 88.
18. Kaličiak, M. in Egel, L. et al., 1978: Rudnije formacii Karpato-balkanskoj oblasti. Moskva, Nedra, s. 236.
19. Vass, D., Tözsér, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Orlický, O. a Ďurica, I., 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. In: Geol. Práce, Spr., 71, s. 77 – 88.
20. Ďuďa, R. a Kaličiak, M., 1979: Asociácia sekundárnych minerálov na antimónovom ložisku Zlatá Baňa. In: Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), XX, s. 9 – 19.
21. Ďuďa, R. a Kaličiak, M., 1979: Sekundárne sírany z Pustého poľa v zlatobanskom rudnom poli. In: Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), XX, s. 77 – 82.
22. Pospíšil, L. a Kaličiak, M., 1979: Geofyzikálny prieskum severnej časti Slanských vrchov zameraný na vyhľadávanie metalogenetických štruktúr. In: Konf. Horn. Příbram. Praha, s. 25 – 42.
23. Pospíšil, L. a Kaličiak, M., 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. In: Miner. slov., roč. 11, č. 2, s. 115 – 125.
24. Tözsér, J. a Kaličiak, M., 1979: Tektonické faktory lokalizácie zrudnenia vo východoslovenských neovulkanitoch. Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Bratislava, sekcia geol. rudných ložísk, s. 405 – 416.
25. Ďuďa, R., Kaličiak, M., Križáni, I. a Tözsér, J., 1980: Genetické a formačné typy ortuťovej mineralizácie východného Slovenska. In: Medzin. Seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, s. 101 – 112.
26. Grecula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J. a Varga, I., 1980: Geológia hraničnej zóny Západných Karpát v diele J. Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. In: Medzin. seminár Geol. dni J. Slávika, Košice, s. 17 – 32.
27. Kaličiak, M., 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (sev. časť Slanských vrchov). In: Miner. slov., roč. 12, č. 1, s. 1 – 25.
28. Kaličiak, M., Ďuďa, R., Kaličiaková, E. a Tözsér, J., 1980: Náčrt metalogenézy Slanských vrchov. In: Medzin. seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, s. 85 – 92.
29. Tözsér, J. a Kaličiak, M., 1980: Vývoj neogénneho magmatizmu na pomedzí Východných a Západných Karpát. In: Medzin. seminár Geologické dni J. Slávika, Košice, s. 93 – 100.
30. Tözsér, J., Kaličiak, M. a Ďuďa, R., 1980: Postavenie Sb mineralizácie v metalogenéze Slanských vrchov. In: Antimónové rudy Československa. Bratislava, s. 165 – 174.
31. Kaličiak, M. a Ďuďa, R., 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. In: Miner. slov., roč. 13, č. 1, s. 1 – 23.
32. Kaličiak, M. in Ilavský, J. a Sattran, J. et al., 1981: Metalogenetická mapa ČSSR 1 : 500 000. Praha.
33. Kaličiak, M. a Tözsér, J., 1981: Surovinový potenciál zlatobanského vulkanického aparátu. Výsledky a prespektívy. In: IV. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, zv. 4, s. 170 – 174.
34. Kaličiak, M. in Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Ulrych, J. a Veselovský, F., 1982: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. In: Miner. slov., Monografia 2, Bratislava, Alfa, 98 s.

35. Kaličiak, M., Gabriel, M. a Tomas, D., 1983: Žilníkové ložisko volfrámu Hemerdon v jz. Anglicku. In: Miner. slov., roč. 15, č. 5, s. 471 – 472.
36. Kaličiak, M., 1985: Development of the Neogene volcanic complex of the Slanské vrchy Mts. In: Kongres KBGA, Krakow, s. 381 – 382.
37. Orlický, O., Kaličiak, M. a Tözsér, J., 1985: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 v Slanských vrchoch. In: Miner. slov., roč. 17, č. 5, s. 403 – 412.
38. Kaličiak, M. et al., 1986: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Herľany. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
39. Kaličiak, M., Janočko, J. a Spišák Z., 1986: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Červenica. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
40. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1986: Paleovulkanická rekonštrukcia stratovulkánov Vihorlatu a Popriečneho. In: Region. geol. Západ. Karpát, Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, s. 123 – 126.
41. Karoli, S., Molnár, J., Kaličiak, M., Janočko, J. a Spišák, Z., 1986: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Prešov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
42. Bacsó, Z., Burian, J., Divinec, Ľ., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Štohl, J., 1987: Neovulkanity Slovenska. Tektonické, látkové a vulkanologické aspekty prognózovania rudných surovín. In: Konferencia II. geologické dni J. Slávika, Košice, s. 71 – 96.
43. Baňacký, V., Molnár, J., Kaličiak, M., Vass, D., Janočko, J. a Spišák, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Hlinné. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
44. Baňacký, V., Molnár, J., Kaličiak, M., Vass, D., Janočko, J., a Spišák, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Čaklov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
45. Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Lexa, J., Straka, P., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1987: Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
46. Kaličiak, M., Janočko, J., Karoli, S., Baňacký, V. a Spišák, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Banské. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
47. Kaličiak, M. a Repčok, I., 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. In: Miner. slov., roč. 19, č. 5, s. 401 – 415.
48. Kaličiak, M., 1988: Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. In: Miner. slov., roč. 20, č. 5, s. 417 – 433.
49. Kaličiak, M. in Hámor, G. et al., 1988: Neogene paleogeographic atlas of central and eastern Europe. Budapest.
50. Kaličiak, M., Karoli, S., Molnár, J. a Žec, B., 1988: Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova. In: Miner. slov., roč. 20, č. 5, s. 435 – 453.
51. Repčok, I., Kaličiak, M. a Bacsó, Z., 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral., č. 11, s. 78 – 88.
52. Baňacký, V., Elečko, M. a Kaličiak, M., Lexa, J., Straka, P., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 143 s.
53. Halmešová, S., Kaličiak, M., Marušiaková, D. a Pospíšil, L., 1989: The role of geophysical and remote sensing methode in detection of new metallogenetic zones in the East Slovakian neovulcanic region. In: Kongres KBGS, Sofia, s. 135 – 136.
54. Kaličiak, M., 1989: Intravulkanická panvička pri obci Banské v Slanských vrchoch. In: Geol. Práce, Spr., č. 90, s. 71 – 80.
55. Kaličiak, M., 1989: Výsledky geologického výskumu v Slanských vrchoch a Košickej kotline. In: Konferencia Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín. Herľany, s. 73 – 75.
56. Kaličiak, M., 1989: Geologická stavba v širšom okolí Herlian. In: Konferencia Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín. Herľany, s. 88 – 91.
57. Kaličiak, M., 1989: Metalogenéza intruzívnych komplexov východoslovenských neovulkanitov. In: Seminár Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska (Banský Studenec), s. 50 – 51.
58. Kaličiak, M., 1989: Paleovulkanická rekonštrukcia andezitových stratovulkánov Slanských vrchov. In: Kongres KBGA, Sofia.
59. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1989: Štruktúry a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. In: Geol. Práce, Spr., č. 88, s. 79 – 103.
60. Kaličiak, M., Lexa, J. a Határ, J., 1989: Prejavy hydrotermálnej mineralizácie pri Zemplíne. In: Region. geol. Západ. Karpát, č. 25, s. 217 – 226.
61. Štohl, J. a Kaličiak, M., 1989: Porovnanie metalogenézy stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov. In: Miner. slov., roč. 21, s. 397 – 402.
62. Gnojek, I. a Kaličiak, M., 1990: Časový vývoj neogénneho andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku na základe magnetostratigrafickej stupnice. In: Miner. slov., roč. 22, s. 499 – 506.
63. Kaličiak, M., Karoli, S., Molnár, J. a Janočko, J., 1990: Geologická stavba a štruktúrny vývoj Košickej kotliny a Slanských vrchov. In: V. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, s. 56 – 58.
64. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1990: Výsledky regionálneho výskumu neovulkanitov Slovenska. In: V. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, s. 54 – 55.
65. Kaličiak, M. a Pospíšil, L., 1990: Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie: geologické a geofyzikálne zhodnotenie. In: Miner. slov., roč. 22, s. 481 – 498.
66. Kaličiak, M. a Žec, B., 1990: Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch (Slanské vrchy) a jeho prognózne aspekty. In: Geol. Práce, Spr., č. 91, s. 41 – 48.
67. Kaličiaková, E. a Kaličiak, M., 1990: Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Šťavica (Slanské vrchy). In: Miner. slov., roč. 22, č. 4, s. 319 – 324.
68. Štohl, J., Bacsó, Z., Burian, J., Divinec, Ľ., Fillo, M., Kaličiak, M., Knésl, J., Lexa, J. a Smolka, J., 1990: Rudné suroviny v terciéri Západných Karpát, stav poznania, prognózne hodnotenie. In: V. celoslovenská geologická konferencia, s. 59 – 75.
69. Gabriel, M. a Kaličiak, M., 1991: Mapa nerudných surovín Československa 1 : 500 000. Praha, Ústř. Úst. geol.
70. Kaličiak, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 231 s.
71. Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, Ľ., Spišák, Z., Vozár, J. a Žec, B., 1991: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
72. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1991: Interud structure of the Neogene stratovulcanoes in Western Carpathians. In: Abstracts: International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation, Napoli.

73. Vass, D., Čverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Mořkovský, M. a Vozár, J., 1991: Odkrytá geologická mapa Východoslovenskej nížiny 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
74. Kaličiak, M., 1992: Vývoj a metalogenéza východoslovenských neovulkanitov. In: 8. banícka vedecko-technická konferencia pri príl. 40. výročia BF TU, Košice, s. 84 – 89.
75. Kaličiak, M. a Žec, B., 1992: Phlagrejské polia pri Neapole. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 34, č. 8.
76. Kaličiak, M. a Žec, B., 1992: Vesuv a jeho vulkanická aktivita. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 34, č. 10.
77. Kaličiaková, E. a Kaličiak, M., 1992: História geologických výskumov a prieskumov vo východoslovenských neovulkanitoch. In: Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), XXXII – XXXIII, s. 165 – 182.
78. Žec, B. a Kaličiak, M., 1992: Medzinárodná konferencia o aktívnych vulkánoch. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 34, č. 2.
79. Žec, B. a Kaličiak, M., 1992: Za vulkánmi v Taliansku. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 34, č. 7.
80. Žec, B. a Kaličiak, M., 1992: Geológia na Stromboli. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 34, č. 9.
81. Kaličiak, M., 1993: The Zlatá Baňa ore deposit. In: Fiel Conference on Plate Tectonic Aspect of Alpine Metallogenny in the Carpatho-Balcan Region and TUGS/ UNESCO Deposit Modeling Workshop, Budapest 1993.
82. Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Vozár, J. a Žec, B., 1993: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
83. Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 57 – 69.
84. Štohl, J., Lexa, J. a Kaličiak, M., 1993: Genetic Models of various preceous and base metal deposits in West Carpathians. In: Abstracts in Field Conference on Plate Tectonic Aspect of Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balcan Region and TUGS/UNESCO Deposit Modeling Workshop, Budapest 1993.
85. Bodnár, J., Fiľo, M., Kaličiak, M. a Zeman, I., 1994: Prínos geofyzikálnych reinterpretácií pri riešení geologickej stavby v regióne Slanské vrchy a Košická kotlina. In: Konf. III. geologické dni J. Slávika, Košice. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
86. Kaličiak, M., 1994: Neovulkanity východného Slovenska – zdroj vulkanogénnych ložísk. In: Konferencia III. geologické dni J. Slávika, Košice. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
87. Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. a Bacsó, Z., 1994: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. In: Miner. slov., roč. 26, s. 75 – 117.
88. Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Geol., č. 18, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 98 s.
89. Kaličiak, M., Pécskay, Z., Konečný, V. a Lexa, J., 1995: Evolution of the Vihorlat Neogene volcanie vange based on K/Ar dating. In: Geol. Soc. Greece, Sp. Publ. No 4. Proceeding of the XV. Congress of the CBGA, Athens, s. 523 – 526.
90. Kaličiak, M. a Žec, B., 1995: Review of Neogene volcanism of Estern Slovakia. In: Acta Volcanologica Special Issue, Neogene and related magmatism in the Carpatho--Pannonian Region (Pisa – Roma), Vol. 7, 2, s. 87 – 95.
91. Kováč, P., Vass, D., Janočko, J., Karoli, S. a Kaličiak, M., 1995: Tectonic history of the East Slovakian Basin deling the Neogene. ESRI Occasional Publication 11 A: Slovakian Geology: Korab Memorial Volume 1 – 16, South Karolina University.
92. Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
93. Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M. Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 77 s.
94. Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Syčev, V., Zlinská, A. a Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 206 s.
95. Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 254 s.
96. Bezák, V., Kaličiak, M., Maglay, J., Nagy, A., Suk, M., Suková, H. a Valachovič, A., 1999: Kameň a víno. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 66 s.
97. Vass, D., Janočko, J., Karoli, S., Pereszlényi, M., Slávik, J. a Kaličiak, M., 2000: Paleography of the East Slovakia Basin. In: Slovak Geol. Mag., roč. 6, č. 4, s. 377 – 407.
98. Cambel, B., Slavkay, M. a Kaličiak, M., 2001: Významní slovenskí geológovia. Bratislava, Veda.
99. Grecula, P. (ed.), Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. a Šefara, J., 2002: História geológie na Slovensku. Zväzok I. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 748 s.
100. Fiľo, M., Kubeš, P., Konečný, V., Šimon, L., Lexa, J., Kaličiak, M. a Gluch, G., 2003: Zdroje geomagnetických anomálií v Stredoslovenských neovulkanitoch. In: Geol. Práce, Spr., č. 107. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 105.

Nepublikované práce a správy:

1. Slávik, J. a Kaličiak, M., 1971: Metalogenetická mapa 1 : 200 000, list Trebišov – Čiema s vysvetlivkami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
2. Slávik, J. a Kaličiak, M., 1971: Metalogenetická mapa 1 : 200 000, list Snina s vysvetlivkami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
3. Slávik, J. a Kaličiak, M., 1971: Metalogenetická mapa 1 : 200 000, list Košice – Zborov s vysvetlivkami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
4. Kaličiak, M., 1972: Základný geologický výskum neovulkanitov západnej časti Vihorlatu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
5. Kaličiak, M., 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v S časti Slanských vrchov (Kandid. dizert. práca). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 114 s.
6. Kaličiak, M. in Burian, J. et al., 1978: Rozpracovanie doporučení v oblasti kritérií a metodiky prognózovania Cu,

Mo, Pb, Zn, Au zrudnenia v intruzívnych vulkanických pásmach. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív RC Št. Geol. Úst. D. Štúra.

7. Kaličiak. M. et al., 1979: Záverečná správa a výpočet zásob úlohy Kapušany – Slanec VP – Hg a polymetalické rudy (časť Zlatá Baňa). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 168 s.
8. Kaličiak, M., 1982: Vysvetlivky ku geologicko-tektonickej mape 1 : 10 000 oblasti Keceroviec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
9. Kaličiak, M. in Vass, D. et al., 1982: Geologicko-seizmo--tektonická štúdia – jaderná elektráreň východné Slovensko. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
10. Kaličiak, M. in Baňacký, V. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 severnej časti Východoslovenskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
11. Kaličiak, M. in Baňacký, V. et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1 : 25 000, listy 38-341, 38-343, 38-332. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
12. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečneho v mierke 1 : 50 000 s vysvetlivkami. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
13. Kaličiak, M. (ed.) et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 131. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
14. Kaličiak, M. (ed.) et al., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-113. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
15. Kaličiak, M. in Karoli, S. (ed.) et al., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-222. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
16. Kaličiak, M. (ed.) et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-132. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
17. Kaličiak, M. in Molnár, J. (ed.) et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 27-444. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
18. Kaličiak, M. in Baňacký, V. (ed.) et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 južnej časti Východoslovenskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
19. Kaličiak, M. in Baňacký, V. (ed.) et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 38-112 a 38-114. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
20. Kaličiak, M. (ed.) et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-111. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
21. Kaličiak, M. in Baňacký, V. (ed.) et al., 1988: Vysvetlivky k mape prognóznych zdrojov nerastných surovín Východoslovenskej nížiny v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
22. Kaličiak, M. (ed.) et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – severná časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
23. Kaličiak, M., Ďuďa, R. a Stolár, M., 1989: Vysvetlivky k regionálnej mape ložísk a prognóz nerastných surovín 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – severná časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
24. Kaličiak, M., 1989: Vysvetlivky k odkrytej geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
25. Stolár, M., Kaličiak, M. a Šimon, L., 1990: Prognózne zdroje stavebného a dekoračného kameňa neovulkanitov Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
26. Kaličiak, M. in Žec, B. et al., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-134 (Sečovce-4). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
27. Kaličiak, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-311 a 38-313. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
28. Kaličiak, M. in Karoli, S. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-133 (Sečovce). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
29. Kaličiak, M. in Bodnár, J. et al., 1992: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Košická kotlina a Slanské vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
30. Kaličiak, M. et al., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – južná časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 272 s.
31. Kaličiak, M., Bodnár, J. a Dubéciová, A., 1993: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín južnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 97 s.
32. Kaličiak, M. in Vass, D. et al., 1993: Sedimentologicko--paleogeografická analýza východoslovenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
33. Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. a Bacsó, Z., 1993: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
34. Kaličiak, M. a Žec, B., 1994: Zhodnotenie perspektív vyhľadávania uhľovodíkov vo vybraných oblastiach Západných Karpát, oblasť Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
35. Kaličiak, M. in Žec, B. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 38-123, 38-124, 38-142, 8-211, 38-213, 38-231. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
36. Kaličiak, M. in Žec, B. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Vihorlatské a Humenské vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Geologické práce, Správy 109, s. 13 – 22, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Životné jubileum RNDr. Jaroslava Lexu, CSc.

Dňa 16. januára roku 2004 sa dožil náš kolega a priateľ RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., významného životného jubilea.

Jaroslav Lexa sa zaradil do skupiny jubilantov šesťdesiatnikov s úspešnou profesionálnou kariérou geológa, ktorú zväčša tvorivo prežil ako kmeňový zamestnanec Štátneho Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

Jarovi Lexovi k jeho vzácnym narodeninám prajú geológovia a spolupracovníci, priatelia i široká geologická spoločnosť veľa tvorivých nápadov, pracovných síl, pevné zdravie a rodinné šťastie.

RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., je odborník v oblasti regionálnej geológie, vulkanológie, petrológie, geochémie a ložiskovej geológie.

Narodil sa v roku 1944 v Zlíne, od roku 1947 býva v Bratislave, kam sa presťahovali jeho rodičia. Maturoval s vyznamenaním v roku 1961 na Jedenásťročnej strednej škole v Bratislave na Dubovej ulici. Štúdium geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave skončil s vyznamenaním v roku 1966 v špecializácii základná a ložisková geológia pod vedením prof. M. Böhmera. Jeho diplomová práca bola zameraná na výskyt zlata v rozsypoch v okolí Kremnice.

Hneď po skončení štúdia nastúpil do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave do oddelenia neovulkanitov vedeného prof. M. Kuthanom. Intenzívne sa venoval mapovaniu severnej časti neovulkanitov Kremnických vrchov. Titul doktora prírodných vied získal v roku 1969 obhajobou dizertačnej práce *Ryolitový vulkanizmus okolia Žiaru nad Hronom.*

V rokoch 1970 – 1972 absolvoval postgraduálne štúdium a stáž v odboroch petrológie, geochémie a vulkanológie v Centre pre vulkanológiu Oregonskej univerzity v USA u profesorov A. R. McBirneyho, G. G. Golesa a D. F. Weilla. Terénne štúdiá vykonával v oblasti západných Kaskádových vrchov v Oregone a na ostrovoch Galapágy v Tichom oceáne.

Po návrate pokračoval v geologickom mapovaní vulkanitov Kremnických vrchov, ale paralelne rozvíjal aj ich petrologické štúdium. Titul kandidáta geologických vied získal v roku 1978 obhajobou dizertačnej práce *Geológia a petrológia mladých vulkánov v severnej časti Kremnického pohoria.* Neskôr rozšíril svoju pôsobnosť aj do iných neovulkanických terénov a spoločne s RNDr. V. Konečným mapoval vulkanity Štiavnických vrchov, Pohronského Inovca, Vtáčnika a spolupracoval s RNDr. M. Kaličiakom pri mapovaní vulkanitov východného Slovenska. V roku 1984 sa zúčastnil na expedícii Geofyziky Brno v Red Sea Hills v Sudáne s cieľom vyhľadávania medených a zlatých rúd v prostredí prekambrických vulkanosedimentárnych komplexov.

Po návrate pokračoval v geologickom mapovaní neogénnych vulkanitov, ale postupne sa angažoval aj v oblasti ich geochémie a ložiskovej geológie v pozícii vedúceho príslušných výskumných projektov. V rokoch 1984 – 1989 pracoval vo funkcii vedúceho odboru nerastných surovín GÚDŠ, v rokoch 1990 – 1994 vo funkcii námestníka riaditeľa. V súčasnosti vedie kolektív oddelenia metalogenetických koncepcií a modelov v rámci odboru nerastných surovín a je zodpovedným riešiteľom VT projektu *Metalogenetické hodnotenie územia SR.* Ako uznávaný odborník je členom redakčnej rady a aprobačnej komisie ŠGÚDŠ, členom Slovenskej geologickej rady pri MŽP SR a členom redakčnej rady časopisu Geologica Carpathica.

Aktívne sa angažoval v medzinárodnej spolupráci na bilaterálnej aj multilaterálnej úrovni. Pracuje v magmatickej komisii KBGA, v rokoch 1993 – 1997 bol spoluvedúcim projektu IGCP 356 *Plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region* a podieľal sa aj na riešení projektov EUROPROBE a GEODE. O dosiahnutých výsledkoch práce v oblasti geológie neogénnych vulkanitov, vulkanológie, petrológie a ložiskovej geológie prednášal na početných domácich aj zahraničných vedeckých konferenciách a na základe pozvania aj na niekoľkých zahraničných univerzitách. Vulkanológiu prednáša pravidelne aj na pôde Univerzity Komenského v Bratislave a v odbore vulkanológie a petrológie vychoval aj viacerých diplomantov, ašpirantov a doktorandov.

Jaroslav Lexa je autorom alebo spoluautorom viac ako 160 odborných publikácií (vrátane abstraktov), 15 publikovaných geologických máp, 35 listov základnej geologickej mapy 1 : 25 000 a 80 výskumných správ. Jeho najvýznamnejším dielom a celoživotnou srdcovou záležitosťou bola analýza geologickej stavby a vývoja neovulkanitov Slovenska, zvlášť Kremnických a Štiavnických vrchov, spojená s poctivým a dôkladným geologickým mapovaním v teréne. Spolu s Dr. Konečným rozvinuli k dokonalosti metodiku litofaciálnej analýzy vulkanitov a ich paleovulkanickej rekonštrukcie, ako aj aplikáciu princípov litostratigrafie pri geologickom mapovaní. Uplatnenie tejto metodiky umožnilo zostavenie dnes unikátnej Geologickej mapy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1984) sprevádzanej monografickou prácou o litostratigrafii (Konečný, Lexa a Planderová, 1983). Následne boli tieto princípy použité už bez väčších zmien pri geolo-

gickom mapovaní a vydaní regionálnych geologických máp neovulkanitov Slovenska v mierke 1 : 50 000. Na ich značnej časti sa Jaroslav Lexa podieľal. Jeho dielom sú však najmä Geologická mapa Kremnických vrchov (Lexa, Halouzka a Havrila, 1998) a spoločne s V. Konečným Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Konečný et al., 1998) s príslušnými vysvetlivkami.

V prístupe k mapovaniu vulkanitov dosiahla „slovenská škola" vedená Konečným a Lexom európske prvenstvo. Odráža sa to aj v obsahovo ojedinelom spracovaní vulkanitov na Geologickej mape Slovenska 1 : 500 000 (Biely et al., 1996) a Geologickej mape Západných Karpát a priľahlých území 1 : 500 000 (Lexa et al., 2000). Výsledky geologického mapovania zúročil Lexa aj pri celkovej syntéze geologickej stavby a vývoja stredoslovenských neovulkanitov (Konečný a Lexa, 1984, 1995).

V záujme riešenia geologickej stavby a vývoja stredoslovenských neovulkanitov Lexa úzko spolupracoval aj s geofyzikmi pri interpretácii geofyzikálnych údajov, a to najmä pri interpretácii subvulkanických intruzívnych komplexov (Panáček, Pospíšil a Lexa, 1980; Fiľo et al., 1981), morfoštruktúry podložia stredoslovenských neovulkanitov (Konečný, Lexa a Šefara, 1978) či hlbinnej stavby Západných Karpát (Tomek et al., 1989). S rovnakým cieľom vyprojektoval a vyhodnotil hlboké štruktúrne vrty LX-5 a LX-15 v okolí Kremnice (Lexa et al., 1979, 1983) a celý rad plytších vrtov LX-1 až LX-32 vyhodnotených v mapovacích správach.

S geologickým mapovaním Lexu úzko súviseli výskumy v oblasti vulkanológie a paleovulkanickej rekonštrukcie. Postupne sa zaoberal vulkanologickými aspektmi ryolitového vulkanizmu v okolí Žiaru nad Hronom (Lexa, 1971; Bezák a Lexa, 1983), paleovulkanickou rekonštrukciou vulkánov v severnej časti Kremnických vrchov (Lexa, 1971; Swanson et al., 1974; Lexa, 1978), paleovulkanickou rekonštrukciou stredoslovenských neovulkanitov (Konečný a Lexa, 1979, 1995, 1998, 1999) a Vihorlatu (Kaličiak, Konečný a Lexa, 1984), niektorými aspektmi subakválneho vulkanizmu (Konečný a Lexa, 1994; Konečný, Lexa a Baráth, 1997) a vulkanologickými aspektmi alkalických bazaltov južného Slovenska s dôrazom na vývoj diatrém a maarov (Konečný a Lexa, 1994, 1997, 2000).

Práca vo vulkanitoch a postgraduálne štúdium na Oregonskej univerzite vzbudili u Jaroslava Lexu intenzívny záujem aj o petrologické problémy neovulkanitov Slovenska. Spočiatku išlo o riešenie čiastkových problémov petrológie hodrušského granodioritu (Lexa, 1969) a ryolitov v okolí Žiaru nad Hronom (Lexa, 1969), neskôr, využívajúc najmä petrografické a geochemické prístupy, pristúpil k štúdovaniu petrológie neovulkanických hornín vcelku (Lexa, 1978; Lexa et al., 1985, 1995). S riešením petrologických otázok úzko súvisí problém geotektonického postavenia neovulkanitov, respektíve príspevok analýzy vulkanizmu k riešeniu terciérneho geodynamického vývoja Karpát, kde Lexa podstatnou mierou prispel k súčasnému stavu názorov. Lexa bol jedným z prvých, ktorí aplikovali na najmladší vývoj Karpát princípy platňovej tektoniky (Lexa a Konečný, 1974, 1979). Na druhej strane treba konštatovať, že od začiatku popri úlohe subdukčných procesov zdôrazňoval aj zásadnú rolu zaoblúkovej extenzie a s ňou súvisiaci diapirický výstup plášťových hmôt (Vass et al., 1988; Kaličiak, Konečný a Lexa, 1989; Nemčok a Lexa, 1990; Lordkipanidze et al., 1989; Lexa et al., 1993, 1994, 1995; Pécskay et al., 1995; Nemčok et al., 1998). Aktuálna syntéza vulkanizmu a geotektonického vývoja je prezentovaná v rámci geodynamického modelu Západných Karpát [Lexa a Konečný in Rakús (ed.), 1998].

Pri intenzívnej práci v oblasti neovulkanitov s významnými ložiskami rúd bolo len otázkou času, kedy sa Dr. Lexa začne venovať aj problematike metalogenézy – treba však spomenúť, že to bol Ing. Štohl, ktorý ho do spolupráce v tejto oblasti cieľavedome vtiahol. Prvé práce tohto zamerania sa týkali využitia podrobných geologických, vulkanologických a petrologických poznatkov pri hodnotení prognóznych zdrojov rudných surovín neovulkanitov, najmä Cu-porfýrových rúd (Štohl a Lexa, 1987, 1988; Bacsó et al., 1987; Lexa et al., 1989; Štohl et al., 1989; Brlay, Lexa a Marsina, 1989). V tom istom čase kolektív oddelenia ložísk GÚDŠ pod vedením Ing. Štohla v spolupráci s Lexom a Konečným začal viacročný detailný metalogenetický výskum centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Prepojenie geologického mapovania v mierke 1 : 10 000, geofyzikálneho prieskumu a litogeochémie s celkovou ložiskovou analýzou a špeciálnym laboratórnym výskumom vyústilo do unikátnej syntézy geologického vývoja a metalogenézy ocenenej aj na medzinárodnom poli (Štohl a Lexa, 1993; Onačila et al., 1995; Marsina a Lexa, 1998; Lexa, Štohl a Konečný, 1999; Lexa, 1999). Táto syntéza sa následne využila na spracovanie ložiskových modelov a celkové ohodnotenie prognóznych zdrojov štiavnicko-hodrušského rudného obvodu (Lexa et al., 1997). V posledných rokoch Lexa spolupracuje s P. Koděrom pri analýze mineralizácií vo väzbe na hodrušský granodiorit (Koděra et al., 1998, 1999, 2000). Na základe poznatkov z oblasti stredoslovenských neovulkanitov sa zaoberá rôznymi aspektmi vzťahu epitermálnych a porfýrových mineralizácií (Lexa, 1997, 1999; Lexa a P. Konečný, 2000). Významným počinom Lexu je sprístupnenie najnovších výsledkov o metalogenéze stredoslovenských neovulkanitov formou sprievodcu vydaného Society of Economic Geologists [Molnár, Lexa a Hedenquist (eds.), 1999]. Svoje skúsenosti z oblasti ložiskovej geológie a geochémie zúročil aj spoluprácou na Geochemickom atlase Slovenska (Bodiš, Rapant et al., 1999; Marsina et al., 1999), kde bol otcom myšlienky zostavenia zatiaľ vo svete ojedinelej litogeochemickej mapy. V súčasnosti ako vedúci projektu *Metalogenetické hodnotenie územia SR* s kolektívom riešiteľov úlohy pripravuje vydanie novej metalogenetickej a ložiskovej mapy Slovenska v mierke 1 : 500 000 s príslušnými vysvetľujúcimi textami, vytvorenie informačného systému o ložiskách a výskytoch rudných surovín Slovenska a celkové ohodnotenie rudného potenciálu Slovenska.

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Bibliografia geologických prác

Publikované práce

1. Lexa, J., 1967: Využitie šlichovej metódy pri vyhodnocovaní jadrových vrtov. In: Geol. Průzk., IX, č. 8, s. 276.
2. Lexa, J., 1969: Stupeň štruktúrnej usporiadanosti a zonálnosť plagioklasov štiavnického granodioritu a ich petrologická interpretácia. In: Geol. Práce, Spr., č. 49.
3. Lexa, J., 1969: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. In: Miner. slov., roč. 1, č. 3 – 4, s. 220 – 226.
4. Lexa, J., 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. In: Geol. Práce, Spr., č. 56, s. 67 – 80.
5. Lexa, J., 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. In: Geol. Práce, Spr., č. 55, s. 139 – 146.
6. Konečný, V. a Lexa, J., 1973: Časť Stredoslovenské neovulkanity, Sprievodca exkurzie C. In: X. kongres KBGA, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 40 – 67.
7. Lexa, J., 1974: Nová globálna tektonika – dôkazy a aplikácie. In: Miner. slov., roč. 6, č. 2, s. 159 – 172.
8. Kuthan, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1974: Vývoj, súčasný stav a perspektívy výskumu stredoslovenských neovulkanitov. In: Geol. Práce, Spr., č. 64, s. 135 – 150.
9. Lexa, J. a Konečný, V., 1974: The Carpathian volcanic arc: a discussion. In: Acta geol. Acad. Sci. hung., roč. 18, s. 279 – 293.
10. Swanson, F. J., Baitis, H. W., Lexa, J. a Dymond, J., 1974: Geology of Santiago, Rábida, and Pinzón islands, Galápagos. In: Geol. Soc. Amer. Bull., roč. 85, s. 1 803 – 1 810.
11. Lexa, J. a Konečný, V., 1979: Relationship of the Carpatian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. In: Babuška, V. a Plančár, J. (ed.): Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Bratislava, Veda.
12. Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Geochronologia vulkaničeskich i intruzivnych komplexov neogena srednej Slovakii. In: Zbornik statej: Opyt korelacii magmatičeskich i metamorfičeskich porod Čechoslovakii i nekotorych rajonov SSSR.
13. Panáček, A., Pospíšil, L. a Lexa, J., 1980: Geofyzikálna interpretácia intruzívneho komplexu v oblasti Kremnice. In: Miner. slov., roč. 12, s. 27 – 42.
14. Lexa, J., 1981: Vzťah Žiarskej kotliny k Handlovskému uhoľnému ložisku. In: IV. celoslovenská geol. konferencia, Bratislava, SGÚ – Dom techniky ČSVTS, zv. 4, s. 147 – 148.
15. Lexa, J., 1981: Nové pohľady na geologickú stavbu Kremnických vrchov. In: IV. celoslovenská geol. konferencia, Bratislava, SGÚ – Dom techniky ČSVTS, zv. 4, s. 149 – 151.
16. Konečný, V., Lexa, J., a Planderová, E., 1981: Nové pohľady na stratigrafiu stredoslovenských neovulkanitov. In: IV. celoslovenská geol. konferencia, Bratislava, SGÚ – Dom techniky ČSVTS, zv. 4, s. 152 – 153.
17. Konečný, V. a Lexa, J., 1981: Paleovulkanická rekonštrukcia stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. In: IV. celoslovenská geol. konferencia, Bratislava, SGÚ – Dom techniky ČSVTS, zv. 4, s. 178 – 184.
18. Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol., č. 9, s. 1 – 203.
19. Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
20. Bezák, V. a Lexa, J., 1983: Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v okolí Žiaru nad Hronom. In: Geol. Práce, Spr., č. 79, s. 83 – 112.
21. Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Structure and evolution of the Neogene volcanism in Central Slovakia. In: Magmatism of the molasse-forming epoch and its relation to endogenous mineralization. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 125 – 130.
22. Hovorka, D. et al., 1985: Vývoj poznatkov a hlavné výsledky geologického výskumu Z. Karpát. In: Miner. slov., roč. 17, s. 205 – 236.
23. Elečko, M., Gaál, Ľ., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
24. Brlay, A., Lexa, J. a Marsina, K., 1986: Prognózny význam „tatiarskeho intruzívneho komplexu" a ryolitového vulkanizmu medzi Rudnom nad Hronom a Gondovom. In: Region. geol. Západ. Karpát – Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 295 – 297.
25. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1986: Paleovulkanická rekonštrukcia stratovulkánov Vihorlatu a Popriečneho. In: Region. geol. Západ. Karpát – Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 123 – 126.
26. Vass, J., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, Ľ., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 177 s.
27. Orlický, O. a Lexa, J., 1987: Štúdium magnetických a paleomagnetických vlastností premenených hornín vrtu LX-15 z oblasti Kremnických vrchov. In: Miner. slov., roč. 19, s. 339 – 351.
28. Štohl, J. a Lexa, J., 1987: Prognózy Cu-porfýrových rúd neovulkanitov Slovenska z hľadiska najnovších poznatkov o genéze tohoto typu zrudnenia. In: Zborník z konferencie Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín, Košice, s. 155 – 174.
29. Bacsó, Z., Burian, J., Divinec, L., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Štohl, J., 1987: Neovulkanity Slovenska – tektonické, látkové a vulkanologické aspekty prognózovania rudných surovín. In: Zborník z konferencie Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín, Košice, s. 71 – 96.
30. Baňacký, V. et al., 1988: Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
31. Štohl, J. a Lexa, J., 1988: Perspektívy Cu-porfýrových rúd v neovulkanitoch Slovenska. In: Geol. Průzk., roč. 30, s. 356 – 359.
32. Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1988: Molasse basin and volacnic activity in West Carpathian neogene – its evolution and geodynamic character. In: Geol. carpath., roč. 39, č. 5, s. 539 – 561.
33. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1989: Štruktúrny vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. In: Geol. Práce, Spr., č. 88, s. 79 – 103.
34. Štohl, J., Lexa, J. a Burian, J., 1989: Metalogenéza spojená s intruzívnym komplexom centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. In: Zborník referátov Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 11 – 12.
35. Lexa, J. a Konečný, P., 1989: Niektoré poznatky z Cu-porfýrového ložiska Zlatno. In: Zborník referátov Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 13.
36. Lexa, J., Smolka, J., Daubner, J., Konečný, V., Brlay, A., Marsina, K. a Rojkovičová, Ľ., 1989: Ďalšie možnosti medeno-porfýrovej mineralizácie v oblasti štiavnickej hráste. In: Zborník referátov Metalogenéza malých intrúzií neo-

vulkanitov Slovenska, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 14 – 15.

37. Štohl, J., Hojstričová, V., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ. a Žáková, E., 1989: Nové poznatky o PIŽ mineralizácii v oblasti Rozália bane. In: Zborník referátov Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 16 – 18.
38. Smolka, J., Lexa, J., Brlay, A. a Mihaliková, A., 1989: Metalogenéza a štruktúrno-geologická pozícia polymetalickej mineralizácie Pukanec. In: Zborník referátov Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 21 – 22.
39. Lordkipanidze, M. B., Gugusvili, V. I., Lexa, J. a Štohl, J., 1989: Geodinamičeskaja obstanovka projavlenia kajnozojskovo vulkanizma i rudogeneza Kavkaza i Karpat. In. Zborník: Sravniteľnaja geologia Kavkaza i Zapadnych Karpat. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 91 – 110.
40. Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, I., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A., 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. In: Miner. slov., roč. 21, č. 1, s. 3 – 26.
41. Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlitba, I., Jánová, V., Bodnár, J., Husák, Ľ., Fiľo, M., Májovský, J. a Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 161 s.
42. Štohl, J., Lexa, J. a Žáková, E., 1989: Nový pohľad na prognózne možnosti polymetalickej impregnačno-žilníkovej mineralizácie (PIŽ) v oblasti bane Rozália pri Banskej Hodruši. In: Region. geol. Západ. Karpát – Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 211 – 216.
43. Brlay, A., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ. a Štohl, J., 1989: Netypická bizmutová mineralizácia na Au-Ag žilách v Banskej Belej. In: Region. geol. Západ. Karpát – Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 233 – 238.
44. Kaličiak, M., Lexa, J. a Határ, J., 1989: Prejavy hydrotermálnej mineralizácie pri Zemplíne. In: Region. geol. Západ. Karpát – Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 217 – 226.
45. Nemčok, M. a Lexa, J., 1990: Evolution of the Basin and range structure around the Žiar mountain range. In: Geol. carpath., roč. 41, č. 3, s. 229 – 258.
46. Štohl, J. a Lexa, J., 1990: Metalogenéza spojená s intruzívnym komplexom centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. In: Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 81 – 92.
47. Marsina, K., Lexa, J., Štohl, J., Mihaliková, A., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Ivan, P., Káčer, Š. a Fiľo, M., 1991: Nový skarnovo-medeno-porfýrový ložiskový objekt v Štiavnických vrchoch. In: Geol. Průzk., č. 2, s. 42 – 47.
48. Vass, D., Elečko, M., Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
49. Vass, D. et al., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
50. Gašparik, J. et al., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
51. Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 57 – 69.
52. Štohl, J., Lexa, J. a Kaličiak, M., 1993: Genetic models of various precious and base metal deposits in West Carpathians. Abstracts, Field conference on the plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region and IUGS/UNESCO deposit modelling workshop, Budapest.
53. Štohl, J. a Lexa, J., 1993: Banská Štiavnica – Hodruša ore district. In: Field trip guide, Field conference on the plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region and IUGS/UNESCO deposit modelling workshop, Budapest.
54. Lexa, J. a Štohl, J., 1993: Pukanec – Brehy precious and base metal ore district. In: Field trip guide, Field conference on the plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region and IUGS/UNESCO deposit modelling workshop, Budapest.
55. Kraus, I., Šamajová, E., Šucha, V., Lexa, J. a Hroncová, Z., 1994: Diagenetic and hydrothermal alterations of volcanic rocks into clay minerals and zeolites (Kremnické vrchy Mts., the Western Carpathians). In: Geol. carpath., roč. 45, s. 151 – 158.
56. Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. a Bacsó, Z., 1994: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. In: Miner. slov., roč. 26, s. 75 – 117.
57. Lexa, J., Štohl, J. a Kaličiak, M., 1994: Relationship among epithermal and intrusion-related mineralizations: evidence from the Neogene volcanics of West Carpathians. Abstracts, International Volcanological Congress, Ankara.
58. Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1994: Relationship of the Neogene volcanism in the Carpatho-Pannonian area to geodynamic fenomena. Abstracts, International Volcanological Congress, Ankara.
59. Konečný, V. a Lexa, J., 1994: Maars and diatremes of alkali basalt volcanism in southern Slovakia: a model of their evolution. Abstracts, International Volcanological Congress, Ankara.
60. Konečný, V. a Lexa, J., 1994: Processes and products of shallow submarine andesite volcanic activity. Abstracts, International Volcanological Congress, Ankara.
61. Rojkovičová, Ľ., Onačila, D., Lexa, J. a Štohl, J., 1994: Position of precious metal mineralization in metallogeny of the Banská Štiavnica – Hodruša ore district. Abstracts, 16th general meeting of IMA, Pisa.
62. Lexa, J., 1995: Geodynamic aspects of the Neogene volcanism in the Carpatho-Pannonian region. Abstracts, X. RCMNS congress, Bukuresti.
63. Lexa, J., Konečný, V., Kováč, M. a Nemčok, M., 1995: Relationship among convergence, back-arc extension and volcanism in the Western Carpathians during Neogene. Abstracts, Europrobe/Pancardi workshop, Stará Lesná.
64. Gašparik, J. (ed.), Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejičková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
65. Gašparik, J. et al., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
66. Onačila, D., Lexa, J., Konečný, V., Štohl, J., Marsina, K., Káčer, Š., Koděra, P., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E., Hojstričová, V., Háber, M., Jeleň, S. a Maťo, Ľ., 1995: Local genetic models: Banská Štiavnica ore district. Abstracts, IGCP 356 Plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region, 3rd annual meeting, Athens.

67. Konečný, V. a Lexa, J., 1995: Structure of the neogene stratovolcanoes in central Slovakia. Proceedings, XVth CBGA congress, Athens. In: Geol. Soc. Greece Spec. Publ., č. 4, s. 539 – 544.
68. Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Lexa, J. a Vass, D., 1995: Evolution of the Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in central and southern Slovakia (West Carpathians). Proceedings, XVth CBGA congress, Athens. In: Geol. Soc. Greece Spec. Publ., č. 4, s. 533 – 538.
69. Pecskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovacs, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E. a Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. Abstracts, X. RCMNS congress, Bucuresti.
70. Pecskay, Z., Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1995: Geochronology of the Neogene volcanism in the Vihorlat mountain range (Eastern Slovakia). Abstracts, X. RCMNS congress, Bucuresti.
71. Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol., č. 18, s. 7 – 98.
72. Pecskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovacs, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E. a Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. In: Downes, H. a Vaselli, O. (eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian region. Acta Volcanologica,. 7, s. 15 – 28.
73. Konečný, V., Lexa, J. a Hojstričová, V., 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. In: Downes, H. a Vaselli, O. (eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian region. Acta Volcanologica, 7, s. 63 – 78.
74. Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K. a Konečný, P., 1995: Alkali basalt volcanism in southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. In: Downes, H. a Vaselli, O. (eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian region. Acta Volcanologica, 7, s. 167 – 172.
75. Konečný, P., Konečný, V., Lexa, J. a Huraiová, M., 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. In: Downes, H. a Vaselli, O. (eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian region. Acta Volcanologica, 7, s. 241 – 248.
76. Lexa, J., Konečný, V., Kováč, M. a Nemčok, M., 1995: Relationship among convergence, back-arc extension and volcanism in the Western Carpathians during Neogene. Abstracts, Europrobe workshops – Pancardi, Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 65 – 66.
77. Biely, A. et al., 1996: Geologická mapa Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
78. Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 76 s.
79. Žáková, E., Hojstričová, V. a Lexa, J., 1996: Evolution of hydrothermal processes in the Banská Štiavnica – Hodruša ore district with emphasis on its spatial, temporal, and genetic aspects. In: Abstracts, XIVth conference on clay mineralogy and petrology, Banská Štiavnica, Slovakia.
80. Hojstričová, V., Žáková, E. a Lexa, J., 1996: Genesis and products of zeolitisation in the NW part of the Štiavnica stratovolcano. In: Abstracts, XIVth conference on clay mineralogy and petrology, Banská Štiavnica, Slovakia.
81. Liščák, P., Lexa, J. a Stolár, M., 1997: Important geologic sites in the Central Slovakia Neogene Volcanic Field. In: Abstracts, Workshop Draft candidate list of geosites representative of Central Europe, Progeo, Krakow.
82. Konečný, V. a Lexa, J., 1997: Evolution of eruptive processes in alkali basalt diatremes and maars in southern Slovakia. In: Abstracts of the Int. Conf. Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, s. 22.
83. Konečný, V., Lexa, J. a Baráth, I., 1997: Lahar emplacement and reworking in a shallow marine environment: the case of the Neogene Štiavnica stratovolcano, Slovakia. In: Abstracts of the Int. Conf. Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, s. 23.
84. Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ. a Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
85. Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
86. Vrana, K., Rapant, S., Bodiš, D., Marsina, K., Maňkovská, B., Čurlík, J., Ševčík, P., Daniel, J., Lučivjanský, L., Lexa, J. a Pramuka, S., 1997: Geochemical atlas of the Slovak Republic at a scale of 1 : 1 000 000. In: J. geochem. Explor., 60, s. 7 – 37.
87. Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997: Geological map of the Vtáčnik Mts. and Hornonitrianska kotlina depression. Bratislava, GS SR.
88. Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 281 s.
89. Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997: Geologická mapa Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
90. Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 281 s.
91. Kováč, M., Bielik, M., Lexa, J., Pereszlényi, M., Šefara, J., Túnyi, I., Vass, D., 1997: The Western Carpathian intramountain basins. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov., Monagraph., s. 43 – 64.
92. Koděra, P., Rankin, A. H. a Lexa, J., 1997: Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: An example from the Vyhne – Klokoč deposit (Western Carpathians, Slovakia). In: Proceedings of the XIV. ECROFI Conference, Boiron, M. C. & Pironon, J. (ed.), CNRS-CREGU, s. 159 – 160.
93. Grecula, P., Lexa, J. a Tözsér, J., 1997: Mineral Resources of Slovakia. In: Miner. slov., 53 s.
94. Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V. a Köhlerová, M., 1998: Petrologic model of the Štiavnica stratovolcano, Central Slovakia Neogene Volcanic Field. In: Abstract, XVIth congress CBGA, Vienna, s. 340.

95. Balogh, K., Konečný, V. a Lexa, J., 1998: K/Ar dating of the Youngest Calc-alkali rocks in the Central Slovakia Neogene Volcanic Field. In: Abstract, XVIth congress CBGA, Vienna, s. 59.
96. Koděra, P., Rankin, A. H. a Lexa, J., 1998: Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: an example from the Vyhne – Klokoč deposit, Western Carpathians, Slovakia. In: Mineral. and Petrol., 64, s. 119 – 147.
97. Marsina, K. a Lexa, J., 1998: Skarn related porphyry copper deposit model from the central zone of the Banská Štiavnica stratovolcano (Western Carpathians, Slovakia). In: Rom. J. Mineral Deposits, 78, s. 21 – 26.
98. Nemčok, M., Pospíšil, L., Lexa, J. a Donelick, R. A., 1998: Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. In: Tectonophysics, 295, s. 307 – 340.
99. Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
100. Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. a Kubeš, P., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny, východná časť. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 187 s.
101. Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). Bratislava, GS SR.
102. Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Fiľo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). Bratislava, GS SR.
103. Lexa, J., Halouzka, R. a Havrila, M., 1998: Geological map of the Kremnické vrchy Mts. Bratislava, GS SR.
104. Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov. Bratislava, GS SR.
105. Vozár, J., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D. a Vozárová, A., 1998: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 1 000 000. Bratislava, GS SR.
106. Lexa, J. a Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 219 – 240.
107. Konečný, V., Lexa, J. a Balogh, K., 1999: Neogene – Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathians). In: Geolines (Praha), 9, s. 67 – 75.
108. Lexa, J., Štohl, J. a Konečný, V., 1999: Banská Štiavnica ore district: relationship among metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. In: Mineralia Deposita, 34, s. 639 – 665.
109. Lexa, J. a Tréger, M., 1999: Au potenciál štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. In: Miner. slov., roč. 31, s. 314.
110. Konečný, V. a Lexa, J., 1999: Paleovolcanic reconstruction of neogene volcanoes in the Central Slovakia Volcanic Field. In: Geol. carpath., 50, spec. iss. Carpathian Geology 2000, s. 109 – 112.
111. Konečný, V., Lexa, J. a Balogh, K., 1999: Neogene – Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: review of volcanic forms and evolution. In: Geol. carpath., 50, spec. iss. Carpathian Geology 2000, s. 112 – 115.
112. Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. In: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, 273 s.
113. Lexa, J., 1999: Outline of the Alpine Geology and Metallogeny of the Carpatho-Pannonian Region. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 65 – 108.
114. Lexa, J., 1999: Metallogeny of the Central Slovakia Volcanic Field. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. In: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 197 – 202.
115. Lexa, J., 1999: Post-Caldera Epithermal Veins of the Štiavnica Stratovolcano. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. In: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 249 – 257.
116. Štohl, J., Žáková, E. a Lexa, J., 1999: High Sulfidation Epithermal Gold Deposit at Klokoč-Podpolom. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 203 – 212.
117. Lexa, J., Koděra, P., Prcúch, J., Šály, J. a Veselý, M., 1999: Multiple stages of Mineralization at the Rozália Mine, Hodruša. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 229 – 248.
118. Lexa, J., Štohl, J. a Žáková, E., 1999: The Šobov High-Sulfidation System. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 259 – 264.
119. Lexa, J. a Bartalský, B., 1999: Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit at Kremnica. In: Molnár, F., Lexa, J. a Hedenquist, J. W. (eds.), 1999: Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, s. 265 – 273.
120. Koděra, P., Rankin, A. H., Lexa, J. a Fallick, A. E., 1999: Charakteristika fluíd spätých so skarnizačnými procesmi na ložisku Vyhne – Klokoč (abstrakt prednášky). In: Miner. slov., Geovestník, roč. 31, č. 5 – 6, s. 11.
121. Bodiš, D., Rapant, S., Khun, M., Klukanová, A., Lexa, J., Mackových, D., Marsina, K., Pramuka, S. a Vozár, J., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť VI. Riečne sedimenty. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 145 s.
122. Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. a Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť III. Horniny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 135 s.
123. Lexa, J. a Marsina, K., 1999: Mapa litogeochemických typov Slovenska 1 : 1 000 000. In: Marsina, K. (ed.): Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť III. Horniny. Bratislava, GS SR.
124. Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radócz, Gy., Ryłko, W., Schnabel, G. W., Stráník, Z., Vass, D., Vozár, J. a Zelenka, T., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
125. Jacko, S., Janočko, J. a Lexa, J. (eds.), 2000: Geology and Prospecting in the Carpathians. In: Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 155 – 333.
126. Konečný, V. a Lexa, J., 2000: Paleovolcanic reconstruction of Neogene volcanoes in the Central Slovakia Volcanic Field. In: Geol. carpath., roč. 50, s. 109 – 111.

127. Konečný, V., Lexa, J. a Balogh, K., 2000: Neogene – Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: review of volcanic forms and evolution. In: Geol. carpath., roč. 50, s. 112 – 114.
128. Bezák, V., Jacko, S., Janočko, J., Kováč, M., Lexa, J. a Plašienka, D., 2000: Geodynamic evolution of the Western Carpathians: an overwiev. In: Jacko, S., Janočko, J. a Lexa, J. (eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 157 – 164.
129. Lexa, J. a Kaličiak, M., 2000: Geotectonic aspects of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. In: Jacko, S., Janočko, J. a Lexa, J. (eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 205 – 210.
130. Konečný, V. a Lexa, J., 2000: Structure and evolution of the Neogene Štiavnica stratovolcano (Central Slovakia). In: Jacko, S., Janočko, J. a Lexa, J. (eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 217 – 220.
131. Lexa, J., 2000: Metallogeny of the Central Slovakia Volcanic Field. In: Jacko, S., Janočko, J. a Lexa, J. (eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 251 – 256.
132. Štohl, J., Lexa, J., Földessy, J., Konečný, P., Konečný, V., Kollárová, V., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ. a Žáková, E., 2000: High-sulfidation epithermal gold mineralization at Podpolom, Javorie Mts., Slovakia. In: Jacko, S., Janočko, J. a Lexa, J. (eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 257 – 262.
133. Lexa, J., 2000: Tertiary geodynamic evolution and lithospheric structure of the Carpathians and distribution of Neogene mineralization. In: Abstracts: Geodynamics and ore deposits evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride province – ABCD-GEODE 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria. Sofia, s. 43.
134. Lexa, J. a Konečný, P., 2000: Relationship of mineralization to magmatic processes at the Štiavnica stratovolcano, Central Slovakia. In: Abstracts: Geodynamics and ore deposits evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride province – ABCD-GEODE 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria. Sofia, s. 44.
135. Bačo, P., Kaličiak, M., Lexa, J. a Repčiak, M., 2000: Epithermal mineralization hosted by volcanic rocks of the eastern Slovakia (abstrakt). In: Geodynamics and ore deposits evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride province – ABCD-GEODE 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria, p. 44.
136. Konečný, V. a Lexa, J., 2000: Pliocene to Pleistocene alkali basalt diatremes and maars of Southern Slovakia: a common model of their evolution. In: Proceedings of the International maar conference, Daun. Terra Nostra, č. 6, s. 220 – 232.
137. Lexa, J., 2001: Magmatic evolution as a key to understanding the variability of epithermal systems. In: Geodynamics and Ore Deposit Evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride Province. Abstract volume. Romanian J. of Mineral Deposits, 79, 2, s. 64 – 65.
138. Lexa, J., 2001: Metalogenéza Štiavnického stratovulkánu. In: Miner. slov., roč. 33, s. 203 – 214.
139. Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. In: Miner. slov., roč. 33, s. 179 – 196.
140. Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan, L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. In: Miner. slov., roč. 33, s. 159 – 178.
141. Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2001: Sprievodca exkurzie zjazdu SGS 2001. In: Miner. slov., roč. 33, s. 253 – 278.
142. Lexa, J. a Konečný, P., 2001: Vzťah metalogenézy k magmatickým procesom štiavnického stratovulkánu (abstrakt). In: Miner. slov., roč. 33, s. 279.
143. Konečný, V., Lexa, J. a Baráth, I., 2001: Lahary na južnom svahu štiavnického stratovulkánu v sublitorálnej zóne bádenského mora. In: Miner. slov., roč. 33, s. 280.
144. Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Vass, D. a Lexa, J., 2000: Time evolution of Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in the Western Carpathians (Slovakia) (abstrakt). In: PANCARDI 2001 abstracts. Geodetic and Geophysical Inst. of the Hungarian Academy of Sciences.
145. Konečný, P., Lexa, J. a Konečný, V., 2000: Magma chamber under Štiavnica stratovolcano (abstrakt). In: PANCARDI 2001 abstracts. Geodetic and Geophysical Inst. of the Hungarian Academy of Sciences.
146. Lexa, J., Konečný, V. a Konečný, P., 2000: Evolution of the Štiavnica stratovolcano, Central Slovakia Neogene Volcanic Field (abstrakt). In: PANCARDI 2001 abstracts. Geodetic and Geophysical Inst. of the Hungarian Academy of Sciences.
147. Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Evolution of the horst-graben structure in the Central Slopvakia Volcanic Field. In: Geolines, 13, s. 78 – 80.
148. Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J. a Šefara, J., 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. In: EGS Special Publication Series, 1, s. 165 – 194.
149. Hurai, V., Chovan, M., Kráľ, J., Lexa, J. a Prochazka, W., 2002: Origin of sulphide-bearing hydrothermal deposits hosted by Variscan basement of the Western Carpathians in light of new fluid inclusion, stable isotope and geochronological data. In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss., s. 96 – 97.
150. Konečný, P., Lexa, J. a Konečný, V., 2002: Evolution of the Banská Štiavnica stratovolcano and corresponding magma chamber (Central Slovakia). In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss., s. 173 – 175.
151. Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Vass, D. a Lexa, J., 2002: Timing of the Neogene – Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathians). In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss. on CD.
152. Koděra, P., Lexa, J., Rankin, A. H. a Fallick, A. E., 2002: Genesis of Epithermal Au-mineralization at Rozália mine, Banská Hodruša, Slovakia. In: Michalík, J., Šimon, L. and Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss., s. 94 – 96.
153. Konečný, V. a Lexa, J., 2002: Evolution of the Central Slovakia Neogene Volcanic Field related to the horst/graben structure. In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss. on CD.
154. Kováč, M., Lexa, J., Konečný, V. a Šefara, J., 2002: Geodynamic evolution of the Carpatho-Pannonian region during the Neogene. In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss., s. 1 – 2.
155. Šimon, L., Lexa, J. a Konečný, V., 2002: Pannonian basalt volcano Šibeničný vrch, Central Slovakia. In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss. on CD.
156. Pecskay, Z., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Žec, B., 2002: Geochronology of the Neogene Volcanism in the Vihorlatské vrchy mountain range, Eastern Slovakia. In:

Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath., Spec. iss., s. 203 – 205.
157. Koděra, P., Rankin, A. H., Fallick, A. E. a Lexa, J., 2002: Fluid evolution associated with intrusion related (?) epithermal Au mineralization, Banská Hodruša, Slovakia. In: Abstracts of the 18th General Meeting of the International Mineralogical Association, Edinburgh, s. 212.
158. Lexa, J., Tréger, M., Bačo, P., Baláž, P., Maťo, Ľ. a Petro, M., 2002: Rudný potenciál Slovenska. In: Beránek, M. (ed.): Nerastné suroviny Slovenskej republiky, Slovenská banícka spoločnosť, s. 5 – 14.
159. Pécskay. Z., Konečný, V., Lexa, J. a Přichystal, A., 2002: K/Ar dating of Neogene volcanic rocks in surroundings of Uherský Brod, Moravia (abstract).
160. Šimon, L., Lexa, J. a Konečný, V., 2002: Pannonian basalt volcano Šibeničný vrch, Central Slovakia (abstract).
161. Konečný, V. a Lexa, J., 2003: Evolution of the phreatomagmatic/extrusive/intrusive complex of the Bulhary maar-diatreme volcano in Southern Slovakia. In: Geolines, 15, s. 47 – 51.
162. Lexa, J., 2003: Geotectonic aspects of orogenic volcanism (abstract). In: Geolines, 16, s. 70.
163. Koděra, P. a Lexa, J., 2003: Position of the Au deposit Hodruša in the geologic and metallogenetic evolution of the Štiavnica stratovolcano (Slovakia). In: Ellopoulos et al. (eds.): Mineral exploration and sustainable development. CD-ROM. Millpress, Rotterdam, s. 1189 – 1192.

Nepublikované práce a správy:

1. Lexa, J., 1968: Možnosti výskytu ryžovísk v alúviu Kremnického potoka. Diplomová práca.
2. Lexa, J., 1969: Geologická stavba severnej časti Kremnického pohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
3. Konečný, V., Lexa, J. a Mihaliková, A., 1974: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Banská Štiavnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
4. Lexa, J., 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria (vrátane geologickej mapy 1 : 25 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
5. Konečný, V. a Lexa, J., 1976: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Prenčov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
6. Konečný, V. a Lexa, J., 1976: Návrh legendy pre geologické mapovanie a popis neovulkanických komplexov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
7. Lexa, J., 1977: Štruktúrna schéma Kremnického pohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
8. Lexa, J., 1977: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Horná Štubňa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
9. Fusán, O., Biely, A., Lexa, J., Vozár, J., Franko, O. a Kullmanová, A., 1977: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu JL-1 Janova Lehota. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
10. Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah neogénneho vulkanizmu k morfoštruktúram podložia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
11. Lexa, J., 1978: Geologická stavba a petrológia mladých vulkánov v severnej časti Kremnických vrchov. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
12. Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
13. Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-vulkanologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
14. Lexa, J., 1979: Vyhodnotenie štrukrúrneho vrtu LX-5. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
15. Lexa, J. a Hojstričová, V., 1979: Vysvetlivky k listu geol. mapy 1 : 25 000 Kremnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
16. Lexa, J., 1980: Geologická mapa ochranného rajónu vodného diela Turček. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
17. Lexa, J. a Hojstričová, V., 1980: Litologická a petrografická charakteristika Turčeckej formácie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
18. Mihaliková, A., Konečný, V., Lexa, J., Štohl, J. a Dublan, L., 1980: Metodika štúdia intruzív ako potenciálneho nositeľa mineralizácie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
19. Dublan, L., Konečný, V. a Lexa, J., 1980: Geologická mapa ochranného rajónu kúpeľov Sliač (celkom 200 km^2). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
20. Brestenská, E., Priechodská, Z., Konečný, V. a Lexa, J., 1980: Vysvetlivky k listom geol. mapy 1 : 25 000 Tekovské Trsťany a Hontianske Tesáre. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
21. Pristaš, J., Vass, D., Konečný, V. a Lexa, J., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, listy Demandice, Plášťovce, Ipeľský Sokolec a Šahy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
22. Konečný, V. a Lexa, J., 1981: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Sebechleby. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
23. Maheľ, M., Konečný, V., Klinec, A., Lexa, J. a Vass, D., 1981: Vysvetlivky k makete tektonickej mapy KBGA 1 : 50 000 – časť Z. Karpaty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
24. Brlay, A., Lexa, J. a Mihaliková, A., 1982: Stanovenie prognóznych zásob rúd farebných a vzácnych kovov v zóne Pukanec-Rudno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
25. Lexa, J. et al., 1982: Vysvetlivky k listom geologickej mapy 1 : 25 000 36-132 (H. Štubňa) a 36-134 (Kremnica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
26. Gašparik, J. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 ochranného rajónu kúpeľov Turčianske Teplice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
27. Konečný, V., Lexa., J. a Mihaliková, A., 1983: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 36-323 (Zvolen). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
28. Konečný, V., Lexa., J. a Havrila, M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu kúpeľov Sklené Teplice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
29. Lexa, J., Havrila, M. a Halouzka, R., 1983: Vysvetlivky k listom geologickej mapy 1 : 25 000 36-143 (B. Bystrica) a 36-321 (Sliač). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
30. Lexa, J. et al., 1983: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu LX-15 Kremnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
31. Lexa, J. et al., 1984: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 36-312 (Stará Kremnička). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

32. Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečneho v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
33. Bláha, V., Bodnár, J. a Lexa, J., 1984: Geological-geophysical exploration of the Gebeit-West Copper prospect. Geofyzika Brno.
34. Brlay, A., Lexa, J. et al., 1985: Prognózne zhodnotenie južného ukončenia pukanských žíl v oblasti gondovskej draselnej anomálie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
35. Lexa, J. a Hojstričová, V., 1985: Geochemická charakteristika vulkanických formácií Kremnických vrchov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
36. Brlay, A. et al., 1985: Prognózne zhodnotenie južného pokračovania Pukaneckého rudného obvodu a oblasti Gondova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
37. Gbelský, J., Lexa., J., Vrana, K. a Rapant, S., 1985: Metodická smernica regionálneho geochemického výskumu v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
38. Ivanička, J. et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Pohronská Polhora-1 (36-241). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
39. Lexa, J. et al., 1986: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 36-314 (Žiar nad Hronom). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
40. Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š, Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J., Nemčok, J., 1986: Regionálne geologické členenie Z. Karpát a severných výbežkov pannónskej panvy na území ČSSR (neovulkanity). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
41. Pecho, J., Lexa, J. a Slavkay, M., 1986: Návrh smernice a maketa regionálnej mapy ložísk a prognóz nerastných surovín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
42. Biely, A. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 36-232 (Brezno-2). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
43. Štohl, J. et al., 1987: Metalogenetický výskum centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu – etapová správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
44. Vass, D. et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Lučenecká kotlina – Cerová vrchovina 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
45. Štohl, J. et al., 1988: Metalogenetický výskum centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu – etapová správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
46. Baňacký, V. et al., 1988: Vysvetlivky k mape ložísk a prognóznych zdrojov nerastných surovín Východoslovenskej nížiny 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
47. Lexa, J., Štohl, J., Brlay, A., Marsina, K., Mihaliková, A., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Panáček, A., Onačila, D., 1989: Vyhodnotenie vrtu B-2 a prognózne zhodnotenie okolia Banskej Belej. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
48. Lexa, J. et al., 1985: Vysvetlivky k regionálnej mape ložísk a prognóz nerastných surovín – Kremnické vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
49. Klinec, A. et al., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 36-243 (Pohronská Polhora). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
50. Štohl, J. et al., 1990: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu B-1 (Horná Roveň). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
51. Marsina, K. et al., 1990: Geologicko-metalogenetické vyhodnotenie vrtu ST-5 (Sklené Teplice). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
52. Štohl, J. et al., 1990: Prognózne zhodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
53. Lexa, J. et al., 1990: Záverečná správa za štátnu úlohu RVT Výskum tuhých nerastných surovín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
54. Šimon, L., Lexa, J., Halouzka, R., Macinská, M., Jánová, V., Vranovská, A., Stolár, M., Ďurkovičová, J., Vozár, J., Novosad, P., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 36-311 Janova Lehota. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 107 s.
55. Konečný, V. et al., 1993: Geologická mapa centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu v mierke 1 : 10 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
56. Štohl, J. et al., 1993: Prognózne zhodnotenie PIŽ mineralizácie a surovinový potenciál metasomatitov v oblasti Rozália bane. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
57. Káčer, Š. et al., 1993: Zhodnotenie Fe-skarnových mineralizácií v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
58. Marsina, K. et al., 1993: Geochemický model Cu-porfýrových zrudnení v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
59. Šimon, L., Elečko, M., Gross, P., Kohút, M., Miko, O., Pristaš, J., Lexa, J., Mello, J., Hók, J., Macinská, M., Köhler, E., Jánová, V., Raková, J., Snopková, P., Samuel, O., Stolár, M., Vozár, J., Kováč, P., Vass, D., Marcin, D., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
60. Marsina, K. et al., 1995: Porovnanie skarnovo-medeno-porfýrových objektov v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu a ich prognózne zhodnotenie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
61. Žáková, E. et al., 1995: Surovinový potenciál metasomatitov v oblasti Dekýša. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
62. Hojstričová, V. et al., 1995: Surovinový potenciál zeolitizovaných tufov a silicifikovaných zón v oblasti Sklené Teplice – Vyhne – Repište. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
63. Šimon, L. et al., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 36-313 (Hliník nad Hronom). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
64. Onačila, D., Lexa, J., Marsina, K., Rojkovičová, Ľ., Káčer, Š., Hojstričová, V., Žáková, E., Štohl, J., Konečný, V., Nemčok, M., Koděra, P., Konečný, P., Repčok, I., Hurai, V., Háber, M., Jeleň, S., Maťo, Ľ., Sasvári, T., Schmidt, R., Zvara, I. a Grant, T., 1995: Metalogenetický model a prognózne zhodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
65. Onačila, D. et al., 1995: Záverečná správa za projekt RVT Výskum tuhých nerastných surovín Slovenska na roky 1991 – 1995. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
66. Konečný, V., Lexa, J., Dublan, L. a Halouzka, R., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36-313 (Hliník n/Hr.), 36-331 (Žarnovica), 36-333 (Pukanec) a 35-444 (Hronský Beňadik). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

67. Lexa, J., Hojstričová, V., Rojkovičová, Ľ. a Žáková, E., 1996: Ložisko zlata Nová Baňa. In: Konečný, V. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36-313 (Hliník n/Hr.), 36-331 (Žarnovica), 36-333 (Pukanec) a 35-444 (Hronský Beňadik). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
68. Šimon, L., Elečko, M. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
69. Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V. a Köhlerová, M., 1997: Petrologický model štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
70. Lexa, J., Koděra, P., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E. a Tréger, M., 1997: Komplexné hodnotenie prognóznych zdrojov nerastných surovín v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
71. Konečný, V., Lexa, J., Dublan, L. a Halouzka, R. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 35-424 Veľké Pole (časť), 35-441 Skýcov (časť), 35-442 Nová Baňa, 35-443 Zlaté Moravce (časť), 45-222 Tlmače, 45-221 Tesárske Mlyňany (časť), 45-223 Veľký Ďur (časť), 45-224 Levice (časť), 46-111 Bátovce (časť), 46-113 Brhlovce (časť) a 46-131 Demandice (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
72. Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
73. Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Fiľo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
74. Bačo, P., Lexa, J., Hurai, V., Koděra, P. a Žáková, E., 1998: Byšta Au-Ag rudy, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
75. Lexa, J., 1999: Zhodnotenie prognóz rudných surovín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. In: Lexa, J. et al.: Súčasný stav doteraz vykázaných (evidovaných) prognóznych zdrojov rudných surovín Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
76. Lexa, J., 1999: Inventarizácia ložísk a výskytov rudných surovín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. In: Lexa, J. et al.: Súčasný stav doteraz vykázaných (evidovaných) prognóznych zdrojov rudných surovín Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
77. Kováč, P., Hók, J., Maglay, J., Filo, I., Lexa, J., Filová, I., Elečko, M., Boorová, D., Siráňová, Z., Buček, S. a Zlinská, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-143 Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
78. Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L., Elečko, M. a Nagy, A., 2001: Vývoj sedimentačných bazénov v oblasti stredoslovenských neovulkanitov vo vzťahu k neogénnemu vulkanizmu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
79. Konečný, V., Lexa, J. a Hók, J., 2001: Geologická stavba, litológia a vývoj Žiarskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
80. Konečný, V., Lexa, J. a Žáková, E., 2001: Hydrotermálny systém centrálnej zóny Poľany. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
81. Konečný, V., Lexa, J. a Žáková, E., 2001: Hydrotermálne centrum Biely vrch pri Detve. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
82. Lexa, J. a Smolka, J., 2001: Rudný obvod Rudno – Brehy – Pukanec. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
83. Lexa, J., Koděra, P. a Bačo, P., 2002: Ložiskové modely mineralizácií neovulkanitov Slovenska. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
84. Lexa, J. et al., 2002: Ložiskové modely rudných mineralizácií Slovenska. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
85. Lexa, J., Tréger, M., Bačo, P., Baláž, P., Maťo, Ľ. a Petro, M., 2002: Rudný potenciál a prognózne sdroje rudných surovín Slovenska. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
86. Koděra, P. a Lexa, J., 2002: Genéza Au-mineralizácie na Rozália bani v Hodruši. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
87. Lexa, J., 2002: Metalogenéza štiavnického stratovulkánu. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
88. Konečný, V., Konečný, P., Lexa, J. a Kollárová, V., 2001: Geologicko-petrologický model centrálnej zóny stratovulkánu Javorie. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
89. Lexa, J. et al., 2002: Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vyžiadané prednášky:

1. Lexa, J., 1988: Cyklus štyroch prednášok: Neogene volcanics of Slovakia and their metallogeny. Geology dept., University of Copenhagen, Dánsko.
2. Lexa, J., 1990: Genetic model of the B. Štiavnica ore district. Geology dept., Univ. of S. C., Columbia, USA.
3. Lexa, J., 1993: Plate tectonic aspects of the Neogene volcanic hosted ore deposits in the Carpathian arc. Medzinárodná konferencia projektu IGCP 356 Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region, Budapešť, Maďarsko.
4. Lexa, J., 1997: Royal Society Keynote Speaker: Low sulphidation epithermal deposits: relationship to volcanic centers, intrusions, and extension in the Central Slovakia Neogene Volcanic Field. Annual meeting of the Mineral Studies Group, Glasgow, UK.
5. Lexa, J., 1997: Geology of the Western Carpathians: A Tertiary Volcanic Arc in the Center of the European Continent. University of Illinois, Urbana-Champaign, USA.
6. Lexa, J. a Konečný, V., 1997: What tell us volcanics about Tertiary evolution of the Carpathian arc. ESSA WECA Int. conference, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava.
7. Lexa, J., 1999: Geotektonické aspekty neogénneho vulkanizmu Karpát. Ústav petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Karlovy university, Praha, ČR.
8. Lexa, J., 2000: Tertiary geodynamic evolution and lithospheric structure of the Carpathians and distribution of Neogene mineralization. Abstracts: Geodynamics and ore deposits evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride province – ABCD-GEODE 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria.
9. Lexa, J., 2002: Magmatic control of Tertiary volcanic hosted mineralizations in the Carpatho-Pannonian region. Erdwissenschaften in Österreich 2002, Salzburg.

Geologické práce, Správy 109, s. 23 – 32 , Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Príspevok k poznaniu terciérnych sedimentov a minerálnych vôd Lučenskej kotliny

DIONÝZ VASS[1,4], KATARÍNA HOLCOVÁ[2], IVAN BERACKO[3] a BORIS BELÁČEK[1]

[1] Lesnícka fakulta TU vo Zvolene, Masarykova 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika
[2] Ústav geologie a paleontologie, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 128 43 Praha 2, Albertov 6, Česká republika
[3] INGEO – IGHP, s. r. o., Bytčická 16, 010 01 Žilina, Slovenská republika
[4]Geol. ústav SAV, pobočka Banská Bystrica, Severná 5, 97 401 Banská Bystrica, Slovenská republika

Abstract. The hydrogeologic well LC-2 has been drilled at the NW margin of the Lučenská kotlina Depression, Southern Slovakia. The well rendered the data about the quality and quantity of the mineral water from the basal clastics of the Cenozoic basin fill and its broken Paleozoic basement The Cenozoic deposits penetrated by the well are as follows: The continental clastic deposits of Skálnik Member (pre-transgressive member) are covered by Hostišovce Member belonging to marine Číž Formation, Kiscellian (Oligocene) in age. The member contains a boghed coal seam. Overlaing deposits are those of the Lučenec Formation, Egerian (Oligo-Miocene) subdivided in the fluvial Panica Member and marine Szécsény Schlier. In the depressions of Southern Slovakia as well as Northern Hungary the Szécsény Schlier is lithologically very monotoneous, but in the well LC-2 at can be subdivided in two sedimentary cycles. The biostratigraphy based on Foraminifers and calcareous nannoplankton enables to correlate the lower cycle with late Oligocene and the upper one with early Miocene.

In the depth 196 – 220 m there is reservoir of the mineral water. The water is of artesian character having temperature of 16,5 °C, and safe yeald of 2,5 l . s^{-1}. The total mineralisation is of 3 123 – 3 247 mg . l^{-1}. According to the chemical composition the water is the Na–HCO_3 type with Cl, free CO_2 and H_2S (relic marine water).

Key words: Szécseny Schlier, Egerian, Oligocene/Miocene boundary, relict sea water, global sea level fluctuation cycles

Úvod

Na prelome rokov 2000/2001 pri obci Veľká Ves sa hĺbil hydrogeologický vrt LC-2 (obr. 1). Vrt popri nových poznatkoch o minerálnych vodách hruboklastických kolektorských hornín na báze terciéru Lučenskej kotliny prispel k lepšiemu poznaniu terciérnej výplne kotliny, resp. jej severozápadnej časti. Pod kvartérnymi sedimentmi prevŕtal poltárske súvrstvie pontského veku a pod ním lučenské súvrstvie oligocénno-miocénneho, t. j. egerského veku, ekvivalenty čížskeho súvrstvia a kontinentálne skálnické vrstvy oligocénneho, kišcelského veku. Vnikol aj do metamorfitov ochtinského súvrstvia gemerika paleozoického veku.

Metodika

Sedimenty, ktoré prevŕtal vrt LC-2, boli opísané podľa makroskopických litologických znakov. Z organických zvyškov lučenského a čížskeho súvrstvia sa študovali a zhodnotili z hľadiska biostratigrafie a paleoekológie spoločenstvá foraminifer a vápnitého nanoplanktónu.

Foraminifery sa spracúvali štandardným postupom z výplavov z frakcie nad 0,063 mm. Na kvantitatívne štúdium sa použilo 200 – 300 jedincov. Hojnosť foraminifer sa vyjadrila tzv. foraminiferovým číslom (= počet foraminifer na 1 g horniny). Toto číslo slúži ako dôležitý údaj pri posudzovaní cyklického vývoja foraminiferových spoločenstiev, ktorý býva zapríčinený kolísaním stavu morskej hladiny (Armentrout et al., 1990; Holcová, 1999). Vápnitý nanoplanktón sa analyzoval v optickom mikroskope z preparátov. Kvantitatívne sa vyhodnocovalo 200 až 300 jedincov. Biostratigraficky sa vzorky klasifikovali na základe prítomnosti stratigraficky významných mikrofosílií (indexových druhov v prípade vápnitého nanoplanktónu a biostratigraficky významného rodu *Uvigerina* v prípade foraminifer – rod významný pre biostratigrafiu Centrálnej Paratétys; (Cicha et al., 1986). Spoločenstvá bentických foraminifer sa paleoekologicky interpretovali s využitím aktuálnych ekologických poznatkov (Boltovskoy a Wright, 1976; Murray, 1973, 1991).

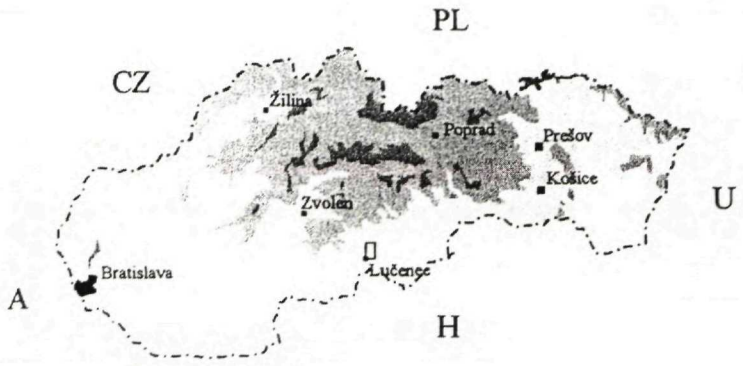
Na hydrogeologické účely sa vo vrte urobili karotážne merania, tlaková skúška, čerpacie skúšky, vypočítali sa parametre zvodne a stanovil sa chemizmus minerálnej vody, ktorá má napätú hladinu.

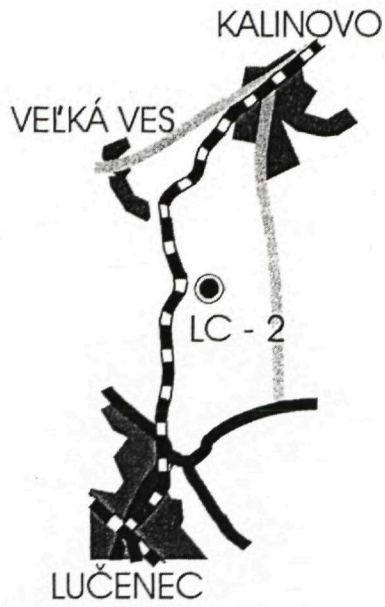
Nové poznatky

Vrt LC-2 (obr. 2) prenikol do predterciérneho podložia. V hĺbke 217 m vnikol do fylitov ochtinskej skupiny karbónskeho veku.

Na báze panvovej výplne sú **skálnické vrstvy**. Boli prevŕtané v hĺbkovom intervale 172 – 217 m, čiže sú hrubé 45 m. Skálnické vrstvy sa líšia od nadložných vrstiev pestrým sfarbením pelitov (svetlosivá, hnedosivá, sivohnedá a hnedá), hrubšie klastiká sú sivé. Pestré sfarbenie spolu s neprítomnosťou fauny upozorňuje na kontinentálne prostredie vzniku.

Litologicky možno vrstvy rozčleniť na dva sedimentačné cykly. Spodný, hrubší (27,8 m), má normálnu gradáciu, zrno hrubne smerom nahor. Spodnú časť cyklu tvoria hrubozrnné brekcie prechádzajúce do brekcií a pieskovcov, resp. do brekcií s piesčitým matrixom. Vyššie je lavica rozpadavého pieskovca a tá cez pieskovec





Obr. 1 Situácia vrtu LC-2 Veľká Ves.
Fig. 1 Site of the well LC-2 Veľká Ves.

postupne prechádza do pestrých ílov. Brekcie môžu predstavovať elúvium, lebo fragmenty sú kaolinizované. Svedčí to o tom, že vznikli zvetrávaním paleozoických fylitov. Nemožno však vylúčiť, že ide o delúvium, resp. sedimenty úlomkového prúdu (debris flow). V prospech toho svedčí hrúbka brekciovej polohy (9 m). Sedimenty, ktoré ležia nad brekciou, pripomínajú riečne sedimenty so zrnom zmenšujúcim sa smerom nahor. Zatiaľ čo hrubšie klastiká predstavujú riečne dnové akumulácie, pestré íly vznikli na riečnej nive, kde kolísala hladina vody tak, že sa občas vynorili. Fe^{2+} obsiahnuté v nich oxidovalo na Fe^{3+} a dalo ílom hnedastú farbu.

Vrchný cyklus skálnických vrstiev zodpovedá riečnym sedimentom typu „cravessy splay", t. j. sedimentom, ktoré sa usadili na aluviálnej nive po pretrhnutí agradačných valov rieky pri búrkach. Sedimenty majú pozitívnu gradáciu, lebo prachovce prechádzajú do ílovcov. O ich relatívne pestrom sfarbení (hnedá a sivá) platí to isté, čo sme povedali v predchádzajúcom texte. Vrstvy na základe stratigrafickej pozície a litologického vývoja stotožňujeme so skálnickými vrstvami. Tie sa v Rimavskej kotline a na iných miestach v Lučenskej kotline považujú za kišcel (oligocén). Priame biostratigrafické dôkazy veku však chýbajú.

Riečne sedimenty skálnických vrstiev boli vystriedané **hostišovskými vrstvami čížskeho súvrstvia (kišcel)** hrubými 13,2 m (158,80 – 172,00 m). Spodnú časť hostišovských vrstiev tvorí sedimentačný cyklus hrubý 3 m. Na jeho báze je lavička (0,05 m) sivého pieskovca s utopenými drobnými obliačikmi. Vyššie pokračuje poloha sivého bridličnatého ílu a nad ňou je cca 1 m hrubá lavica uhlia s jemne bridličnatým rozpadom. Pripomína tým laminované riasové uhlie. Cyklus končí masívny sivý íl/ílovec. Nad týmto vcelku dobre vyvinutým sedimentárnym cyklom je okolo 10 m hrubá poloha sivého, zle triedeného nezrelého masívneho prachovca, ktorým sa hostišovské vrstvy končia.

V hostišovských vrstvách sa našla morská asociácia foraminifer. V jedinej vzorke odobranej z bridličnatého ílu v podloží polohy uhlia (171 m) sa okrem iného našla *Uvigerina vicksburgensis*, oligocénna forma s posledným výskytom v ranom egeri. Celkový ráz spoločenstva je oligocénny. Vzhľadom na veľmi malé množstvo foraminifer, ich zlé zachovanie a neprítomnosť vápnitého nanoplanktónu ide najpravdepodobnejšie o redeponované foraminifery. Určite nešlo o posmrtný transport; v suspenzii (ktorá by v tomto prípade prichádzala do úvahy) sa transportujú len drobné tenkostenné schránky, ktoré sa mechanicky vôbec nepoškodia.

Lito- a biofaciálna charakteristika hostišovských vrstiev svedčí o tom, že vrstvy vznikali v plytkomorskom prostredí s plochým zábrežím, ktoré sa prechodne zmenilo na lagúnu a v nej vznikalo uhlie. Nebol to marš, lebo uhlie makroskopicky pripomína riasové uhlie. Také uhlie vzniká vo vodnom prostredí izolovanej lagúny, kde sa dobre darilo primitívnej planktonickej (riasovej) flóre. Prostredie vzniku hostišovských vrstiev z vrtu LC-2 celkove korešponduje s podmienkami, v akých tieto vrstvy vznikali v iných častiach Lučenskej kotliny, a najmä na severnom okraji Rimavskej kotliny.

Biostratigrafické zhodnotenie spoločenstva foraminifer poukazuje na oligocénny vek, ale jednoznačne kišcelský vek nepotvrdzuje. Opísané sedimenty korelujeme s hostišovskými vrstvami čížskeho súvrstvia kišcelského veku najmä na základe stratigrafickej pozície (ležia na skálnických vrstvách – kišcel – a pod panickými vrstvami – eger) a litologického vývoja, menovite na základe prítomnosti uhlia, ktorého výskyt je charakteristický pre hostišovské vrstvy [porovnaj Vass a Elečko et al., 1989; Vass, Elečko a Konečný (eds.) et al., v tlači].

Nad čížskym súvrstvím leží **lučenské súvrstvie (eger).** Lučenské súvrstvie bolo vo vrte prevŕtané v hĺbkovom intervale 6,5 – 158,8 m, čiže jeho hrúbka je 152,3 m. Bolo možné rozčleniť ho na dva členy, bazálne panické vrstvy a szécsénske vrstvy.

Panické vrstvy boli prevŕtané v hĺbkovom intervale 134,0 – 158,8 m, čiže sú hrubé 24,8 m. Ležia so skrytou diskordanciou na hostišovských vrstvách. Vytvárajú jeden sedimentačný cyklus s výrazne negatívnou gradáciou. Spodnú časť cyklu tvoria pestrofarebné prachovce až ílovce. Vo vrchnej časti sa polohy prachovca a ílovca striedajú s lavicami pieskovca, resp. rozpadavého pies-

Tab. 1 Vápnitý nanoplanktón vo vrte LC-2.
Tab. 1 Calcareous nannoplankton in the well LC-2

	171 m	152 m	145,5 – 145,6 m	142 m	139,8 – 139,9 m	128,1 m	118,2 – 118,3 m	108 – 108,1 m	97,8 – 98 m	92,2 – 92,3 m	88,1 – 88,2 m	78,3 – 78,4 m	68,0 – 68,1 m	58 – 58,1 m	47,9 – 48 m	38,0 – 38,1 m	28, 0 – 28,1 m	17,9 – 18 m	7,9 – 8 m	Stratigraphical range
Coccolithus pelagicus		1	14	1		101	48	36	15	12	108	51	56	79	41	68	77	45	107	
Coccolithus miopelagicus											3	1		1	2	3	2	4	7	
Cyclicargolithus floridanus			20			29	38	7	20	4	23	25	16	28	24	17	24	20	7	
dr. Reticulofenestra		1	22	1		25	84	162	10	183	22	20	63	31	16	8	31	48	30	
Reticulofenestra pseudoumbilica – small-sized												3			11	3	5	2	2	FAD +/- O/M boundary
Reticulofenestra pseudoumbilica											5		4							
Reticulofenestra excavata												2	1		1		2	6	4	FAD +/- O/M boundary
Cricolithus ionesi						5				1	6		2							
Pontospaera multipora				1			5	8		9	25	19	2	1	2	6	3	1	8	
Reticulofenestra bisecta – malá							5	3		4		3	3		4	5	3		5	
Reticulofenestra bisecta			2				2	2	6	2	8	9		4	7	4	3	2		
Reticulofenestra umbilica			1		1	3	1		1		1	1	1		6	5	2	1	1	Oligocene/Eocene
Reticulofenestra ornata							2													Oligocene/Eocene
Reticulofenestra lkockeri								1		3	1			2	5	2		2	2	Oligocene/Eocene
Cyclacargolithus floridanus/abisectus			1			2	2	1										3		Oligocene/Eocene
Reticulofenestra abisecta			1					1		1	4	2				4			3	Oligocene/Eocene
Helicosoaera euphratis								1		2	7	5			1		1		2	
Discoaster deflandrei															1				1	
Helicosoaera carteri									1	4	8	14	26	21	2	14				FAD +/- O/M boundary
Reticulofenestra daviesi			2			8	7	6	2	1	4		2		5	2	3	1	2	Oligocene/Eocene
Discolithina latelliptica			1			2	6	1	2		2	1			2	3	5	1		Oligocene/Eocene
Sphenolithus moriformis			2			1	1		1		1			2				1	2	
Helicosoaera scissura																1			2	FAD NN 1 zone
Helicosoaera intermedia																	2		2	
Helicosoaera recta						1														
Helicosoaera rhomba							1													
Discoaster druggii																3		1		FAD base of NN 2 zone
broken Discoaster (?) deflandrei-druggii															1		4		1	
Discoaster saipanensis							1													
Discoaster barbadoensis												1								
Thoracosphaera				3			1					1			1				2	
Braarudosphaera bigelowi											1		1				1			
Cribrocentrum reticulatum							2					1		1	1	1				Eocene
Pontosphaera enormis							1				3	1								Oligocene/Eocene
Chiasmollithus sp.																			2	Eocene
Sphenolithus radians								1					1							Eocene
Cricuplacolithes sp.															1			1		Eocene
Markalius inversus			1										1							Eocene
Transversopontis			1					1												Eocene
Eifelithus sp.											1						1	2	1	Eocene
Cretaceous reworked nannofossils			3			11	5	2	3		5	4	3	2	5	2	10	6	6	
Abundance	no	very rare	rare	very rare	very rare	abundant	common	very abundant	rare	common	very abundant	abundant	common	common	rare	common	common	common	abundant	

kovca. Bazálna poloha panických vrstiev – pestrofarebný prachovec – kontrastuje so sivým prachovcom v strope hostišovských vrstiev. Pestrofarebné prachovce sú všeobecne typickým litotypom panických vrstiev. Farba siltovcov je hrdzavá, zelená, hrdzavohnedá, oceľovosivá a sivá. Najmä oceľovosivý rozpadavý ílovec je plastický a na ohmat pripomína kaolín. Prachovce sú buď masívne, alebo sú vrstvovité. Prejavuje sa to náznakmi bridličnatého rozpadu. V panických vrstvách sa nenašli morské foraminifery, ale vo vrchnej časti vrstiev sa našlo spoločenstvo morskej nanoflóry s priebežnými eocénno-oligocénnymi druhmi. Podľa litologického vývoja (pestré sfarbenie, reverzná gradácia cyklu) a podľa absencie morských foraminifer možno usúdiť, že panické vrstvy sú sedimentmi rieky, resp. jej dejekčného kužeľa. V celej hrúbke panických vrstiev sa nachádzajú spoločenstvá vápnitého nanoplaktónu. Sú veľmi chudobné, s výnimkou úrovne 145 m, kde je spoločenstvo hojnejšie (tab. 1). Spoločenstvo nie je možné presnejšie stratigraficky zaradiť. Obsahuje oligocénne a eocénne druhy. Môže ísť buď o redeponované nanofosílie, alebo o posmrtný prenos fosílií. Vzhľadom na to, že v nadloží tohto spoločenstva (142 m) sa nachádza spoločenstvo s prevahou torakosfér, ktoré reprezentujú stresové prostredie, a tieto dve spoločenstvá môžu predstavovať logickú sukcesiu spoločenstiev, v polohe 145 m by mohlo ísť skôr o obdobie vysokého stavu hladiny. Toto obdobie bolo spojené s prienikom morských prvkov posmrtným transportom do oblasti sedimentácie panických vrstiev.

Ústav Dionýza Štúra

Nad panickými vrstvami sú vcelku monotónne sivé vápnité prachovce a ílovce – **szécsénsky šlír** hrubý 127,5 m (hĺbkový interval 6,50 – 134,00 m). Laminácia, resp. jemné zvrstvenie prezrádza jemne bridličnatý rozpad horniny. Napriek monotónnemu vývoju szécsénskeho šlíru možno v ňom vymedziť dva sedimentačné cykly: spodný s normálnou gradáciou hrubý 42 m (od 92,0 – 134,0 m) a vrchný s reverznou gradáciou hrubý 85 m (od 6,5 – 92,0 m).

Spodný sedimentačný cyklus sa začína masívnym sivým vápnitým siltovcom až piesčitým siltovcom. Jeho hrúbka je 14 m. Siltovec pomerne ostro prechádza do sivého vápnitého siltového ílovca hrubého 28 m. Ílovec je jemne zvrstvený, resp. laminovaný. Rozdiel v zrnitosti je makroskopicky nezreteľný, ale lamináciu prezrádza jemne bridličnatý rozpad horniny. Cyklus teda má pozitívnu gradáciu. Spodná, siltovcová časť cyklu zastupuje hruboklastickú bazálnu časť transgresívneho traktu, zatiaľ čo laminovaný ílovec zodpovedá kulminácii cyklu, ktorý možno stotožniť s globálnym cyklom kolísania morskej hladiny.

Vrchný sedimentačný cyklus je reverzný. Jeho celková hrúbka je 85,5 m. Začína sa vrstvovitým sivým vápnitým siltovcovým ílovcom. Odlišnosť oproti podložnému siltovcovému ílovcu je v tom, že nemá jemne bridličnatý rozpad, a teda jeho zvrstvenie nemá charakter laminácie. Vrstvičky sú hrubšie ako 1 cm. Ílovec tvorí prevažnú časť cyklu. Je hrubý 74,5 m. Obsahuje tenkostennú morskú makrofaunu (*Dentalium* sp., *Abra* sp.). Sedimentačný cyklus uzatvára zvrstvený sivý vápnitý siltovec, resp. ílovitý siltovec s bridličnatým rozpadom a s tenkostennou drobnou morskou makrofaunou.

Szécsénsky šlír popri makrofaune obsahuje foraminifery a vápnitý nanoplanktón (tab. 2). Sedimentárnym cyklom dobre zodpovedá vývoj spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu. Zmeny hojnosti vápnitého nanoplanktónu (obr. 4) ukazujú na začiatok nového cyklu v úrovni 92 m. V následných vzorkách z hĺbky 88 m a 78 m sa objavujú diverzifikované spoločenstvá retikulofenestier s *Reticulofenestra pseudoumbilica* a *R. excavata* indikujúce v centrálnej Paratétys približne hranicu oligocén/miocén (Holcová, in prep.). S touto udalosťou je spojené zníženie zastúpenia drobných retikulofenestier. Prvé objavenie *Helicosphaera carteri* je ďalším významným biostratigrafickým eventom v centrálnej Paratétys okolo hranice oligocén/miocén. Podobne ako v iných vrtoch predchádza objavenie diverzifikovaných retikulofenestrier. Pozorovali sme ho na konci predchádzajúceho cyklu (98 m). V spodnom sedimentárnom cykle sa našlo bohaté bentické spoločenstvo foraminifer vrátane kišcelsko-egerských druhov *Uvigerina hantken* a *U. vickburgensis*, ktorých posledný výskyt je v ranom egeri. Našli sa aj druhy *Kareriella quadrinoides* a *Haplophragmoides vasiceki*, ktorých prvé objavenie je v egeri, potom druhy *Percultazonaria fragaria, Bolivina crenatula, B. molassica, Uvigerina steyri* a *Planulina costata*, ktorých posledné objavenie je v egeri (stratigrafický rozsah podľa Cichu et al., 1998).

Zmena v spoločenstvách foraminifer sa však uskutočnila vyššie, až medzi vzorkami z úrovne 88/78 m (obr. 4). Na tejto úrovni stúpla hojnosť foraminifer, prakticky vymizli aglutinované foraminifery a zvýšil sa podiel planktonických foraminifer. Súčasne sa zvýšil podiel uvigerín, bolivín a kasidulín, čo sú euryoxibiontné druhy. Zmena druhového zloženia spolu so zvýšením obsahu pyritu a zmenšením schránok foraminifer zodpovedá zníženiu obsahu kyslíka pri dne, a teda obmedzenej cirkulácii v bazéne. Je teda pochopiteľné, že takáto zmena sa oneskorila oproti začiatku trangresívno-regresívneho cyklu, pretože režim s nižším obsahom kyslíka nastáva až neskoršie pri kulminácii morskej hladiny. Nástup a vymiznutie stratigraficky významných druhov charakterizuje interval 68 – 48 m. Postupne tam miznú uvigeríny typické pre spodnú časť egeru (*Uvigerina moravica, U. hantkeni, U. vickburgensis)* a objavuje sa vrchnoegerská planktonická foraminifera *Cassigerinella boudecensis.*

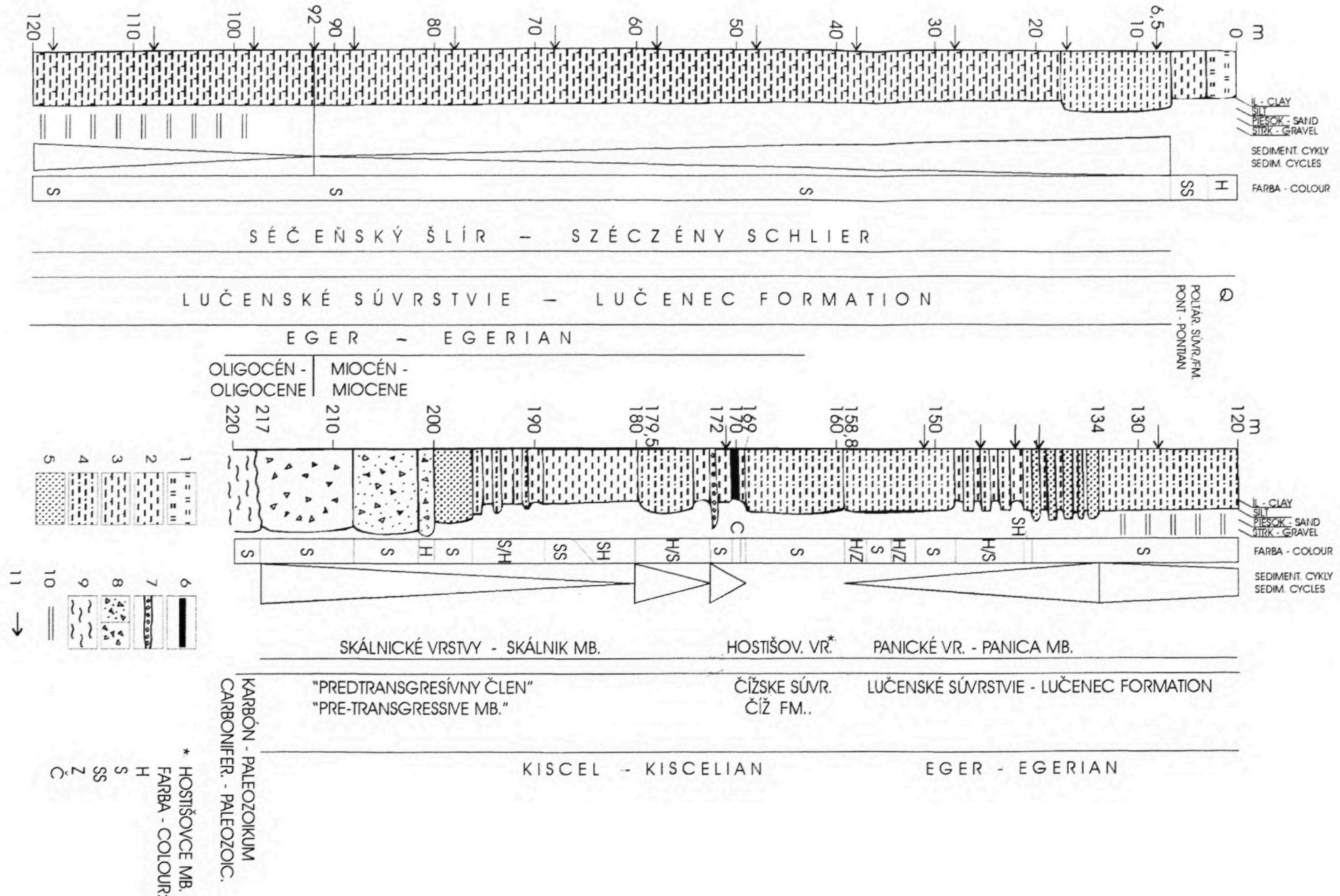
Z biostratigrafického hľadiska je významná úroveň 38 m. V spoločenstve vápnitého nanoplanktónu sa objavuje indexový druh zóny NN 2 *Discoaster druggii.* Jeho prvý výskyt je datovaný na 23,8 Ma (Berggren et al., 1995). V spoločenstvách foraminifer nastupujú spodnomiocénne, egenburské foraminifery *Uvigerina posthantkeni* a *Textularia gramen.* Tesne pod touto hranicou sa objavuje *Globigerinoides trilobus*, čo je v súlade s datovaním jeho prvého výskytu do najvyššieho egeru, a vymizne egerský druh *Globigerina ouachitaensis* (obr. 3). Súčasne sa mení celkový charakter spoločenstiev. Objavujú sa plytkovodné foraminifery *Elphidiella heteropora* a *Ammonia tepida,* čo indikuje splytčenie sedimentačného prostredia, pričom sa znižuje podiel euryoxibiontných druhov a vymizne pyrit z výplavov.

Výskyt *Discoaster druggi* vo vrchnej časti lučenského súvrstvia vo vrte LC-2 možno interpretovať rôzne. Keďže ide o ojedinelý výskyt, najskôr indikuje začiatok zóny NN 2. Podľa Berggrena et al. (l. c.) spodná časť zóny NN 2 zodpovedá v mediteránnej chronostratigrafickej škále akvitánu, čiže včasnému ranému miocénu, ktorý v paratetýdnej chronostratigrafii zodpovedá neskorému egeru.

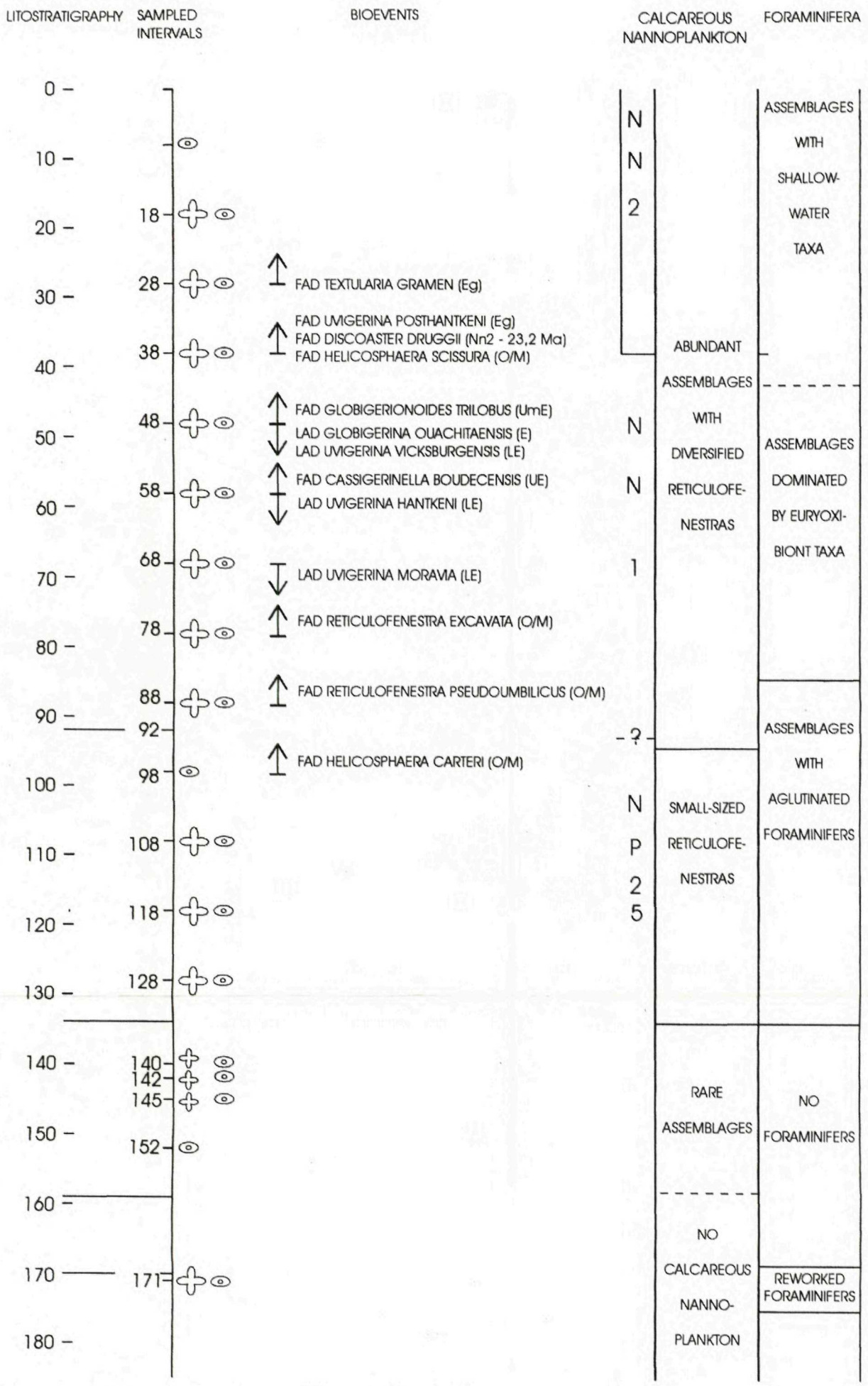
Podľa druhej interpretácie súčasný prienik viacerých foriem typických pre egenburg do priestoru Lučenskej kotliny môže znamenať otvorenie komunikačnej cesty s iným sedimentačným priestorom, v ktorom boli indexové druhy rozšírené. Lokálny vývoj oscilácií morskej hladiny viedol k splytčovaniu sedimentačného priestoru. Súvekosť takýchto udalostí by odrážala zvýšenú tektonickú aktivitu v oblasti, ktorá sa v tomto období predpokladá (Vass et al., 1993; Márton et al., 1995).

Z analýzy spoločenstiev foraminifer a nanoplanktónu vychodí, že szécsénsky šlír možno biostratigraficky rozdeliť na dve časti. Spodná, zodpovedajúca spodnému sedimentačnému cyklu, reprezentuje oligocénnu časť egeru, zatiaľ čo vrchná, zodpovedajúca vrchnému reverznému sedimentačnému cyklu, reprezentuje miocénnu časť egeru (obr. 2).

Szécsénsky šlír na južnom Slovensku má, povedané všeobecne, veľmi monotónny vývoj. Vo vrtoch situovaných ďalej („off shore") od severného okraja rozšírenia lučenského súvrstvia v Lučenskej, Rimavskej a Ipeľskej kotline sa szécsénsky šlír nedá litologicky členiť. Vo vrte LC-2 vyhĺbenom na severozápadnom okraji Lučenskej kotliny sa po prvýkrát v spomínaných kotlinách podarilo tieto vrstvy rozdeliť aj litologicky na dve časti – dva sedi-



Obr. 2 Litologický profil vrtu LC-2 pri obci Veľká Ves (okr. Lučenec).
Szécsénsky šlír lučenského súvrstvia je litologicky aj biostratigraficky rozdelený na ranomiocénnu vrchnú časť (vrchný sedimentačný cyklus) a neskorooligocénnu spodnú časť (spodný cyklus).
Vysvetlivky: 1 – hlina, 2 – íl, 3 – vápnitý ílovec/íl, 4 – vápnitý siltovec/silt, 5 – pieskovec/piesok, 6 – laminované uhlie, 7 – mikrokonglomerát, 8 –brekcia s piesčitým matrixom a sutina/brekcia (rozpadavá, kaolinizovaná), 9 – fylit, 10 – jemná bridličnatosť podmienená laminációu, 11 – miesta odberu vzoriek (foraminifery, nanoplanktón). Farba: H – hnedá, hrdzavá, S – sivá, Ss – svetlosivá, Z – zelená, Č – čierna, tmavosivá.
Fig. 2 Lithologic log of the well LC-2 at the village of Veľká Ves (Lučenec District).
The Szécsény Schlier a member of Lučenec Formation is lithologically and biostratigraphically subdivided in early Miocene upper part (the upper sedimentary cycle) and late Oligocene lower part (the lower sedimentary cycle).
Explanation: 1 – loam, 2 – clay, 3 – calcareous claystone/clay, 4 – calcareous, siltstone/silt, 6 – laminated coal, 7 – microconglomerate, 8 – breccia with sandy matrix and debris/breccia (friable and kaolinised breccia), 9 – phyllite, 10 – fine slaty spliting (caused by lamination). Colour: H – brown, rusty, S – greay, Ss – light grey, Z – green, Č – black, dark.



Obr. 3 Výskyt foraminifer a vápnitého nanoplanktónu vo vrte LC-2. Stratigrafický rozsah je uvedený pri stratigraficky významných druhoch.

Fig. 3 Foraminifers and calcareous nannoplankton occurence in the well LC-2. The stratigraphic range of stratigraphically significant taxa are indicated.

Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava GEOLOGICKÁ KNIŽNICA

Tab. 2 Foraminifery vo vrte LC-2. Tab. 2 Foraminifers in the well LC-2.

	17,9 – 18 m	28 m	38 m	47,9 – 48 m	58 m	68 m	78,3 –78,4 m	88 m	92 m	108 m	118 m	128 m	139,8 – 139,9 m	142,0 – 142,6 m	145 m	171 m	
Bathysiphon taurinensis SACCO		1			2												
Haplophragmoides vasicekí CICHA et ZAPLETALOVA								1			2						FAD Egerian
Reticulophragmium acutidorsatum (HANTKEN)								10	15								
Spirolithus carinatus (D´ORBIGNY)	1					1	9			68	12	9					
Karreriella guadrinoides (FORNASIN)						1				9	4						LAD Lower Egerian
Textularia gramen D´ORBIGNY		1															FAD Eggenburgian
Spiroloculina canaliculta D´ORBIGNY	6	1	1			1		2	5								
Cyloforina ludwigi (REUSS)							1										LAD Lower Egerian
Dentalinoides approximata (REUSS)			3		4			1		1							
Grigelis pyrula (D´ORBIGNY)				3		2											
Pyramidulina latejugata (GUEMBEL)		2								5		1					
Plectofrondicularia striata (HANTKEN)	3			1	5												LAD Egerian
Lenticulina arcuatostriata (HANTKEN)	14	5		2	5		11	54	10		2						
Lenticulina inornata (D´ORBIGNY)	10		6	16	6	11	2		12	11	11	5					
Lenticulina melvilli (CUSHMAN et RENZ)		1								8							
Lenticulina vortex (FICHTEL et MOLL)										1							
Lenticulina limbosa (REUSS)									1								
Percultazonaria fragaria (GUEMBEL)	4	6		3			6	2	2								LAD Egerian
Frondovagulina tenuissima (HANTKEN)							2										LAD Egerian
Amphicoryna badensis (D´ORBIGNY)	16	8	6									1					
Vagulinopsis hauerina (D´ORBIGNY)		2								1		1					
Marginulina hirsuta D´ORBIGNY					7	4				6							
Planularia moravica (KARRER)								6		4							
Planularia kubinyi (HANTKEN)										3							
Lagena striata (D´ORBIGNY)						1	2										FAD Egerian
Hyalinonetrion clavatum (D´ORBIGNY)					2	2	1										
Globulina gibba D´ORBIGNY	2		3	1		1	1		4	1		2				1	
Fissurina obtusa EGGER		1															
Ceratobulimina contraria (REUSS)	7				4			8	16			5					
Hoeglundina elegans (D´ORBIGNY)		1	3			3		15	9								
Cassigerinella boudecensis POKORNY				1	1												FAD Upper Egerian
Globigerina ouachitaensis HOWE et WALLACE				1	16			4									LAD Egerian
Globigerina angulofficinalis BLOW					4					4	1						
Globigerina praebulloides BLOW			14		23	1	9			2							
Tenutella brevispora (SUBBOTINA)										1	1					2	
Globigerinoides trilobus (REUSS)				1													FAD Upper mostEgerian
Paragloborotalia opima nana (BOLL)																1	
plexus of small-sized Globigerina		3	29	6	95		42	6	38	12							
flattened plankton (undeterminable)			56			143					35					3	
Bolivina fastigia CUSHMAN					11							1					
Bolivina crenulata CUSHMAN		3	2	2	5		10	2	6			6					LAD Egerian
Bolivina dilatata REUSS	1		30		17	6	15	1									FAD Egerian
Bolivina beyrichi carinata HANTKEN	3		1	1													
Bolivina liebusui HOFMANN		1		1	2	5		1				33				1	
Bolivina antigua D´ORBIGNY		1	4	1	1	4	3		1			13					
Bolivina molassica HOFMANN												5					LAD Egerian
Cassidulina laevigata D´ORBIGNY	3	2			2	12	2	10				2					
Globocassidulina oblonga (REUSS)	2	1	3			3	1	8									
Bulimina schischinskayae SAMOYLOVA		1				3			6								
Bulimina elongata D´ORBIGNY				3							7						
Bulimina striata D´ORBIGNY		2	2														
Praeglobobulimina pupoides (D´ORBIGNY)	3	13	8	12	9	20	1			3		9					
Uvigerina steyri PAPP				80	31	8			3		19						LAD Egerian

Uvigerina moravia BOERSMA						5											LAD Lower Egerian
Uvigerina vicksburgensis CUSHMAN et ELLISOR				15				3			18						LAD Lower Egerian
Uvigerina hantkeni CUSHMAN et EDWARDS					4			1	1		8						LAD Lower Egerian
Uvigerina posthantken PAPP	20	2	1														FAD Eggenburgian
Uvigerina cf. semiornata D'ORBIGNY	4																
Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)	3	4		4			2		4			1					
Trifarina bradyi CUSHMAN				3	6	9	1	1			1	1					
Fursenkoita acuta (D'ORBIGNY)	16	1	7			1	2	2				1					
Virgulinea pertusa (REUSS)				1													
Stilostomella adolphina (D'ORBIGNY)	1				4	1				3							
Siphonodosaria consobrina (D'ORBIGNY)	4	1	1	6	21	41	3	5	5	34	2	2	1			1	
Cancris auriculus (FICHTEL et MOLL)			7	1		1											
Eponides repandus (FICHTEL et MOLL)						10											
Valvulineria complanata (D'ORBIGNY)		3	2		1					1							
Gyroldina constans (REISER)				1	17		3										LAD Lower Egerian
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY	5	1	2	7	10	8		16	25	20	5						
Siphonina reticulata (CZJZEK)				4	19	6	35	69	51	24	47						
Cibicidoides lopjanicus (MYATLYUK)	12	5	9	15	11	23	15	2	13	11	19	13					
Cibicidoides ungerianus (D'ORBIGNY)		11	8		4	13	19		17	21	3	4	2	1			
Planulina costata (HANTKEN)			2									1					LAD Egerian
Lobatula lobatula (WALKER et JACOB)			6	1		2	1	1			1	5					
Asterigerinata planorbis (D'ORBIGNY)									1			2					
Nonion commune (D'ORBIGNY)	4	44															
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)	15	7	6	2			12			1	1	6				1	
Melonis pompiloides (FICHTEL et MOLL)	6				8		12	16	2	1	6	20					
Almeana osnabrugensus (ROEMER)										1		3					
Chilostomella ovoidea REUSS							1	5									
Oridorsalis umbonatus (REUSS)					2	3						3					
Anomalinoides affinis (HANTKEN)				1	9					4	7						
Heterolepa dutemplei (D'ORBIGNY)	26		7	19	8	10	7	8	22	2	23	15					
Hansenisca soldanii (D'ORBIGNY)	4	14	7			1	2		1	1		1					
Hanzawaia boueana (D'ORBIGNY)	1	7	14	8	14	8	2		3		4	4					
Elphidium crispum (LINNE)						2											
Elphidiella heteropora (EGGER)	2	5							1								
Ammonia tepida	20	13	3													1	
Foraminiferal number	436	86,5	759	666	782	752	5640	520	1370	2640	2868	43,8	1	0,3	0	3,2	
pyrite	0	0	0	rare	abun	abun	abun	com.	abun	com.	rare	0	com.		0	abun	
Spongi spicules	+	+		+													
Ostracoda									+	+			+				
Bryozoa								+									
Fish rests	+						+			+							
echinoids		+		+			+	+				+					
Size of benthonic foraminiferal tests				small	small	small				large	large	small					

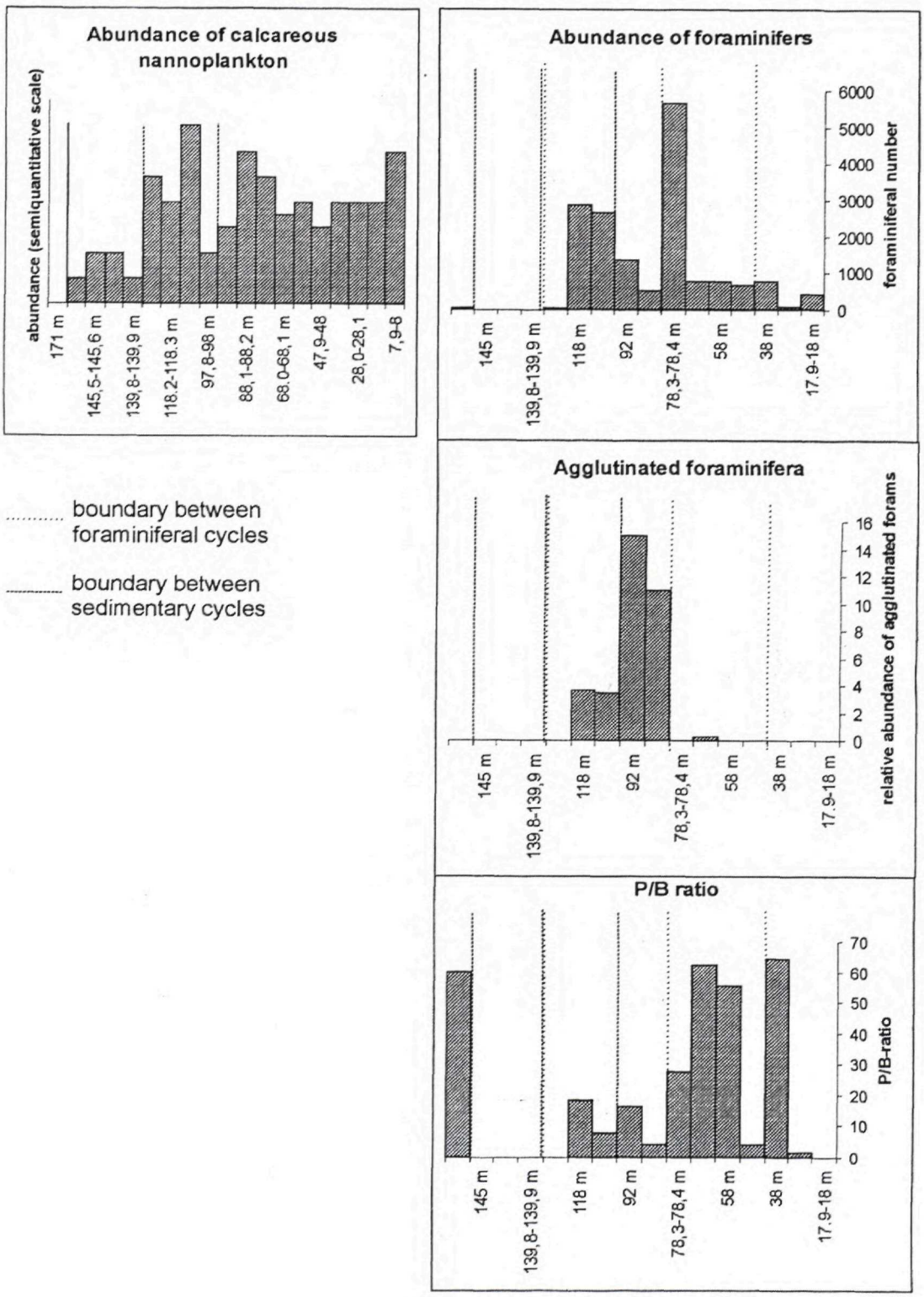
mentačné cykly tretieho rádu (v zmysle Haqa et al., 1987). Litológia odráža aj vekové odlišnosti: spodný cyklus zodpovedá neskorému oligocénu a vrchný cyklus ranému miocénu.

Starší cyklus sa začína predtransgresívno-transgresívnymi sedimentmi panických vrstiev. V ich vrchnej časti sú biofaciálne indície morskej transgresie – objavenie morského nanoplanktónu v siltovcoch, resp. ílovcoch sivej farby. Transgresia pokračovala a kulminovala pelitickými sedimentmi s normálnou gradáciou a s morskou mikrofaunou a nanoflórou. Regresívne fácie tohto cyklu chýbajú a biofaciálne indície naznačujú, že vrchný sedimentačný cyklus začal vznikať v podmienkach prehlbujúceho sa mora. Zvýšenie hladiny mora prezrádza šíromorský charakter spoločenstva foraminifer, v ktorom sa významne zvýšil podiel planktonických foriem. Nástup plytkovodných foraminifer *Elphidiella heteropora* a *Ammonia tepida* vo vyššej časti cyklu je predzvesťou splytčenia morského prostredia. Prejavuje sa to aj makroskopicky, znateľným zhrubnutím zrna, keď siltový ílovec sa mení na ílový siltovec, resp. piesčitý siltovec.

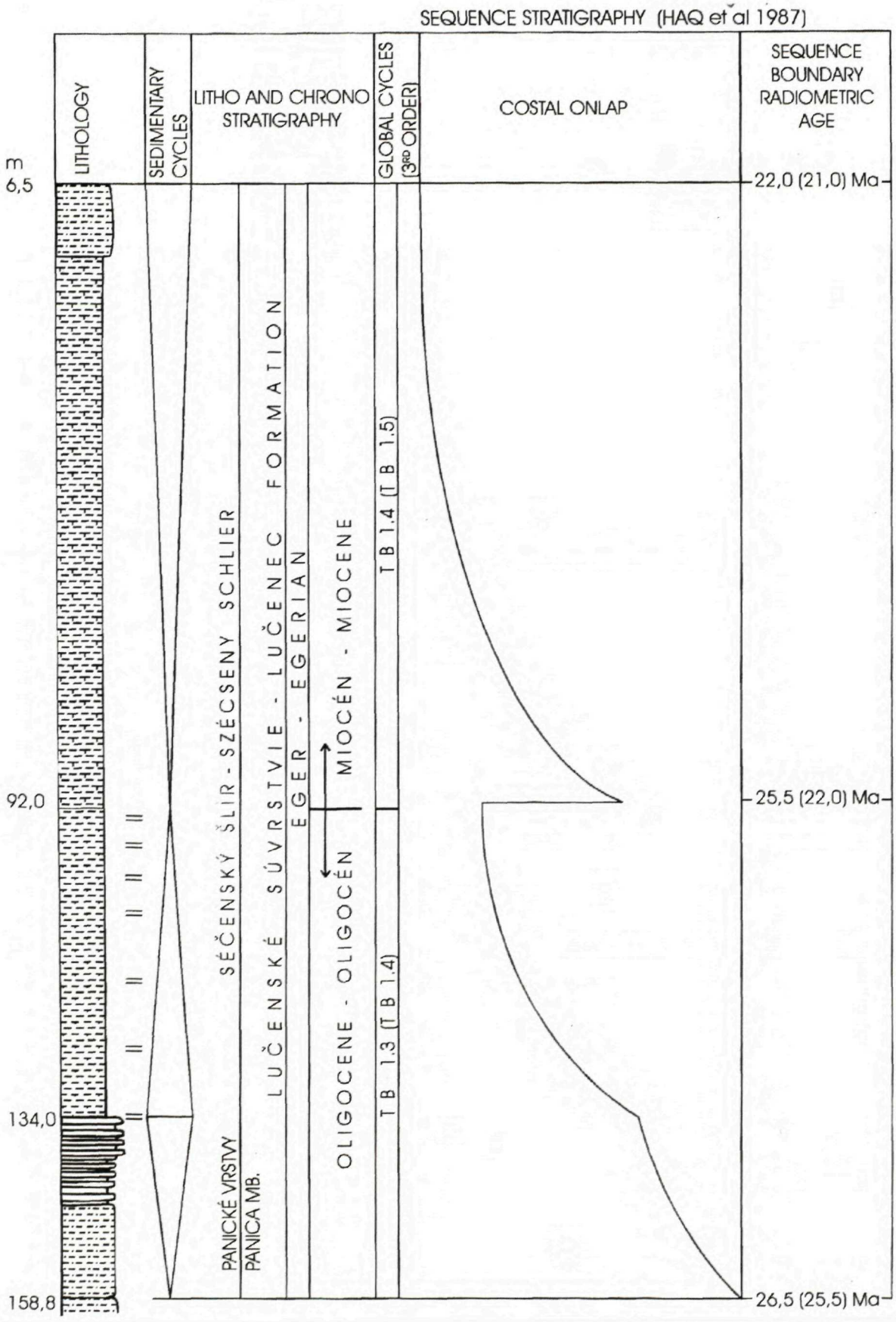
Pri porovnávaní kolísania hladiny v panve budínskeho paleogénu (ku ktorej patrila aj oblasť Lučenskej kotliny), ako sa zistilo z lito- a biofaciálneho vývoja szécsénskeho šlíru s cyklami globálneho kolísania morskej hladiny (Haq et al., 1987 a novšie práce), zistíme, že obdobiu ukladania szécsénskeho šlíru v rámci lučenského súvrstvia (teda staršieho szécsénskeho šlíru v zmysle maďarských autorov) zodpovedajú dva globálne cykly. Keďže dodnes neexistuje zhoda v rádiometrickej kalibrácii egeru, čiže obdobia, keď vznikalo lučenské súvrstvie, môžu to byť cykly T.B 1.3. (s numerickým časovým rozpätím 26,5 – 25,5 Ma) a T.B 1.4. (25,5 až 22,0 Ma), alebo cykly T.B 1.4. a T.B 1.5. (22,0 – 21,0 Ma). Potom lito- a biofaciálny vývoj počas egeru v Budínskej panve alebo aspoň v Lučenskej kotline možno

interpretovať tak, že skončenie spodného sedimentačného cyklu prebiehalo na pozadí skončenia globálneho cyklu kolísania morskej hladiny. Prehĺbenie čiže zvýšenie morskej hladiny indikované v spodnej časti vrchného sedimentačného cyklu možno spájať s novou transgresiou nového globálneho sedimentačného cyklu (obr. 5).

Treba poznamenať, že aj keď eger v Lučenskej kotline, obzvlášť na jej severozápadnom okraji, nie je celý, značnú časť lučenského súvrstvia odstránila poegerská, ako aj neskoromiocénna erózia (lučenské súvrstvie vo vrte LC-2 zakrýva iba poltárske súvrstvie pontského veku). Aj vo vývoji zachovanej vrchnej časti lučenského



Obr. 4 Kvantitatívne zmeny spoločenstiev foraminifer a vápnitého nanoplanktónu vo vrte LC-2.
Fig. 4 Quantitave changes of the foraminiferal and calcareous nanoplankton assemblages in the well LC-2.



Obr. 5 Korelácia sedimentárnych cyklov lučenského súvrstvia s globálnymi cyklami kolísania hladiny morí 3. rádu (Haq et al., 1987). Vysvetlivky pozri pri obr. 2.

Fig. 5 Sedimentary cycles of Lučenec Formation correlation with the sea level fluctuation – 3rd order cycles (Haq et al., 1987). Explanation: see Fig. 2.

súvrstvia možno pozorovať reverznú gradáciu, ktorá je predzvesťou zanášania a následného zániku Budínskej panvy. O hĺbke erózneho zrezu, ktorý nasledoval na severozápadnom okraji Budínskej panvy po jej zániku, svedčí vrt VVL-8 pri obci Veľký Lom. Ekvivalenty fiľakovského súvrstvia tam ležia transgresívne na skálnických vrstvách, teda chýba celé čížske (neskorý kišcel) a celé lučenské súvrstvie (eger; Vass et al., 1995).

Charakteristika minerálnej vody z vrtu LC-2

Vrt overil v hĺbke 196 – 220 m minerálnu vodu, ktorej kolektorom sú bazálne klastiká terciéru – skálnické vrstvy – a rozpukané fylity predterciérneho podložia. Voda má artézsky charakter a po prečistení vrtu od výplachu vystúpila nad úroveň terénu. Výdatnosť prelivu bola 0,18 l . s^{-1}. Pri tlakovej skúške hladina vody vystúpila do výšky 2,56 m nad terénom. Pri znížení hladiny 50 m pod úrovňou terénu výdatnosť Q stúpla na 2,4 l . s^{-1}. Z výsledkov čerpacích skúšok sa vypočítali hydraulické parametre zvodne:

koeficient prietočnosti (T) 3,7 . 10^{-5} m^2 . s^{-1};

koeficient filtrácie (kf) 3,7 . 10^{-6} m . s^{-1}.

Pri konštantnej výdatnosti ($Q_{konšt}$) 2,5 l . s^{-1} bola ustálená znížená hladina v hĺbke 43 m. Teplota vody je 16,5 °C a klimatické činitele ju neovplyvňujú. Celková mineralizácia vody je 3 123,25 až 3 247,21 mg . l^{-1}, obsah voľného CO_2 sa pohyboval od 110,0 do 202,4 mg . l^{-1}. Podľa chemizmu v zmysle Gazdovej klasifikácie minerálnych vôd je to podzemná voda základného, výrazne sodno-hydrogenuhličitanového typu. Prevládajúca zložka Na–HCO_3 tvorí 66 – 67 cz % a druhá najhojnejšia zložka, Cl, tvorí 21 – 22 cz %. Na konci čerpacej skúšky sa zistila prítomnosť voľného sulfátu (H_2S) v množstve 0,74 mg . l^{-1}. Minerálna voda sa svojím chemizmom aj artézskou hladinou podobá minerálnym vodám zo starších vrtov vyhĺbených v meste Lučenec (HGL-1, LC-24, LC-25), resp. pri osade Čurgov (LC-26). Chemické zloženie vody s relatívne vysokou mineralizáciou poukazuje na jej pôvod z takmer uzavretej hydrogeologickej štruktúry (reliktná morská voda) s obmedzeným podzemným odtokom a limitovaným dopĺňaním zásob infiltráciou na severnom a severozápadnou okraji kotliny, resp. prostredníctvom hlboko založených zlomov. Naznačuje to prítomnosť CO_2 a sulfátu.

Záver

Hydrogeologický vrt LC-2 vyhĺbený pri obci Veľká Ves na severozápadnom okraji Lučenskej kotliny popri hydrogeologických poznatkoch priniesol nové poznatky o litológii, biostratigrafii a biofáciách oligocénnych a oligocénno-miocénnych sedimentov. Vrt po prevŕtaní niekoľko metrov hrubého poltárskeho súvrstvia (pont) prenikol cez lučenské súvrstvie (eger) a neúplne vyvinuté čížske súvrstvie (kišcel), ktoré prezentujú iba hostišovské vrstvy. Hostišovské vrstvy ležia na predtransgresívnych kontinentálnych sedimentoch skálnických vrstiev. Medzi nové poznatky o litológii prevŕtaných súvrství patrí zistenie jemnej bridličnatosti uhoľného sloja hostišovských vrstiev, ktorá poukazuje na riasový charakter uhlia. Obzvlášť pozoruhodná je skutočnosť, že morské szécsénske vrstvy lučenského súvrstvia sa litologicky dali rozčleniť na dve časti. Vrchná časť, ako to ukázala biofaciálna analýza foraminifer a nanoplanktónu, zodpovedá ranému miocénu, zatiaľ čo spodná časť je oligocénneho veku. Je to v súlade s konceptom chronostratigrafického stupňa eger, ktorý bol definovaný ako prechodný oligocénno-ranomiocénny stupeň [Báldi a Seneš (eds.), 1975]. Lučenské súvrstvie vzniklo počas dvoch cyklov globálneho kolísania hladiny mora. Starší cyklus bez regresívnej časti zodpovedá oligocénnej časti súvrstvia. Mladší cyklus bez bazálnych klastík a iba s náznakmi regresie zodpovedá ranomiocénnej časti súvrstvia. Ide buď o dvojicu cyklov T.B 1.3. a T.B 1.4., alebo T.B 1.4. a T.B 1.5. O akú dvojicu cyklov v skutočnosti ide, bude možné rozhodnúť až po spoľahlivom rádiometrickom datovaní lučenského súvrstvia, resp. egeru v Budínskej panve.

Z hľadiska poznania podzemných vôd v Lučenskej kotline vrt LC-2 prispel k hlbšiemu poznaniu potenciálu minerálnych vôd Lučenskej kotliny. Voda, ktorú vrt narazil v bazálnych klastikách kišcelu – v skálnických vrstvách a v rozpukaných fylitoch predterciérneho podložia, je reliktná morská voda. Táto voda vsiakla do kontinentálnych sedimentov a do ich podložia. Jej hladina je napätá a po znížení a ustálení hladiny na 43 m pod úrovňou terénu konštantná výdatnosť vodného zdroja bola 2,5 l . s^{-1}. Teplota vody je 16,5 °C. Zodpovedá to hĺbke, z ktorej voda pochádza (196 – 220 m). Jej celková mineralizácia je 3 123 – 3 247 mg . l^{-1}. Podľa chemizmu je to voda sodno-hydrogenuhličitanového typu (Na–HCO_3) s chlórom, voľným CO_2 a H_2S takmer uzavretej hydrogeologickej štruktúry s malým odtokom a limitovanou infiltráciou povrchovými vodami (reliktná morská voda).

Túto prácu podporili granty Vega 9263, 9264;2/3178/23 a 2/3179/23 a úloha MŽP SR č. 130-01.

Literatúra

Armentrout, J. M., Echols, R. J. a Lee, T. D., 1990: Patterns of foraminiferal abundance and diversity: implications for sequence stratigraphic analysis. GCSSEPM Foundation Eleventh Annual Research Conference, s. 53 – 58.

Báldi, T. a Seneš, J. (eds.), 1975: Chronostratigraphie und Neostratotypen, 5, Egerien. Bratislava, Veda, s. 1 – 577.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III. C. C. a Aubry, M. P., 1995: A revised cenozoic geochronology and chronostragraphy. In: Berggren, W. A., Kent, D. V. a Hardenbol, J. (eds.): Geochronology, time scale and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 54, s. 129 – 212.

Boltovskoy, E. a Wright, R., 1976: Recent Foraminifera. Junk (Hague), s. 1 – 515.

Cicha, I., Krhlovský, J., Brzobohatý, R., Čtyroká, J., Daniels von C. H., Haunold, Th., Horváth, M., Luczkowska, E., Reiser, H., Rupp, Ch., Rijavec, L. a Wenger, W., 1986: Oligocene and Miocene Uvigerina from the Western and central Paratethys. In: Utrecht micropaleont. Bull., 35, s. 121 – 181.

Cicha, I., Rögl, F., Rupp, Ch. a Čtyroká, J., 1998: Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. In: Abh. Senckenberg naturforsch. Gesell., 549, s. 1 – 325.

Haq, B. U., Hardenbol, J. a Vail, P. R., 1987: Chronology and fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, s. 1 156 – 1 167.

Holcová, K., 1999: Postmortem transport and resedimentation of foraminiferal test: relations to cyclical changes of foraminiferal assemblages. In: Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 145, s. 157 – 182.

Holcová, K., 2001: Kvantitatívna mikrobiostratigrafia egeru a egenburgu Centrálnej Paratetýdy. Záverečná správa z projektu GACR 205/98/P251. Manuskript. Archív GA CR.

Márton, E., Vass, D. a Túnyi, I., 1995: Mladoterciérne rotácie megajednotky Pelsó a priľahlých Centrálnych Západných Karpát. In: Knih. Zem. Plyn Nafta, 16, s. 97 – 108.

Murray, J. W., 1973: Distribution and ecology of living benthic foraminifers. London, Heinemann education books, s. 1 – 274.

Murray, J. W., 1991: Ecology and paleoecology of benthic Foraminifera. London, Longman Scientific & Technical, s. 1 – 397.

Reiss, Z. a Hottinger, Z., 1984: The Gulf of Aqaba – ecological micropaleontology. Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo, Springer Verlag, s. 1 – 354.

Vass, D., Elečko, M. a Konečný, V. (eds.): Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (v tlači).

Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlitba, I., Jánová, V., Bodnár, J., Husák, Ľ., Fillo, M., Májovský, J. a Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 149.

Vass, D. et al., 1995: Spodnomiocénne sedimenty na svahoch šahanskej elevácie a v pochovanej veľkolomskej depresii. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Hók, J., Kováč, P. a Elečko, M., 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí vo svetle napäťových analýz. In: Miner. slov., roč. 25, č. 2, s. 79 – 82.

Contribution to knowledge of the Cainozoic deposits and the mineral water of the Lučenská kotlina Depression

Summary

The hydrogeological well LC-2 at the village of Veľká Ves on the northwest of the Lučenská kotlina Depression, Southern Slovakia (Fig. 1), verified the hydrogeologic potential of Cenozoic basal clastics of the depression fill as well as of the dissected pre-Cainozoic basement. Beside it the well enables us understand better the lithology, biostratigraphy and biofacies of the Oligocene and Oligo-Miocene deposits of the Buda Paleogene Basin, the Lučenská kotlina Depression is part of it. The well (Fig. 2), after the penetrating the only few metres thick Poltár Formation (Pontian), drilled though the Lučenec Formation (Egerian, Oligo-Miocene) and the uncompletly developed Číž Formation (Kiscellian, Oligocene) represented by the Hostišovce coal bearing member. The Hostišovce Member is laid on pre-transgressive terrestrial deposits of the Skálnik Member (Oligocene). The new findings of the drilled members and/or formation are as follows: the coal in the Hostišovce Member is laminated, pointing to possible algal origin of the coal. The most important finding is, that the Szécsény Member of the Lučenec Formation in the well may be lithologically subdivided into two parts. The upper part, as the biostratigraphic and biofacial analyses of the forams and calcareous nannoplanton (Fig. 3, 4) corresponds to the Early Miocene, the lower part with fine bedding and/or laminated corresponds to Late Oligocene. This fact is in the agreement with the concept of the chronostratigraphic stage Egerian, being defined as a transitional Oligo-Miocene stage [Báldi & Seneš (eds.), 1975]. The Lučenec Formation originated during two 3rd order cycles of the global sea level fluctuation (Haq et al., 1987). The older one without the upper regression part corresponds to the Oligocene portion of the formation. The younger one without the basal clastics and only with some signs of the regression corresponds to the Early Miocene portion of the formation. It deals either with the couple of cycles T.B. 1.3 and T.B 1.4 or the cycles T.B 1.4 and T.B 1.5 (Fig. 5). The more precise radiometric or magnetostratigraphic data are needed to decide which of both couples is the right one.

Concerning the mineral water its collectors are basal Cenozoic clastics belonging to the Skálnik Member and the dissected surface of pre-Cenozoic rocks (broken phyllites of the Ochtina Group, Carboniferous of the Gemericum). According to its chemical composition the water is a relic marine one sucked in the terrestrial deposits from the marine rocks of the main Lučenská kotlina Depression fill. The underground water level is an artesian and after the level depression to 43 m beneath the land surface the constant yield of water is 2,5 l . $s.^{-1}$. The water temperature is of 16 °C, corresponding to the depth of water accumulation (196 – 220 m). The total mineralisation is of 3 123 – 3 247 mg . l^{-1}. The water is of Na–HCO_3-type with the Cl and free CO_2 amd H_2S. The hydrogeological structure is almost closed supplied only by limited quantity of precipitation water.

Geologické práce, Správy 109, s. 33 – 39, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Vyhľadávací hydrogeologický prieskum v západnej časti Slovenského krasu (hydrogeologický rajón M 130)

PETER MALÍK *, DUŠAN BODIŠ * a JÁN MELLO *

* Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstract. Geological Survey of Slovak Republic held hydrogeological investigations within the hydrogeological region M 130 *Mesozoic of western part of the Slovenský kras Mts., Železnícke podhorie and part of the Licinská pahorkatina Hills.* In the framework of these investigations, natural groundwater resources of 150,56 l . s^{-1} were calculated, including exploitable amounts of groundwater yielding in total 29,68 l . s^{-1}. By means of hydrogeological mapping, 844 springs were documented, 15 of which, exceeding discharge of 1 l . s^{-1} were proposed for further exploitation. 4 hydrogeological boreholes; SKM-1 – SKM-4 were drilled to the depths of 120 – 150 m. Some of them reached disrupted permeable zones and the pumped amount exceeded 5 l . s^{-1}. During hydrological years 1997 – 1998 springs in Sása and Prihradzany villages were gauged; watersheds of Drieňovský potok stream and stream Drieňok were gauged as well in the meantime. Calculated water balance showed very low value of the effective precipitation in the area of interest – only 103 mm in average (3,27 l . s^{-1} . km^{-2}). Most prospective – from the water management point of view – are the areas built up by Middle and Upper Triassic limestones and dolomites. These carbonate rocks form five hydrogeologically important syncline structures: Tri peniažky syncline, Sása syncline, Španie Pole syncline, Licince syncline and Bretka syncline.

Úvod

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra v rokoch 1996 – 2000 riešil geologickú úlohu *Mezozoikum západnej časti Slovenského krasu, Železníckeho podhoria a časti Licinskej pahorkatiny, hydrogeologický rajón M 130 – vyhľadávací hydrogeologický prieskum.*

Z geologického hľadiska územie hydrogeologického rajónu M 130 budujú predovšetkým horniny mezozoika. Sú súčasťou dvoch tektonických jednotiek – turnaika a silicika. Z vodohospodárskeho hľadiska tu však prevládajú menej perspektívne spodnotriasové sedimenty sinských a bodvasilašských vrstiev náležiace k obom tektonickým jednotkám. Vodohospodársky perspektívne stredno- a vrchnotriasové vápence a dolomity sa vyskytujú iba v rámci izolovaných synklinálnych štruktúr. Tu však zaberajú iba 13,34 % celkovej plochy hydrogeologického rajónu (28,57 km^2 z celkových 214,15 km^2; obr. 1). V nadväznosti na geologickú stavbu územia sme potom v hydrogeologickom rajóne vyčlenili hydrogeologické komplexy a hydrogeologické celky, odlišujúce sa navzájom spôsobom infiltrácie, sústredenia a odtoku podzemných vôd. V hydrogeologickom rajóne M 130 *Mezozoikum západnej časti Slovenského krasu, Železníckeho podhoria a časti Licinskej pahorkatiny* sa takto vyčlenilo (Malík et al., 2000) 5 základných hydrogeologických komplexov pozostávajúcich z týchto hydrogeologických celkov:

1. **hydrogeologický komplex regionálnych izolátorov**:
   - hydrogeologický celok oligocénnych až miocénnych pelitických sedimentov (lučenské súvrstvie);
2. **hydrogeologický komplex postmezozoických detritických sedimentov (nezahŕňa kvartérne fluviálne sedimenty):**
   - hydrogeologický celok detritických sedimentov oligocénu až miocénu (panické, bretčianske a budikovianske vrstvy lučenského súvrstvia),
   - hydrogeologický celok pliocénnych sedimentov (poltárske súvrstvie),
   - hydrogeologický celok kvartérnych svahovín;
3. **hydrogeologický komplex hornín hydrogeologického masívu:**
   - hydrogeologický celok hornín paleozoika,
   - hydrogeologický celok bodvasilašských vrstiev turnaika (T_1 – seis),
   - hydrogeologický celok sinských vrstiev turnaika a silicika (T_1 – kampil),
   - hydrogeologický celok prevažne nekarbonátových hornín meliatika,
   - hydrogeologický celok neovulkanických hornín (pokoradzské súvrstvie);
4. **hydrogeologický komplex karbonátových hornín stredného a vrchného triasu:**
   - hydrogeologický celok karbonátových hornín meliatika,
   - hydrogeologický celok karbonátových hornín stredného a vrchného triasu turnaika a silicika, kde vyčleňujeme tieto hydrogeologické štruktúry:
   a) hydrogeologická štruktúra synklinály Troch peniažkov turnaika,
   b) hydrogeologická štruktúra sásanskej synklinály turnaika,
   c) hydrogeologická štruktúra špaňopoľskej synklinály silicika (Drienčanský kras),
   d) hydrogeologická štruktúra licinskej synklinály silicika (Skerešovsko-licinský kras),
   e) hydrogeologická štruktúra bretčianskej synklinály silicika;

5. hydrogeologický komplex sedimentov fluviálneho kvartéru:

- hydrogeologický celok kvartérnych náplavov.

Jednotlivé hydrogeologické celky v hydrogeologickom rajóne M 130 teda z hľadiska obehových charakteristík podzemných vôd zlučujeme do väčších hydrogeologických komplexov, alebo ich detailnejšie rozčleňujeme (ak to naše znalosti umožňujú) na menšie individuálne hydrogeologické štruktúry, ako je to v prípade hydrogeologického komplexu karbonátov stredného a vrchného triasu turnaika a silicika.

Výsledky pozorovaní ŠGÚDŠ na povrchových tokoch

Pre danú geologickú úlohu sa projektovali a neskôr v priebehu hydrologických rokov 1997 – 1998 realizovali dvojročné režimové pozorovania na dvoch krasových prameňoch a dvoch povrchových tokoch. Z povrchových tokov sa pozorovali jediné dve ucelené povodia v hydrogeologickom rajóne, ktoré presahujú hranicu 10,0 km^2 plošnej rozlohy. Bolo to povodie potoka Drieňok (plocha 17,488 km^2, pozorovacia stanica pri starom mlyne v obci Rybník) a povodie Drieňovského potoka (plocha 15,961 km^2, pozorovacia stanica v lokalite Leváre-kúpele; pozri obr. 1).

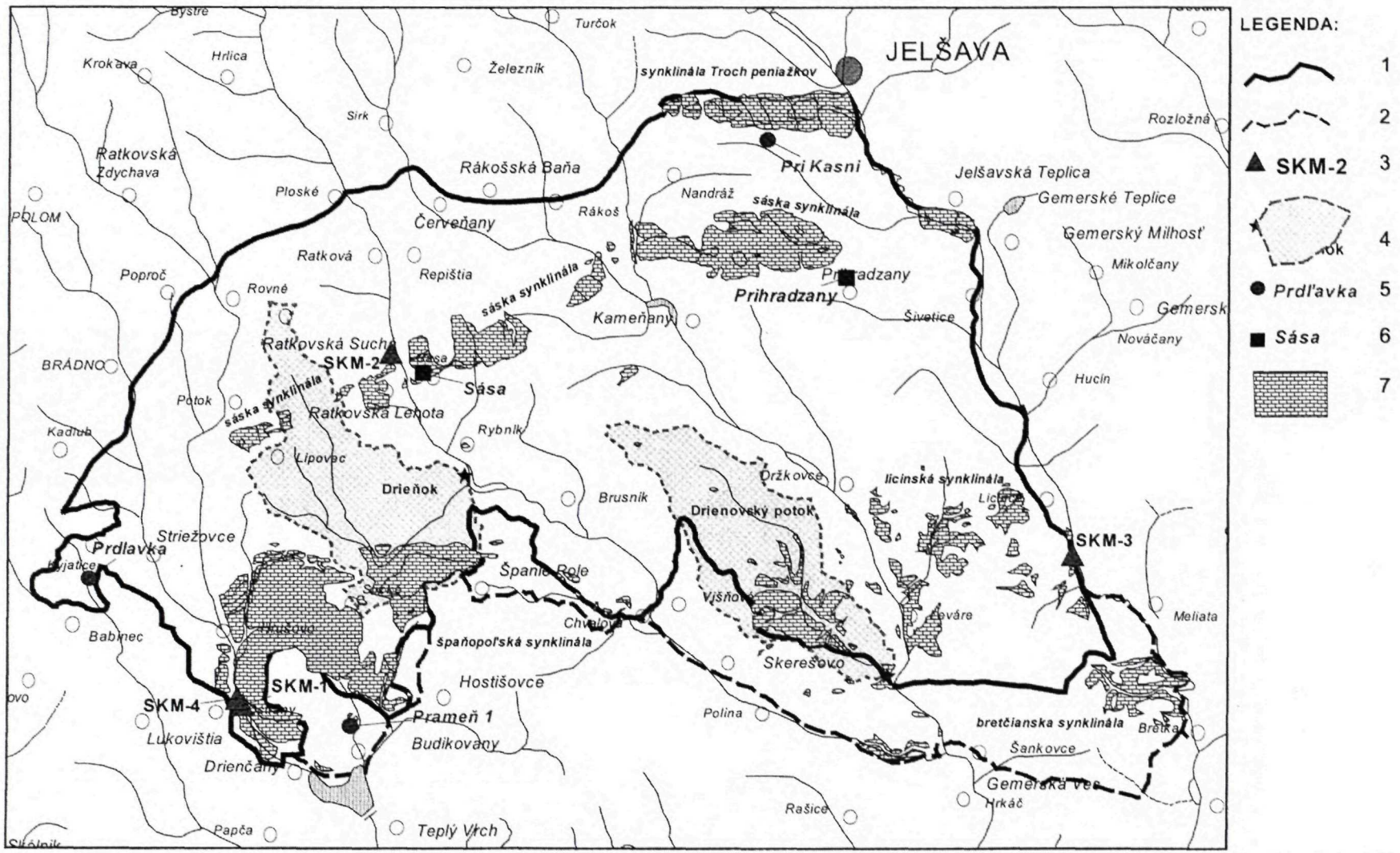
Zo získaných výsledkov vyplýva veľmi nízka úroveň odtoku podzemných vôd v danej oblasti. V hydrologických rokoch 1997 a 1998 celkový priemerný merný odtok vôd z povodí Drieňovského potoka a potoka Drieňok bol 1,38 l . s^{-1} . km^{-2}, resp. 1,31 l . s^{-1} . km^{-2}. Táto hodnota je menšia než hodnota efektívnych zrážok vypočítaných aplikáciou kalkulácie reálnej evapotranspirácie s mesačným krokom hodnotenia zohľadňujúcim zmeny pôdnej vlhkosti pri výpočte potenciálnej evapotranspirácie Thornthwaitovou metódou (Thornthwaite, 1949, 1955). Jej priemer za hydrologické roky 1997 a 1998 bol vyčíslený na 3,18 l . s^{-1} . km^{-2}. Na základe realizácie výpočtu vodnej bilancie v danej oblasti však môžeme konštatovať, že značná časť týchto efektívnych zrážok sa v danom období spotrebovala na zvýšenie zásob podzemných a pôdnych vôd v týchto povodiach. Pri uvedených hodnotách merného odtoku a použití uvedeného postupu stanovenia reálnej evapotranspirácie veľkosť chyby vodnej bilancie je 1,6 až 4,7 %. Efektívne zrážky v jednotlivých hydrologických rokoch 1997, 1998 a 1999 stanovené pomocou uvedenej metódy boli 0,83 l . s^{-1} . km^{-2}, 5,53 l . s^{-1} . km^{-2} a 3,45 l . s^{-1} . km^{-2}. Priemer za hydrologické roky 1997 – 1999 bol 3,27 l . s^{-1} . km^{-2}.

Priemerný merný odtok podzemných vôd stanovený Gedeonovou modifikáciou Fosterovej metódy (Gedeon, 1999) bol potom 0,53 l . s^{-1} . km^{-2} v povodí Drieňovského potoka a 1,03 l . s^{-1} . km^{-2} v povodí potoka Drieňok. Odtok podzemných vôd stanovený Rambertovou metódou (Rambert, 1972) pre povodie Drieňovského potoka bol 0,79 l . s^{-1} . km^{-2} a pre potok Drieňok 0,97 l . s^{-1} . km^{-2}. Z toho vyplýva, že pomerne veľkú časť celkového odtekajúceho množstva vody z hydrogeologického rajónu (38 až 79 %) reprezentuje odtok podzemných vôd.

Výsledky pozorovaní SHMÚ

Slovenský hydrometeorologický ústav priamo na území hydrogeologického rajónu M 130 nepozoruje povrchové toky. Územím rajónu povrchové toky zväčša len pretekajú. Ich hlavné zberné oblasti ležia severnejšie od rajónu a odvodňujú južné svahy horského pásma Spišsko-gemerského rudohoria. Vodnatosť povrchových tokov z dlhodobého hľadiska môžeme hodnotiť zväčša len na merných objektoch SHMÚ, lokalizovaných mimo hodnoteného územia. V hydrologických rokoch 1997 – 1998 boli prietoky na najbližších staniciach pod normálom (v priemere spolu o 23 % menej). Hydrologický rok 1997 bol charakterizovaný veľmi nízkou vodnatosťou, len na úrovni 65 % dlhodobých priemerov na všetkých hodnotených staniciach. Hydrologický rok 1998 bol z hľadiska vodnatosti o 11 % pod priemerom. Nasledujúci hydrologický rok 1999 však už o 36 % prekročil dlhodobý priemer a tým celkový priemer za roky 1997 – 1999 stúpol na úroveň normálu, t. j. 97 % dlhodobých priemerov.

Na území hydrogeologického rajónu M 130 sa okrem dvoch prameňov (v Sáse a Prihradzanoch), ktoré sme pozorovali, nachádzali ďalšie tri pozorované pramene. Slovenský hydrometeorologický ústav na nich sledoval výdatnosť a teplotu vody. Sú to pramene Pri kasni medzi Nandražom a Jelšavou, Prameň 1 v Budikovanoch a prameň Prdľavka pod obcou Kyjatice. Pozorovania na prameni v Budikovanoch sa však pravdepodobne pre slabé výkony pozorovateľskej služby v roku 1998 skončili. Výdatnosť sa tu v pozorovanom období 1993 – 1998 pohybovala od 1,72 do 4,67 l . s^{-1} a teplota vody v rozmedzí 10,4 – 11,0 °C. Dlhodobý priemer výdatnosti za toto obdobie tu bol 3,57 l . s^{-1}. Pre prameň nebolo možné zostaviť reprezentatívnu výtokovú čiaru. Naproti tomu, prameň Prdľavka je v súčasnosti najdlhšie nepretržite pozorovaným prameňom v rámci základnej siete SHMÚ na území Slovenska. Začiatok jeho pozorovaní datujeme od hydrologického roku 1959. V hydrologických rokoch 1959 až 1999 sa tu výdatnosť pohybovala od 0,19 do 1,50 l . s^{-1} a teplota vody v rozmedzí 5,0 – 12,0 °C. Dlhodobý priemer výdatnosti za toto obdobie je 0,49 l . s^{-1}. Dlhý časový rad pozorovaní prameňa Prdľavka nám umožnil analyzovať celkove 16 výtokových čiar pri zadanej podmienke až 84-dňového trvania poklesového trendu výdatnosti. Analýzou výtokových čiar sa však prekvapujúco zistili aj turbulentné subrežimy vyprázdňovania. Reprezentatívnu výtokovú čiaru charakterizuje rovnica $Q_t = 0{,}49 \cdot e^{-0{,}0015\ t} + 0{,}46 \cdot (1 - 0{,}022\ t)$. Z tejto rovnice vyplýva, že prameň nemožno charakterizovať len jedným laminárnym subrežimom. Prvý laminárny subrežim má veľkosť koeficientu vyprázdňovania $\alpha_1 = 0{,}001\ 5\ D^{-1}$, čo podľa Kullmana (2000) charakterizuje prevažne hlbší obeh podzemných vôd a zodpovedá tektonickej poruche vyplnenej drveným materiálom, resp. drvenému pásmu s veľkou vyrovnávacou schopnosťou vo vzťahu k odtoku podzemných vôd. Nadväzujúci turbulentný subrežim s hodnotou koeficientu vyprázdňovania $\beta_{01} = 0{,}022$ by mal zodpovedať jednoduchému, občasne saturovanému kanálovému systému značného dosahu (napr. otvorenej skrasovatenej poruche



Obr. 1 Schematická situácia skúmaného územia hydrogeologického rajónu M 130, realizovaných hydrogeologických vrtov a pozorovacích objektov na povrchových tokoch a prameňoch ŠGÚDŠ a SHMÚ.

1 – hranica skúmaného územia – hydrogeologického rajónu M 130; 2 – návrh rozšírenia hraníc hydrogeologického rajónu M 130; 3 – hydrogeologický vrt reailizovaný ŠGÚDŠ; 4 – pozorované povodia povrchových tokov (ŠGÚDŠ); 5 – pozorované pramene (SHMÚ); 6 – pozorované pramene (ŠGÚDŠ); 7 – rozsah vystupovania odkrytých karbonátov jednotlivých synklinál.

v zóne prevzdušnenia). Vzhľadom na charakter horninového prostredia spodnotriasových slienitých vápencov sinského súvrstvia turnaika, v ktorých sa prameň Prdľavka nachádza, predpokladáme väzbu výveru na puklinu rozšírenú koróziou v hrubšej vložke čistých vápencov. Nemožno však vylúčiť ani vplyv plytkého obehu podzemných vôd v sutinovom pokryve sinského súvrstvia pri vyšších vodných stavoch.

Prameň Pri kasni sa pozoroval v hydrologických rokoch 1977 – 1999. V tomto období jeho výdatnosť kolísala v rozmedzí 0,91 – 55,7 l . s^{-1} a teplota vody od 10,8 po 14,6 °C. Priemerná hodnota výdatnosti za toto obdobie bola 3,13 l . s^{-1}. Výsledky systematických týždenných meraní výdatnosti prameňa 1918 Pri kasni nám umožnili analyzovať výtokové čiary výdatnosti prameňa – celkove bolo možné vyhodnotiť 17 výtokových čiar pri zadanej podmienke 70-dňového trvania poklesového trendu výdatnosti. Na základe ich vzájomného porovnania sme potom zostavili reprezentatívnu výtokovú čiaru, charakterizovanú rovnicou $Q_t = 3{,}0 \cdot e^{-0{,}004\ t} + 2{,}8 \cdot e^{-0{,}050\ t} + 7{,}0 \cdot e^{-0{,}30\ t}$. Z uvedenej rovnice potom vyplýva, že prameň možno charakterizovať tromi laminárnymi subrežimami, pričom vplyv tretieho laminárneho subrežimu je pozorovateľný spravidla len pri väčšej výdatnosti prameňa. Výtoková čiara charakterizuje horninové prostredie s nerovnomerne rozvinutou sieťou puklín s prevahou otvorených makropuklín, ako aj s možnosťou obmedzeného rozsahu krasových kanálov (Kullman, 2000). Pravdepodobne to zodpovedá horninovému prostrediu steinalmských a reiflinských vápencov v nadloží gutensteinských dolomitov v jadre synklinály Troch peniažkov. Pri priemernej ročnej teplote vzduchu v Ratkovej 7,8 °C (v období 1951 až 1980) zvýšená teplota vôd prameňa o 5 až 6 °C (13,53 °C v r. 1976 – 1999) naznačuje hĺbku cirkulácie podzemných vôd do cca 200 m pod terénom. Výstup podzemných vôd tohto prameňa je na bariére bridlíc bodvasilašského súvrstvia (s obsahom evaporitov, čo spôsobuje zvýšený obsah SO_4^{2-} iónov – 55 mg . l^{-1}).

Znížená vodnatosť hydrologických rokov 1997 a 1998 nezasiahla podzemné vody takým výrazným spôsobom, ako to bolo v prípade predchádzajúcich povrchových tokov. V hydrologických rokoch 1997 a 1998 sa znížená vodnatosť prejavila identickou priemernou hodnotou 79 %, t. j. v oboch rokoch bola výdatnosť prameňov Pri kasni, Hámor, Prdľavka a neďaleko rajónu M 130 sa nachádzajúcich prameňov Hlavište 1 + 2 a Rybník priemerne o 21 % menšia oproti dlhodobému priemeru. Do hodnotenia sa zahrnul aj hydrologický rok 1999, v ktorom ešte prebiehali mapovacie a rekognoskačné práce. Tento rok sa prejavoval extrémnou vodnatosťou. Priemerná výdatnosť na uvedených 5 pozorovaných prameňoch SHMÚ tu dosahovala až 149 % dlhodobých hodnôt. Celkový priemer pomerov priemernej výdatnosti za hydrologické roky 1997 – 1999 k jednotlivým dlhodobým normálom pre tieto pramene dosahoval hodnotu 103 %, t. j. hodnotené obdobie 1997 –1999 ako celok sa dá pokladať za temer zodpovedajúce dlhodobému priemeru. Porovnanie výdatnosti prameňov a prietokov na povrchových tokoch v hydrologických rokoch 1997 – 1999 vyjadrujú navzájom pomerne dobre zodpovedajúce percentuálne hodnoty, a to 103 %, resp. 97 %. Treba však uviesť, že dĺžka referenčného obdobia (dĺžka pozorovania) bola rôzna. Spôsobil to celkový nedostatok náležitých údajov z regiónu. Preto dlhodobé porovnania majú len orientačný charakter.

Výsledky pozorovaní ŠGÚDŠ na prameňoch

V rámci našich prieskumných prác v hydrologických rokoch 1997 a 1998 sa pozorovali krasovo-puklinové pramene v Sáse a v Prihradzanoch (prameň Skalka). V období od mája 1997 do apríla 1998 sa tieto pramene režimovo sledovali aj po hydrogeochemickej stránke. Krasový prameň Skalka – bodový výver priamo z ústia neveľkej kaverny v Prihradzanoch – vystupuje vo v. časti hydrogeologickej štruktúry sásanskej synklinály. Priemerná výdatnosť tu bola 0,54 l . s^{-1} a pohybovala sa v rozmedzí 0,08 až 3,54 l . s^{-1}. Za uvedené obdobie bolo možné vyhodnotiť len 7 výtokových čiar pri podmienke najmenej 5-dňového pretrvávania poklesového trendu výdatnosti. Rovnica reprezentatívnej výtokovej čiary vyprázdňovania prameňa Skalka má tvar $Q_t = 0{,}72 \cdot e^{-0{,}060\ t} + 0{,}28 \cdot (1 - 0{,}40 \cdot t)$. Charakterizuje dva subrežimy – jeden laminárny a druhý turbulentný. Prvý základný laminárny subrežim má pomerne vysokú hodnotu koeficientu vyprázdňovania a hrá podstatnú úlohu pri vyprázdňovaní podzemných vôd zbernej oblasti prameňa. Svedčí to o veľmi vysokej priepustnosti a malej zásobnosti horninového prostredia. Vyšší, turbulentný subrežim charakterizuje prostredie veľkých krasových kanálov. Napriek mimoriadne krátkym hodnoteným periódam môžeme konštatovať, že v prípade prameňa Skalka ide o rozsiahle porušené horninové prostredie s prevahou otvorených, stredne veľkých neskrasovatených puklín v zóne nasýtenia nádrže s menším vplyvom podzemných vôd veľkých krasových kanálov naviazaných na tento puklinovo-krasový systém (Kullman, 2000).

Priemerná výdatnosť prameňa v Sáse bola 1,32 l . s^{-1} a pohybovala sa v rozmedzí od 0,20 po 7,68 l . s^{-1}. Vyhodnotením 5 výtokových čiar pri splnenej podmienke najmenej 7-dňového pretrvávania poklesového trendu výdatnosti sme zostavili reprezentatívnu výtokovú čiaru, charakterizovanú rovnicou $Q_t = 2{,}30 \cdot e^{-0{,}045\ t} + 1{,}50 \cdot e^{-0{,}40\ t}$. Z rovnice vyplýva, že štruktúra prameňa v Sáse sa vyprázdňuje dvomi laminárnymi subrežimami. Už prvý laminárny subrežim má pomerne vysokú hodnotu koeficientu vyprázdňovania $\alpha_1 = 0{,}045\ d^{-1}$. Vyšší laminárny subrežim má potom hodnotu koeficientu vyprázdňovania rádovo vyššiu. Takýto režim zvyčajne charakterizuje horninové prostredie s nerovnomerne rozvinutou sieťou puklín s prevahou otvorených makropuklín, ako aj možnosťou obmedzeného rozsahu krasových kanálov (Kullman, 2000). Bezprostredný výver prameňa je lokalizovaný v horninovom prostredí gutensteinských vápencov jadra sásanskej synklinály, teda v horninovom prostredí, pre ktoré sú typické podobné intenzívne prejavy skrasovatenia.

Spracovanie dokumentácie zmapovaných prameňov

V priebehu rekognoskácie terénu a hydrogeologického mapovania sa na skúmanom území zdokumentovalo 844 prameňov. Pramene boli v teréne zaznačené na mapy

v mierke 1 : 10 000 a spracované vo forme priestorovej databázy. Pri spracovaní výsledkov hydrogeologického mapovania bolo potrebné stanovenie vzájomne porovnateľnej výdatnosti pomocou vhodného prepočítavacieho kritéria. Spomedzi prameňov základnej siete SHMÚ, pozorovaných Slovenským hydrometeorologickým ústavom v rajóne M 130 alebo v jeho bezprostrednom okolí, boli v relevantnom období ako základ stanovenia prepočítavacieho koeficientu zvolené 2 referenčné pramene – Prdľavka v Kyjaticiach a prameň Pri kasni medzi obcou Nandraž a Jelšavou. Pre nerovnakú dĺžku pozorovania oboch prameňov sa ako porovnávacie kritérium zvolila priemerná výdatnosť za hydrologické roky 1997 – 1999 (prepočtové obdobie). Hodnota prepočtových koeficientov sa stanovila každý jednotlivý deň, v ktorom sa v teréne dokumentoval aspoň 1 prameň. Prepočtový koeficient bol daný pomerom priemernej výdatnosti referenčného prameňa v prepočtovom období a okamžitej výdatnosti prameňa v príslušnom dni merania. Spoľahlivosť prepočítavania výdatnosti jednorazovo meraných prameňov vzhľadom na dlhodobo režimovo pozorované objekty sme sa snažili overiť pomocou vzájomného hodnotenia prepočítanej výdatnosti tých prameňov, kde sa realizovalo viacero meraní. Vyššiu spoľahlivosť preukázalo prepočítavanie krasovo-puklinových prameňov na dlhodobo režimovo pozorovaný prameň Pri kasni, kde medián odchýlok prepočítaných hodnôt bol 33 %.

Priemerná hustota prameňov v hodnotenom území je podľa databázy 844 dokumentačných bodov 4,32 km^{-2}. Na hodnotenie schopnosti horninového prostredia prijímať, akumulovať, a najmä sústrediť infiltrovanú zrážkovú vodu do významnejších výverov sme použili koeficient sústredenia podzemných vôd (Malík a Kordík, 1999) ako pomer jednorazového merného odtoku podzemných vôd vo forme prameňov a hustoty výskytu prameňov na danom horninovom celku. Priemerná hodnota merného odtoku podzemných vôd vo forme prameňov na základe neprepočítaných hodnôt výdatnosti určených priamo v teréne bola 0,69 l . s^{-1} . km^{-2}. Po ich prepočítaní vzhľadom na prameň Pri kasni bola táto hodnota 0,98 l . s^{-1} . km^{-2}. V prípade hornín hydrogeologického masívu bol priemer podstatne menší (0,28 l . s^{-1} . km^{-2}, resp. 0,43 l . s^{-1} . km^{-2} po prepočítaní) než v prípade karbonátových hornín stredného a vrchného triasu (2,46 l . s^{-1} . km^{-2}, po prepočítaní na prameň Pri kasni 3,22 l . s^{-1} . km^{-2}). Priemerná hodnota merného odtoku podzemných vôd vo forme prameňov z vápencov a dolomitov po prepočítaní na prameň Pri kasni navyše dáva hodnoty veľmi podobné vypočítaným efektívnym zrážkam v hodnotenom období (3,27 l . s^{-1} . km^{-2}). Priemerný koeficient sústredenia podzemných vôd pri použití hodnôt prepočítaných pomocou výdatnosti prameňa Pri kasni pre celý súbor je 0,227 l . s^{-1}. Pre horniny hydrogeologického masívu, ktoré vykazujú len slabú schopnosť prijímať, akumulovať a sústreďovať infiltrovanú zrážkovú vodu do významnejších výverov, je priemerná hodnota koeficientu sústredenia len 0,094 l . s^{-1}. Naopak, pre triasové vápence a dolomity je koeficient sústredenia rádovo vyšší – 0,803 l . s^{-1}. Spomedzi karbonátových hornín v regióne vynikajú gutensteinské dolomity s koeficientom sústredenia podzemných vôd 1,398 l . s^{-1} . km^{-2} a dachsteinské vápence (1,101 l . s^{-1} . km^{-2}). Plošne najzastúpenejšie piesčito-bridličnaté vrstvy bodvasilašského súvrstvia (62,9 km^2, 32 % hodnotenej plochy) majú koeficient sústredenia blízky typickým prejavom hydrogeologického masívu – 0,077 l . s^{-1} . km^{-2}. Podobne je to aj s druhým plošne významným spodnotriasovým hydrogeologickým celkom – slienito-vápencovými sinskými vrstvami (0,094 l . s^{-1} . km^{-2}). Medzi horninami hydrogeologického masívu sú zaujímavé hodnoty koeficientov sústredenia fylitov gelnickej skupiny v brusníckej antiklinále (0,231 l . s^{-1}. km^{-2}), ale najmä karbónskeho zlatníckeho súvrstvia: v prípade fylitov s metamorfovanými pieskovcami a polohami metazlepencov je to 0,431 l . s^{-1} . km^{-2} a v prípade lavicovitých a doskovitých kryštalických vápencov zlatníckeho súvrstvia dokonca 1,014 l . s^{-1}. km^{-2}. Na jednej strane to môže spôsobovať vyšší úhrn zrážok v severnej časti skúmaného územia, kde tieto horniny vystupujú, ale na druhej strane uvedené hodnoty signalizujú aj zvýšenú hydrogeologickú produktivitu uvedených hornín. Tou sa odlišujú od svojich analógov v rámci hornín hydrogeologického masívu.

Spracovaním dokumentácie prameňov sa zistila priemerná neprepočítaná výdatnosť jedného prameňa v regióne 0,160 l . s^{-1} (0,612 l . s^{-1} pre triasové karbonáty, 0,061 l . s^{-1} pre horniny hydrogeologického masívu), priemerná teplota vody 12,03 °C (11,55 °C pre triasové karbonáty, 11,23 °C pre permské horniny a 11,49 °C pre staropaleozoické horniny hydrogeologického masívu) a priemerná hodnota mernej elektrickej vodivosti 411,9 μS . cm^{-1} (631,7 μS . cm^{-1} pre triasové karbonáty, 252,0 μS . cm^{-1} pre permské horniny a 267,2 μS . cm^{-1} pre staropaleozoické horniny hydrogeologického masívu).

Hydrogeologické vrty

V rámci riešenia úlohy sa zrealizovali 4 hydrogeologické vrty do hĺbky 120, resp. 150 m, kde sa vykonali čerpacie skúšky. Boli to hydrogeologické vrty SKM-1 Drienčany, SKM-2 Ratkovská Lehota, SKM-3 Licince a SKM-4 Hrušovo. Z nich hydrogeologické vrty SKM-2 Ratkovská Lehota a SKM-3 Licince overili dostatočné množstvo podzemnej vody (od 5 do 10 l . s^{-1}) a aj jej dobrú kvalitu, vhodnú na zásobovanie väčších aglomerácií pitnou vodou. Pri lokalizácii vrtov sa úspešne využili výsledky termometrických a rezistivimetrických meraní na povrchových tokoch, kombinované s hydrometrickými prácami.

Hydrogeologický vrt SKM-1 Drienčany hlboký 150,0 m navŕtal v malom kameňolome v údolí prielomu Blhu prevažne wettersteinské, raminské a reiflinské vápence silicika. Vrt síce prenikol cez porušené až skrasovatené polohy vápencov, ale tieto polohy boli v prevažnej miere utesnené ílom. Z vrtu sa čerpalo len 0,04 l . s^{-1} podzemnej vody pri znížení hladiny podzemnej vody o 33,62 m. Preto bol vrt zlikvidovaný. Na základe zistených termometrických a rezistivimetrických anomálií a hydrometricky overených prírastkov prietokového množstva bol neďaleko toku Západného Turca lokalizovaný hydrogeologický vrt SKM-2 Ratkovská Lehota. Po prevŕtaní 7,0 m hrubých sedimentov kvartéru navŕtal

strednotriasové karbonáty – steinalmské vápence, steinalmské dolomity, pod nimi gutensteinské vápence a v ich podloží v hĺbke 89,0 m spodnotriasové bridlice a slieňovce sinských vrstiev spodného triasu až do konečnej hĺbky 120,1 m. Z vrtu SKM-2 sa spočiatku čerpalo až 7,54 l . s^{-1} pri ustálenom znížení o 7,05 m. Po deštrukcii prítokových ciest však nastala zmena hydraulického charakteru a neustálenosť hydrodynamických pomerov. Napriek tomu považujeme tento vrt za perspektívny z hľadiska získavania množstva podzemnej vody v množstve do cca 3,5 l . s^{-1}. Vrt SKM-3 Licince overil masívne wettersteinsko-tisovecké vápence až do konečnej hĺbky 120,1 m. Hrúbka prevŕtaných kvartérnych sedimentov bola 7,0 m. Tento vrt bol lokalizovaný na základe niekoľkých termometrických a rezistivimetrických anomálií zistených pri pravom brehu riečky Muráň pri zvážení geologickej situácie – kontaktu silicika s meliatikom. Vrt prenikol cez viaceré porušené až skrasovatené polohy, no hydraulicky najaktívnejšie boli dva úseky v úrovni 36 a 45 až 46 m p. t. Z vrtu SKM-3 sa spočiatku čerpalo len 2,0 až 4,0 l . s^{-1} pri ustálenej hladine. Po odkolmatovaní prítokových ciest však nastala zmena a z vrtu sa čerpalo pri znížení o 10,0 m až 9,21 l . s^{-1}. V prípade využívania jeho vody je však potrebná dezinfekcia a úprava formou odstránenia Fe a Mn prostredníctvom kyslíka buď vzduchom, alebo prekysličenou vodou. Odporúčané množstvo na využívanie je 8,0 l . s^{-1}. Hydrogeologický vrt SKM-4 Hrušovo, odvŕtaný v aluviálnej nive riečky Blh 150 m sz. od vrtu SKM-1, dosiahol hĺbku 120,1 m. Po prevŕtaní 6,0 m kvartérnych náplavov pokračoval až do konečnej hĺbky vo wettersteinských vápencoch. Lokalizovaniu vrtu predchádzalo zistenie skrytých prestupov podzemných vôd a nameranie viacerých termometrických a rezistivimetrických anomálií v kaňone prielomu Blhu. Z vrtu sa čerpalo len 1,88 l . s^{-1} pri hladine ustálenej v úrovni 37,0 až 42,0 m p. t. Na využívanie odporúčame 1,50 l . s^{-1}. Pri využívaní by voda vyžadovala dezinfekciu a technologickú úpravu – odstránenie Fe a Mn okysličením.

Kvalita podzemných vôd

V hydrogeologickom rajóne M 130 sú zastúpené štyri kvalitatívne triedy podzemnej vody. Možno povedať, že podzemná voda najvyššej kvality je zastúpená prakticky v 80 % sledovaného regiónu. Vyskytujú sa tu však aj do rôznej miery antropogénne ovplyvnené vody. Ich zdrojom sú vo väčšine prípadov kopané studne v blízkosti osídlených oblastí alebo priamo v nich. Tu má v prevažnej miere podzemná voda zvýšený obsah dusičnanov, ktoré sú najbežnejším kontaminantom pochádzajúcim z antropogénnej činnosti človeka. Kontrastné sú oblasti s nízkymi, resp. vysokými hodnotami celkovej mineralizácie. V severnej časti regiónu so silikátogénnymi vodami viazanými na horninové prostredie veporika a gemerika v dôsledku inaktívneho geochemického charakteru systému voda – hornina sú vody ochudobnené najmä o ióny vápnika a horčíka. Ide o vody s nízkou tvrdosťou, ktoré v prípade dlhodobého používania môžu spôsobovať poruchy kardiovaskulárneho systému. V niektorých prípadoch je v podzemnej vode zvýšený obsah Mn, resp. Fe v dôsledku redukčného prostredia, geochemicky prvotne vytváraného najmä v horninovom prostredí pieskovcov a bridlíc spodného triasu s prítomnosťou sulfidov (najmä markazit) a kvartérnych sedimentov. Opakom opísanej anomálie je oblasť južne od Meliaty, kde sa nachádzajú kvalitné podzemné vody. Tie však nevyhovujú STN 75 7111 z hľadiska hodnôt celkovej mineralizácie prekračujúcich limitnú hodnotu 1 000 mg . l^{-1}. Tento efekt je spôsobený zvýšeným obsahom voľného CO_2, ktorý sa v danej oblasti pohybuje nad 25 mg . l^{-1}. Podzemná voda s najhoršou kvalitou v plošnom vyjadrení sa vyskytuje v oblasti západne od Meliaty a Liciniec. Do tejto triedy ju zaraďujeme v absolútnej väčšine na základe výskytu nadlimitnej koncentrácie dusičnanov a v jednom prípade chloridov.

Kvalitatívny režim podzemnej vody sa sledoval v prípade prameňov v Sáse a v Prihradzanoch. V oboch prípadoch možno vo väčšine ukazovateľov hodnotiť oba režimy ako pomerne stabilné. Z hľadiska sledovaných ukazovateľov ani jeden z nich neprekročil počas pozorovania limitné hodnoty STN 75 7111 Pitná voda. Podzemná voda prameňa Skalka v obci Prihradzany počas celého obdobia bola výrazného kalciového (magnéziovo)-hydrogenuhličitanového typu s pomerne stabilným chemickým zložením. Množstvo rozpustených solí v podzemnej vode sa znižovalo s rastúcou výdatnosťou prameňa. Dokumentuje to jednoduchší systém doplňovania a vyprázdňovania tejto štruktúry. Z geochemického hľadiska je dôležité, že pomer Mg/Ca kolíše len vo veľmi malom intervale okolo hodnoty 0,67. Hodnota tohto pomeru sa v prípade prameňa v Sáse pohybuje okolo 0,28. Svedčí o tom obeh podzemných vôd v prostredí vápencov. Dôležitou odlišnosťou, ktorá sa prejavuje pri najvyššej výdatnosti, je zníženie obsahu SiO_2 až na hodnotu 6,51 mg . l^{-1}. Pri tomto stave je hodnota Na + K/Mg + Ca 0,01. Na základe toho možno predpokladať, že pri prietokových vlnách je pôvod vody čisto v karbonátoch a pri priemerných a nízkych stavoch je štruktúra dotovaná aj prestupmi z hydrogeologického celku neovulkanických hornín (pokoradzské súvrstvie).

Výpočet množstva podzemných vôd

Na záver prác tohto vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu sa v zmysle projektu geologickej úlohy navrhlo využiteľné množstvo podzemných vôd v súlade s vyhláškou 217/1993 Z. z. v kategóriách C_2 a C_1 56,47 l . s^{-1} a celkové prírodné zdroje podzemných vôd sú 150,56 l . s^{-1}. Väčšina využiteľného množstva podzemných vôd je viazaná na krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry, ktoré vo forme niekoľkých synklinál (licinská, špaňopoľská, sásanská a Troch peniažkov) v západo-východnom smere prechádzajú bridličnatými horninami spodného triasu silicika a turnaika. Pre kategóriu C v zmysle v súčasnosti platnej vyhlášky č. 141/2000 Z. z., ktorá od 1. mája 2000 nahradila vyhlášku č. 217/1993 Z. z., navrhujeme sumárne využiteľné množstvo 29,68 l . s^{-1}. Využiteľnosť podzemných vôd daná pomerom využiteľného množstva v kategórii C a prírodných zdrojov podzemných vôd v súčasných hraniciach hydrogeologického rajónu M 130 je 19,7 %.

Overenie hydrogeologických pomerov v rajóne M 130 prinieslo nový názor na regionálnu hydrogeológiu a širšie súvislosti obehu podzemných vôd v skúmanej oblasti. Preto sme navrhli rozšírenie hraníc hydrogeologického rajónu M 130 *Mezozoikum západnej časti Slovenského krasu, Železníckeho podhoria a časti Licinskej pahorkatiny* na plochu 246,9 km^2 tak, aby sa v rajóne nachádzali ucelené hydrogeologické štruktúry triasových karbonátových hornín. V rozsahu novonavrhovaných hraníc môžeme rátať so sumárnym množstvom prírodných zdrojov 160,27 l . s^{-1}. V zmysle starej vyhlášky č. 217/1993 Z. z. bolo v kategóriách C_2 a C_1 pre novonavrhovaný rozsah hydrogeologického rajónu vyčíslených spolu 78,50 l . s^{-1} využiteľného množstva podzemných vôd. V kategórii C v zmysle vyhlášky č. 141/2000 Z. z. sa do využiteľného množstva navrhlo 47,87 l . s^{-1}. Celkové prírodné zdroje hydrogeologického rajónu M 130 sú 160,27 l . s^{-1}. Využiteľnosť podzemných vôd oboch kategórií (C_1 i C_2) predstavuje celkove 49,0 % prírodných zdrojov a v kategórii C v zmysle novej vyhlášky je to v tomto rajóne 29,9 %. Takýto pomer využiteľnosti predstavuje pomerne vysokú hodnotu. Do veľkej miery je však zlepšený indukovanou časťou využiteľného množstva vďaka hydrogeologickým vrtom v aluviálnych náplavoch.

Odporúčania ďalších prác

Na ďalší hydrogeologický prieskum v skúmanom území hydrogeologického rajónu M 130 *Mezozoikum západnej časti Slovenského krasu, Železníckeho podhoria a časti Licinskej pahorkatiny* odporúčame najmä oblasti budované strednotriasovými a vrchnotriasovými vápencami a dolomitmi. Tieto horniny sú sústredené v piatich synklinálnych štruktúrach: Troch peniažkov, sásanskej, špaňopoľskej, licinskej a bretčianskej. Spomedzi týchto hydrogeologických štruktúr najperspektívnejšou oblasťou je sásanská synklinála turnaika v oblasti medzi Kameňanmi a Prihradzanmi. Treba sa tu sústrediť na využitie prameňa dokumentovaného pod č. 683 v Kameňanoch a na prípadné prestupy podzemných vôd smerom na SV do oblasti povodia potoka Múrok. Rovnako zaujímavá je aj ďalšia hydrogeologická štruktúra viazaná na tektonickú jednotku turnaika – synklinála Troch peniažkov. Aj tu je možný ďalší prestup vôd, a to buď do povodia potoka Múrok, alebo na severovýchod. Perspektívu vodohospodárskeho využitia tu však má najmä SHMÚ pozorovaný prameň Pri kasni. Z hľadiska hĺbky obehu je tu možné uvažovať aj o zlepšovaní priemerného odoberaného množstva prostredníctvom odberov hlbšími vrtmi pri optimalizácii akumulácie zdrojov z infiltrovaných zimných zrážok. Pre Driečanský kras (hydrogeologickú štruktúru špaňopoľskej synklinály silicika) ostáva najperspektívnejšie územie v prielome Blhu medzi Driečanmi a Hrušovom, ale až po dôkladnom hydrometrickom a geofyzikálnom preverení spôsobu cirkulácie podzemných vôd. Optimálna hĺbka hydrogeologických vrtov tu nemusí byť väčšia ako 50,0 m. V hydrogeologickej štruktúre licinskej synklinály silicika (v Skerešovsko-licinskom krase) ostáva najväčším problémom optimálne využitie a kvalitatívna i kvantitatívna ochrana podzemných vôd Prameňa sv. Antona, resp. hydrogeologického vrtu HS-2 v lokalite Leváre-kúpele. Perspektívna je aj oblasť v okolí vrtu SKM-3 v Licinciach. Poslednou karbonátovou hydrogeologickou štruktúrou silicika je bretčianska synklinála. Je zaujímavá zistenou hĺbkou obehu podzemných vôd niektorých prameňov (Malík et al., 2000), a teda možnosťou využívania podzemných vôd vrtmi, starostlivo lokalizovanými na základe dobrého poznania geologických pomerov a na základe geofyzikálnych prác. Hĺbka obehu by aj tu mohla umožniť zlepšovanie odoberaného množstva optimalizáciou akumulácie zimných zrážok. Pri tom je však potrebné poznanie vzájomného vplyvu podzemných vôd a povrchových vôd riečky Muráň.

Literatúra

Gedeon, M., 1999: Vyčlenenie podzemného odtoku modifikovanou Fosterovou metódou. In: Podzemná voda, č. 2, Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, s. 88 – 93.

Kullman, E., 2000: Nové metodické prístupy k riešeniu ochrany a ochranných pásiem zdrojov podzemných vôd v horninových prostrediach s krasovo-puklinovou a puklinovou priepustnosťou. In: Podzemná voda, roč. VI, č. 2, Slovenská asociácia hydrogeológov Bratislava, s. 31 – 41.

Malík, P., Bodiš, D. a Mello, J., 2000: Mezozoikum západnej časti Slovenského krasu, Železníckeho podhoria a časti Licinskej pahorkatiny, hydrogeologický rajón M-130 – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Malík, P. a Kordík, J., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa východnej časti Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000. Textové vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 241 s.

Rambert, B., 1972: Application de l´analyse des hydrogrammes des cours d´eau a l´évaluation de l´écoulement souterrain (examen critique des divers procédés d´analyse utilisés sur les hydrogrammes de dix cours d´eau francais). Paris, Bureau de Recherche geologique et miniérs, 72 SGN 371 AME, 60 s.

Thornthwaite, C. W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. In: Geograph. Rew., 38, s. 55 – 94.

Thornthwaite, C. W. a Mather, J. R., 1955: The water balance. In: Publ. in Climatol., 8, s. 1 – 104.

Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-3 (Tribeč)

JÁN MADARÁS, MILAN KOHÚT, JÁN IVANIČKA, MILOŠ KOVÁČIK a KAROL MARSINA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Štruktúrno-oporným jadrovým vrtom RAO-3 situovaným v centrálnej časti pohoria Tribeč boli zastihnuté dve variety granitických hornín. Prechod z jemnozrnných až strednozrnných biotitických granodioritov až monzogranitov na hrubozrnné biotitické granodiority až tonality je pomerne ostrý a intruzívny. Ostrú hranicu sme identifikovali v hĺbke približne 100 m. V oboch varietách, ktoré tvoria hlavnú masu granitoidných hornín Tribeča, sa vyskytuje identické minerálne zloženie, ale s odlišným modálnym zastúpením v rámci petrografických variet (granit, granodiorit a tonalit). Z geochemického hľadiska sú horniny vo vrte RAO-3 bežnými granitoidnými horninami Západných Karpát bez výraznejších prejavov premien horninotvorných minerálov. Oba typy granitoidov patria do vápenato-alkalickej série magmatických hornín, spadajú do prechodného poľa granitov typu I/S s výraznou afinitou ku granitoidom typu I typu Sihla s. l. Hrubozrnnejšie variety granitoidov spadajú do poľa tonalitov a granodioritov a jemnozrnnejšie do poľa granitov a trondhjemitov. Na základe obsahu draslíka patria hrubozrnné granodiority k vysoko draselným granitoidom, kým jemnozrnné granity tvoria prechod medzi stredne a vysoko draselnými granitmi.

Kľúčové slová: Tribeč, kryštalinikum, tatrikum, hlbinné úložisko, vrt, litológia, granitoidné horniny, petrografia a geochémia

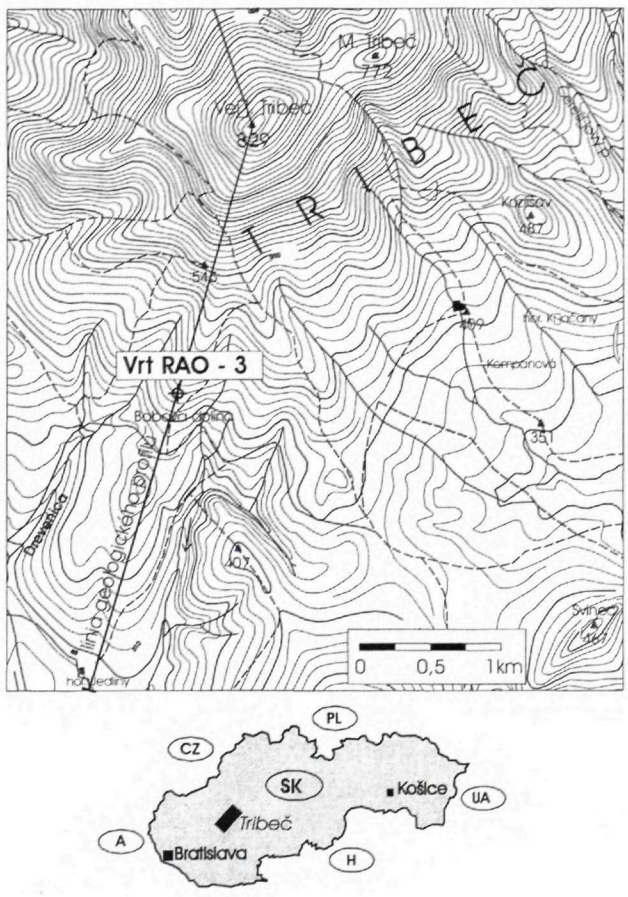
Úvod

Kryštalinikum centrálnej časti pohoria Tribeč v zmysle projektu *Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysoko aktívneho rádioaktívneho odpadu v podmienkach SR pre obdobie r. 1998 – 2000*, úlohy č. 3 *Výber lokality*, etapy *Hodnotenie študijných lokalít – I. časť*, je jednou z perspektívnych oblastí na umiestnenie hlbinného úložiska. Realizácia pilotného vrtu bola navrhnutá vzhľadom na nízky stupeň preskúmanosti študijnej lokality, kde v granitoidnom prostredí absentujú štruktúrno-oporné vrty.

V kryštaliniku Tribeča sa doteraz realizovali tri mapovacie jadrové vrty do hĺbky 300 m jedine v rázdielskej časti pohoria – vrty TR-1, TR-2 (Ivanička et al., 1995) a TR-3 (Ivanička et al., 1992). Ich dokumentácia tvorí súčasť citovaných manuskriptov.

Jadrový vrt RAO-3 bol situovaný v centrálnej časti pohoria Tribeč cca 2 km j. od kóty Veľký Tribeč (829 m) v katastrálnom území Kostoľany pod Tribečom, lokalita Babova dolina, parcela č. 371 (obr. 1). Technické práce realizovala firma OPTIMA, a. s., Nová Baňa pre Štátny geologický ústav Dionýza Štúra v mesiacoch február – marec 2001. Vrt dosiahol projektovanú hĺbku 250 m.

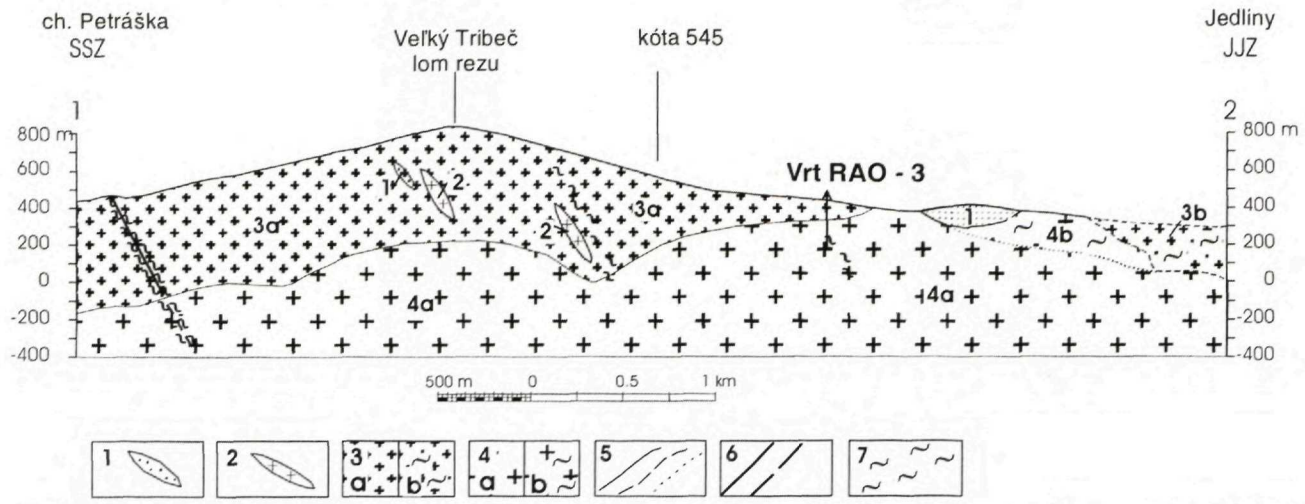
Súradnice vrtu RAO-3: x = 1 254 699,27 m, y = 487 285,89 m, z = 395 m n. m., súradnicový systém: JTSK, výškový systém: Bpv.



Obr. 1 Lokalizácia vrtu RAO-3.

Hlavnými cieľmi realizácie vrtných prác bolo získanie:

- informácií o litologickom charaktere hornín potrebných na koreláciu nameraných geofyzikálnych veličín v rámci geofyzikálneho prieskumu;
- horninového materiálu na laboratórne a analytické práce (inžinierskogeologické vlastnosti hornín – fyzikálne, pevnostné deformačné a termofyzikálne parametre hornín, geochemické analýzy hornín, mineralogické a petrografické štúdium hornín, identifikácia zrudnených zón, mylonitové a puklinové zóny atď.);



Obr. 2 Geologický profil okolia vrtu RAO-3. 1 – leukokratné, jemno- až hrubozrnné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity; 2 – jemnozrnné biotitické granodiority až biotiticko-muskovitické granity; 3 – a) jemno- až strednozrnné biotitické granity až granodiority; b) detto, tektonodeformačne prepracované (mylonitizované); 4 – a) stredno- až hrubozrnné biotitické granodiority až tonality; b) detto, tektonodeformačne prepracované (mylonitizované); 5 – geologické hranice: zistené, predpokladané, pozvoľné prechody; 6 – zlomy: zistené, predpokladané; 7 – výrazné mylonitové zóny.

- informácií o fyzickom stave hornín a horninového masívu (diskontinuity a ich výplň, zvetrávanie, mylonitové zóny atď.);
- základných informácií o hydrogeologických pomeroch okolia vrtu, chemizme podzemných vôd a izotopoch.

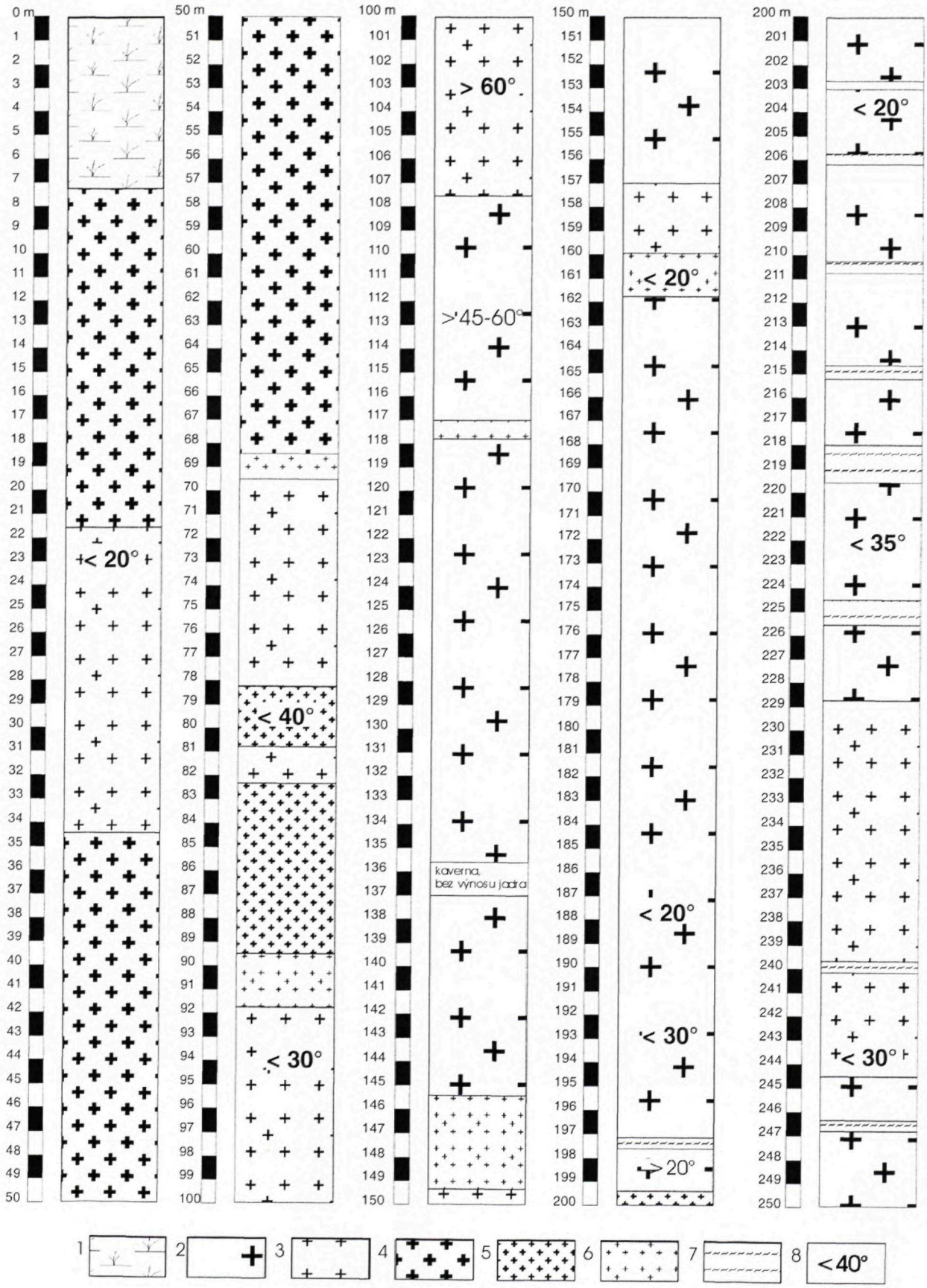
Cieľom tohto príspevku je charakterizovať najmä geologickú stavbu okolia vrtu, petrografické a litologické pomery hornín vo vrte. Ostatné hlavné ciele sú súčasťou rukopisnej správy o vrte (c. f. Kováčik et al., 2001).

Geologická situácia okolia vrtu RAO-3

Na geologickej stavbe okolia vrtu sa podieľajú granitoidné horniny tatrika, ktoré predstavujú hercýnske postkinematické intrúzie vrchnokarbónskeho veku. Granitoidné horniny sú súčasťou centrálnej časti mohutného granitoidného plutónu v zoborskej časti Tribeča. Vystupujú vo forme jednak malých a plošných telies hrúbky 50 – 100 m, jednak, a to prevažne, vo forme rozsiahlejších masívov dosahujúcich hrúbku až niekoľko sto metrov. Variabilné je aj ich zrnitostné a petrografické zloženie, závislé najpravdepodobnejšie od ich priestorovej pozície v rámci masívu (Ivanička et al., 1998). Vrt RAO-3 prevŕtal jemno- až strednozrnné biotitické granity až granodiority (obr. 2). V spodnej časti vrtu zasiahol do hrubozrnnejšej variety – granodiority až tonality. Podľa dnešnej úrovne poznania oba typy hornín predstavujú perspektívne horninové prostredie na vybudovanie hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysoko aktívneho rádioaktívneho odpadu v tejto lokalite (Kováčik et al., 2001).

Litologický opis vrtu RAO-3 (obr. 3)

000,0 – 007,2 m	hnedá piesčitá hlina a hlinito-kamenitá sutina s úlomkami granitoidov veľkosti 1 – 7 cm (kvartér);
007,2 – 021,5 m	sivý, jemno- až strednozrnný Bt granodiorit až tonalit, lokálne s väčšími (do 0,5 cm) výrastlicami Plg;
021,5 – 034,4 m	strednozrnný typ prevláda nad jemnozrnným Bt granodioritom, oba typy sa striedajú – prechodné magmatické tokové štruktúry a diferenciácie v magmatickom štádiu so sklonom foliácie 20° od vertikálnej osi vrtu;
034,4 – 068,3 m	jemno- až strednozrnný Bt granodiorit, trocha kremitejší na úkor Bt, ktorý je veľmi jemnozrnný. Granitoid je svetlosivej farby, masívny, so všesmerne zrnitou textúrou.
039,0 – 039,5 m	pukliny šírky do 0,5 cm vyplnené Qz so sklonom 80° od vertikálnej osi vrtu;
068,3 – 078,1 m	stredno- až hrubozrnný Bt granodiorit so všesmerne zrnitou textúrou, rovnomerne zrnitý. Typické sú zhluky Bt (orbikulárna štruktúra).
069,5 – 070,0 m	poloha jemnozrnného kremitého granitu;
078,1 – 080,9 m	jemnozrnný aplitoidný kremitý granit s veľmi jemnozrnným Bt so sklonom foliácie 40° od vertikálnej osi vrtu;
080,9 – 082,2 m	stredno- až hrubozrnný Bt granodiorit;
	082,2 – 089,5 m jemnozrnný aplitický kremitý granit s veľmi jemnozrnným Bt;
089,5 – 091,8 m	jemnozrnný, rovnomerne zrnitý Bt granit;
091,8 – 107,5 m	stredno- až hrubozrnný Bt granodiorit (veľkosť Bt zŕn do 0,5 cm), mierne usmernený, so sklonom foliácie 30° od vertikálnej osi vrtu;
093,3 m	aplitová žilka hrúbky do 4 cm v hrubozrnnom type granodioritu;
102,3 m	Qz žilka s Ep hrúbky 3 cm;
104,7 m	deformovaná Qz-živcová žilka na prechode z hrubozrnného do jemnozrnného typu so sklonom 60° od vertikálnej osi vrtu;
107,5 m	2 mm hrubá žilka pseudotachylitu;
107,5 – 145,3 m	hrubozrnný, slabo porfýrický (živcový) Bt granodiorit až tonalit;
108,3 m	pseudotachylit;
110,1 m	pseudotachylit so sklonom 45° od vertikálnej osi vrtu;
110,5 m	hlavná pseudotachylitová žilka (hrubá 1 cm) s rozptýleným hematitom so sklonom 60° od vertikálnej osi vrtu;



Obr. 3 Litologický profil vrtu RAO-3. 1 – hlinito-kamenitá sutina, úlomky zvetraných granitoidov (kvartér); 2 – hrubozrnný až slabo porfýrický biotitický granodiorit až tonalit; 3 – stredno- až hrubozrnný, lokálne slabo porfýrický biotitický granodiorit až tonalit; 4 – sivý, jemno- až strednozrnný biotitický granodiorit až tonalit; 5 – jemnozrnný svetlý aplitický kremitý granit; 6 – sivý jemnozrnný kremitý granit; 7 – silne usmernený až mylonitizovaný granitoid, mylonitová zóna s prekremenením; 8 – sklon mylonitickej foliácie v granitoide, sklon mylonitovej zóny v stupňoch, šípka ukazuje smer sklonu k vertikálnej osi vrtu.

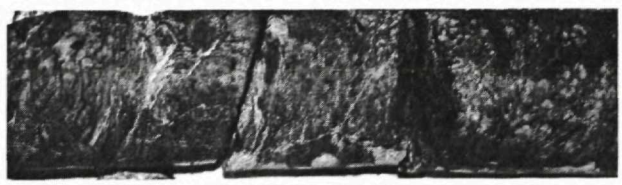
117,0 – 117,8 m	poloha jemnozrnnej Bt variety granitu;
135,6 – 137,0 m	kaverna bez výnosu jadra;
145,3 – 149,4 m	jemnozrnný kremitý granit s Bt;
149,4 – 228,8 m	stredno- až hrubozrnný Bt granodiorit až tonalit, všesmerne rovnomerne zrnitý;
153,3 m	hrubozrnný Bt granodiorit s 0,5 – 1 cm hrubými Qz žilkami so sklonom 80° od vertikálnej osi vrtu;
160,0 – 161,8 m	prekremenenie, silicifikácia pokračuje až do 173,5 m;
175,0 – 186,0 m	Bt je trochu chloritizovaný;
176,2 m	rulové septum veľkosti asi 3 cm;
191,0 – 191,3 m	v hornine je usmernený Bt aj Qz so sklonom foliácie 30° od vertikálnej osi vrtu;
191,6 m	žilka pseudotachylitu so sklonom 30° od vertikálnej osi vrtu;
192,2 m	žilka pseudotachylitu so sklonom 45° od vertikálnej osi vrtu;
195,8 m	pseudomorfóza Bt a Qz po výrastlici Kfs veľkosti 2 cm;
197,1 – 197,4 m	silne usmernený až mylonitizovaný granodiorit so sklonom foliácie 40° od vertikálnej osi vrtu;
199,6 – 200,0 m	jemnozrnný svetlý aplitický granit;
202,8 m	mylonitová zóna so sklonom foliácie 20° od vertikálnej osi vrtu;
205,0 – 206,1 m	tenké mylonitové zóny hrúbky 0,5 – 1 cm;
210,5 m	prekremenená mylonitová zóna;
212,2 m	malé (3 cm) enklávy Bt jemnozrnných variet;
214,8 – 221,0 m	prekremenenie hrubozrnného granitoidu, žilky s Ep;
214,8 – 215,1 m	mylonitová zóna;
224,5 m	mylonitová zóna s Qz žilkou, so sklonom foliácie 35° od vertikálnej osi vrtu;
227,4 m	enkláva Bt ruly veľkosti asi 5 cm;
228,8 – 244,4 m	strednozrnný Bt granodiorit až tonalit, pomerne silno usmernený, so sklonom foliácie 30° od vertikálnej osi vrtu;
234,7 m	deformovaná Qz žilka hrúbky do 4 cm;
237,5 m	deformovaná Qz žilka so sklonom 20° od vertikálnej osi vrtu;
239,7 – 240,0 m	mylonitová zóna;
246,4 – 246,5 m	mylonitová zóna;
244,4 – 250,0 m	stredno- až hrubozrnný Bt granodiorit, všesmerne rovnomerne zrnitý.

V hĺbke 250,0 m sa vrt skončil.

Použité skratky minerálov: Qz – kremeň, živc – živec, Plg – plagioklas, Kfs – draselný živec, Bt – biotit, Ep – epidot.

Petrografická charakteristika hornín vo vrte RAO-3

Granitoidné horniny v profile vrtu RAO-3 zachytávajú rozličné zrnitostné i petrografické variety granitov a granodioritov až tonalitov. V hornom úseku vrtu, cca do hĺbky 107,5 m, sa striedajú strednozrnné (jemno- až strednozrnné alebo stredno- až hrubozrnné) biotitické granodiority až tonality s jemnozrnnými až aplitickými kremitými granitmi, resp. biotitickými granitmi. Vytvárajú prechodné tokové magmatické štruktúry vznikajúce v štádiu magmatickej diferenciácie. V prípade strednozrnných biotitických granodioritov až tonalitov ide prevažne o sivé a sivozelenkavé masívne horniny so všesmerne zrnitou (lokálne slabo usmernenou) textúrou. Zrnitosť týchto hornín sa pohybuje v rozsahu 2 – 5 mm. Štruktúra hornín je hypidiomorfne zrnitá. Plagioklasy sú dosť často sericitizované. Tiež majú častejšie vyvinuté albitové lemy. Z draselných živcov prevláda ortoklas alotriomorfného obmedzenia nad mikroklínom. Biotit vytvára malé lupene, maximálne do 1 až 3 mm, len výnimočne viac. Má zelenohnedú farbu, často pozorujeme baueritizáciu, chloritizáciu a epidotizáciu. Z akcesorických minerálov sa vyskytuje apatit, titanit, zirkón a rudné minerály (magnetit, ilmenit a pyrit).



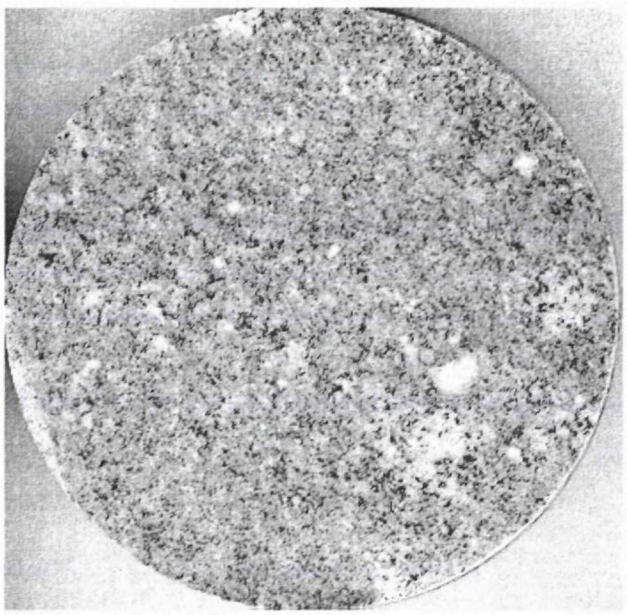
Obr. 4a Vrtné jadro z hĺbky 197,4 m. Mylonitizovaný granodiorit so sklonom mylonitickej foliácie 40° od vertikálnej osi vrtu.

Obr. 4b Detail vrtného jadra z hĺbky 110,5 m. Hlavná pseudotachylitová žilka (hrubá 1 cm) s klastami horniny a matrixom tvoreným rozptýleným hematitom.

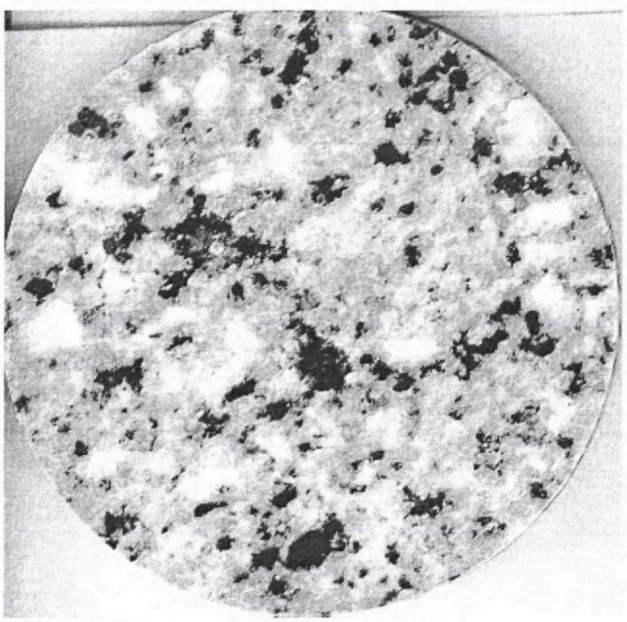
Tab. 1 Modálne zloženie granitických hornín z vrtu RAO-3 v objemových %.

Hĺbka m	Kremeň	Plagioklas	K živec	Biotit	Muskovit	Akcesórie
23	34,2	36,0	24,6	3,8	0,6	0,8
42	33,7	37,8	22,8	4,2	0,5	1,0
46	35,1	38,3	20,2	4,4	0,9	1,1
77	29,2	42,3	14,6	12,1	0,0	1,8
78	35,9	38,8	18,6	4,8	0,8	1,1
89	35,6	40,6	16,7	5,3	0,8	1,0
92	28,6	41,2	14,5	13,5	0,0	2,2
132	28,2	43,4	13,7	12,9	0,2	1,6
164	28,5	44,1	12,6	13,0	0,0	1,8
196	29,3	46,6	9,8	12,8	0,0	1,7
249	28,0	46,8	10,1	13,5	0,0	1,6

Jemnozrnné granity predstavujú spravidla kyslé leukokratné horninové typy (mikrogranity a aplity). Ich všeobecnou charakteristikou je svetlá farba, zvýšený obsah kremeňa a K živcov (ortoklas a mikroklín), ako aj lokálna prítomnosť muskovitu. Predstavujú vyššie diferencované, kyslejšie a alkalickejšie deriváty. Od hĺbky 107,5 m až do konca vrtu (250 m) sa nachádzajú hrubozrnné biotitické granodiority až tonality s tromi tenkými (1 – 3 m) poloha-



Obr. 4c Textúra jemnozrnného granitu.



Obr. 4d Textúra hrubozrnného granodioritu.

mi svetlých jemnozrnných aplitických granitov. V prípade čerstvých, tektonicky neporušených hornín ide o všesmerne zrnité, na biotit bohaté hrubozrnné, lokálne až jemnoporfýrické horniny obyčajne sivej až sivozelenkavej farby. Hlavné minerálne súčasti tvoria plagioklas, kremeň a biotit (hnedastozelený). Draselných živcov je menej, pričom ortoklas prevláda nad zriedkavým mikroklínom. Štruktúra hornín je hypidiomorfne zrnitá, veľkosť zŕn sa pohybuje medzi 5 – 10 mm, výnimočne aj viac. Akcesoricky je prítomný amfibol, vyskytuje sa titanit, alanit, epidot, ortit, magnetit, apatit a zirkón. Reliktne sa v týchto horninách vyskytujú enklávy biotitických rúl. Vo viacerých tenkých (10 – 30 cm) horizontoch sú tieto horniny tektonodeformačne postihnuté až mylonitizované. Prejavuje sa to viac alebo menej výrazným lineárnym usmernením ich minerálnych zložiek aj ich granuláciou a premenou (sericitizácia plagioklasu, chloritizácia a epidotizácia biotitu). Takéto variety majú orientovane mylonitickú štruktúru (obr. 4a). V hĺbke 107,5 – 110,5 m a okolo 192 m sme v hrubozrnných granodioritoch identifikovali tmavosivé, silno tektonodeformačne prepracované horniny – pseudotachylity v podobe tenkých (1 až 10 mm) žiliek. Vo výbruse majú silno deštruovanú usmernenú štruktúru s obsahom pôvodných horninových klastov, rozdrvených minerálnych súčiastok a rozptýleným hematitom medzi nimi (obr. 4b). V oboch typoch granodioritov až tonalitov sme pozorovali tenké sekundárne žilky kremeňa a karbonátov s chloritom a epidotom.

Vrt RAO-3 navŕtal dva základné typy granitických hornín líšiacich sa textúrnymi znakmi, ako aj modálnym, minerálnym zložením. Minerálne zloženie študovaných vzoriek granitoidov je v tab. 1. Vo vrchnej časti sme identifikovali jemno- až strednozrnné (1 – 2 mm), všesmerne zrnité biotitické granity až granodiority s lokálnymi fenokrystami plagioklasov (do 1 cm) a nevýraznými prejavmi magmatického miešania (obr. 4c), kým spodnú časť vrtu budujú stredne až hrubšie zrnité biotitické tonality až granodiority, relatívne všesmerne zrnité, s lupeňmi biotitu do 1 cm (obr. 4d).

Z vrtu sa odobralo 11 ks vzoriek na geochemickú analýzu, pričom z vrchných granitov bolo 5 ks vzoriek a zo spodných granodioritov ďalších 6 ks vzoriek. Tým vznikli dva dobre definované súbory údajov. Výsledky chemických analýz sú v tab. 2. Vyhodnotenie sa vykonalo štandardným spôsobom a dokumentujú ho diagramy na obr. 5a, b až obr. 11. Oba súbory údajov sa v týchto diagramoch dostatočne diskriminujú na základe odlišného chemického zloženia. V diagrame QAP na základe normatívneho zloženia projekčné body oboch typov granitoidov spadajú viac-menej do poľa granodioritov, no afinita jemnozrnných granitov k monzogranitom je zrejmá (obr. 5a). Oba typy granitoidov patria do vápenato-alkalickej série magmatických hornín na základe diagramu AFM (obr. 5b).

Odlišnosť oboch typov sa dobre prejavuje v Barkerovom (1979) normatívnom diagrame (obr. 6a), keď hrubozrnnejšie spadajú do poľa tonalitov a granodioritov a jemnozrnnejšie do poľa granitov a trondhjemitov. Je to v súlade s petrografickým charakterom týchto hornín. Na základe obsahu draslíka hrubozrnné granodiority patria k vysoko draselným granitoidom, kým jemnozrnné granity tvoria prechod medzi stredne a vysoko draselnými granitmi v zmysle Peccerilla a Taylora (1976). Zvýšený obsah K_2O však nie je spôsobený draselnými živcami, ale vyšším obsahom biotitu (obr. 6b).

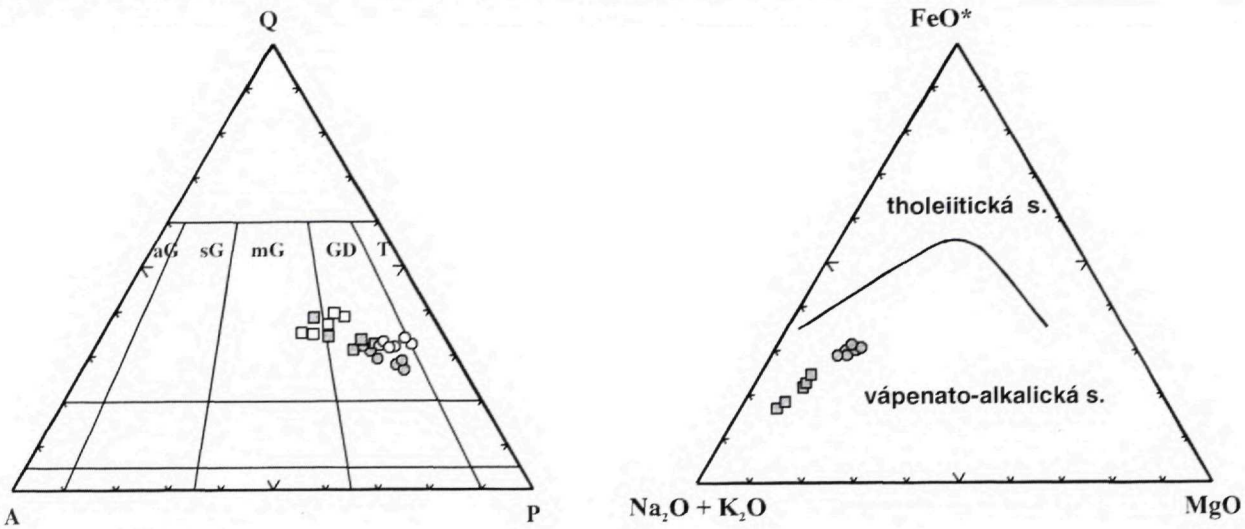
Zaujímavé je hodnotenie týchto granitoidov v zmysle autorov Chappella a Whitea (1974). Podľa pomeru sodíka k draslíku by oba typy patrili ku granitom typu I s relatívne vyrovnaným vzájomným pomerom (obr. 7a), respektíve s 25-percentným prevýšením sodíka v časti vzoriek. Naproti tomu, podľa pomeru vápnika k železu vidíme, že vyšší obsah FeO^t nie je saturovaný prítomnosťou amfibolov, ale len biotitom (obr. 7b). Je to v zhode s petrografiou a celkove peraluminóznym charakterom oboch typov hornín, a teda spadajú do poľa granitov typu S.

Toto je evidentné aj z multikatiónového diagramu Debona a Le Forta (1983), keďže tieto horniny väčšinou spadajú do poľa III – dominantne biotitických granitov, prípadne poľa II – muskoviticko-biotitických granitov, hoci primárny muskovit v týchto granitoch sa nepozoroval (obr. 8). Zaujímavá je aj afinita časti jemnozrnných granitov k leukogranitom, odzrkadľujúca ich frakcionovaný charakter ako čiastočnú alteráciu. Podobný charakter týchto vzoriek indikuje aj ich pozícia v rámci diagramu De la Roche et al. (1980) v rámci poľa (2), odzrkadľujúc pôvod magmy z predkolízneho kôrového zdroja (obr. 9).

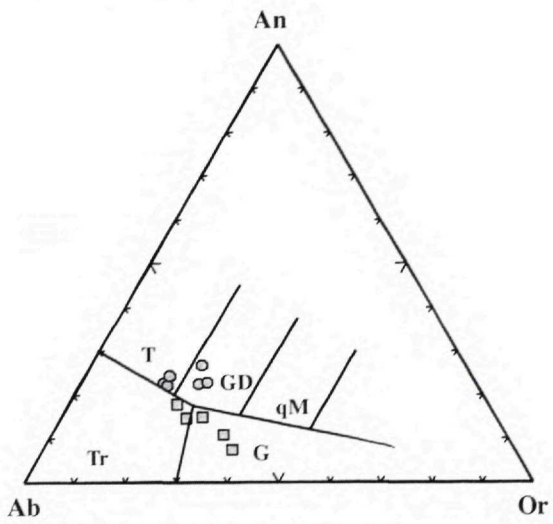
Hoci sa zdá, že časť jemnozrnných granitov má v diagrame Maniara a Piccoliho (1989) charakter typických

Tab. 2 Chemické zloženie študovaných granitoidov z vrtu RAO-3. Hlavné prvky v hm. %, stopové v ppm.

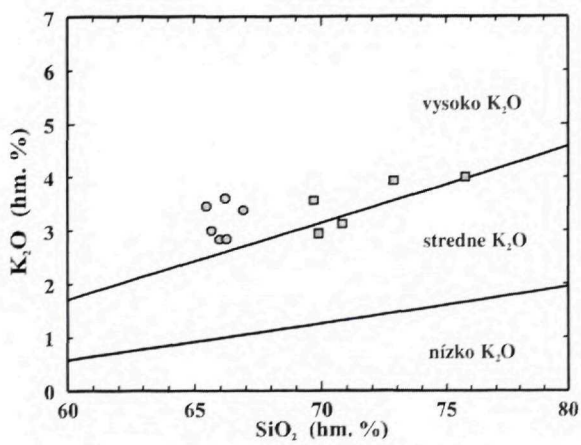
Hĺbka v m	23,2	42,3	46,9	77,6	78,6	89,35	92,4	132,6	164,4	196,2	249,0
SiO_2	74,79	71,70	69,36	65,39	68,10	68,48	64,83	64,40	62,06	64,34	64,65
TiO_2	0,16	0,26	0,41	0,72	0,50	0,45	0,79	0,70	0,77	0,77	0,73
AL_2O_3	13,23	14,99	15,38	15,77	15,54	15,63	16,21	16,48	15,96	16,39	16,17
Fe_2O_3	0,43	0,44	1,09	1,68	1,12	0,85	1,56	1,50	1,78	1,69	1,70
FeO	0,79	0,97	1,30	2,20	1,51	1,88	2,41	2,24	2,38	2,34	2,23
CaO	0,99	1,48	1,95	2,94	2,08	2,35	2,88	3,08	3,49	2,98	3,34
MgO	0,50	0,61	1,01	1,70	1,08	1,05	1,97	1,79	2,11	1,99	1,66
MnO	0,03	0,03	0,05	0,08	0,05	0,05	0,07	0,07	0,11	0,07	0,07
Na_2O	3,74	3,91	4,18	3,67	4,04	4,20	3,40	4,29	3,51	4,21	4,24
K_2O	3,96	3,87	3,06	3,31	3,49	2,89	3,53	2,77	3,39	2,94	2,77
P_2O_5	0,09	0,13	0,17	0,26	0,21	0,18	0,27	0,27	0,29	0,27	0,27
H_2O^+	1,04	1,30	1,68	1,74	1,89	1,48	1,50	1,85	3,63	1,46	1,60
H_2O^-	0,26	0,25	0,26	0,20	0,22	0,22	0,35	0,22	0,19	0,22	0,24
Spolu	100,02	99,95	99,90	99,66	99,83	99,71	99,77	99,67	99,67	99,67	99,68
F	180	220	245	270	250	310	520	410	450	430	420
B	4	11	11	12	10	10	13	10	10	8	5
Rb	104	91	89	98	94	77	99	69	92	71	66
Sr	245	331	488	640	422	518	567	775	695	804	831
Ba	522	870	928	822	1 004	1 061	879	1 053	935	1 107	1 133
Zr	71	118	150	187	149	190	188	183	188	191	179
Y	9	8	9	17	11	9	16	12	13	13	13
Nb	6	5	7	11	8	7	10	9	9	10	9
Ta	1,0	1,2	2,0	2,0	1,5	1,4	1,6	1,8	2,0	3,0	1,8
Hf	1	2	2	4	1	2	4	4	1	5	1
Be	2,1	2,0	2,3	2,3	2,0	1,6	2,3	2,1	2,0	2,1	2,0
Li	21	22	33	46	38	30	44	31	39	36	31
Co	1	1	4	8	2	3	4	5	8	8	6
Cu	2	1	5	1	7	3	3	5	1	3	7
Cr	24	20	24	27	19	23	28	25	25	30	28
Ni	14	16	9	11	11	14	17	14	14	17	17
Ga	18	18	21	22	21	21	22	23	22	22	20
Sn	3	3	3	3	3	3	2	3	3	3	3
Pb	21	21	18	17	21	38	14	20	11	18	20
Th	5	8	7	12	12	9	11	9	11	27	9
U	3	2	1	4	4	3	4	5	2	6	3
V	15	25	41	75	56	46	84	76	89	75	71
Zn	22	32	55	74	58	70	76	71	64	75	76
La	12	21	29	39	33	32	45	41	42	48	38
Ce	24	39	52	74	58	57	84	76	77	85	72
Nd	12	21	25	39	28	28	41	38	40	47	36
Sm	2	4	4	6	5	5	6	6	6	6	6
Eu	0,5	0,7	0,9	1,4	1,0	1,0	1,7	1,4	1,5	1,6	1,4
Gd	1,8	2,5	2,9	5,4	3,3	3,4	5,2	4,4	4,6	5,0	4,6
Tb	0,2	0,3	0,3	0,8	0,3	0,4	0,9	0,7	0,7	0,9	0,8
Tm	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4
Yb	0,7	0,7	0,8	1,5	0,9	0,7	1,6	1,2	1,2	1,3	1,3
Lu	0,14	0,10	0,12	0,20	0,12	0,11	0,25	0,17	0,16	0,19	0,18



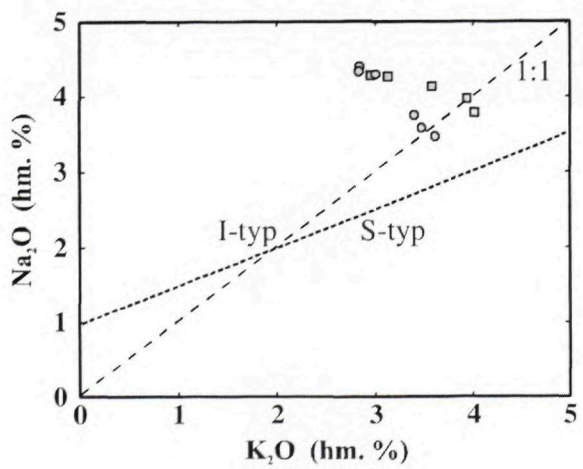
Obr. 5a Klasifikačný diagram QAP podľa IUGS zobrazujúci minerálne, modálne zloženie študovaných granitoidov z vrtu RAO-3 v porovnaní s chemickým, normatívnym zložením. Symboly: kruh – stredno- až hrubozrnné granodiority až tonality, štvorec – jemnozrnné granity až granodiority, prázdny znak – modálne zloženie, plný znak – normatívne zloženie (platí aj pre ostatné diagramy).
Obr. 5b Diagram AFM.

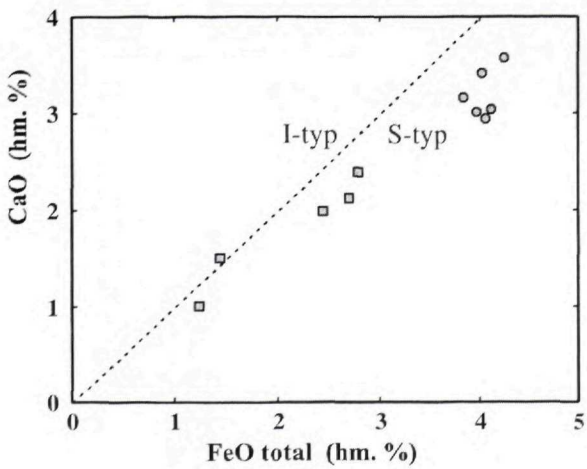


Obr. 6a Barkerov normatívny diagram.

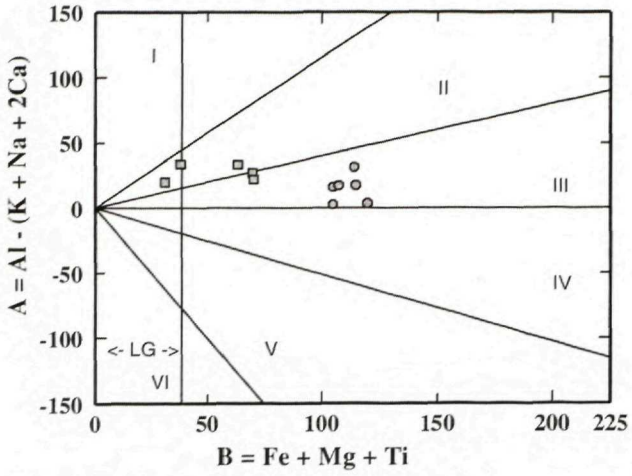


Obr. 6b Diagram podľa Peccerillo a Taylora (1976).

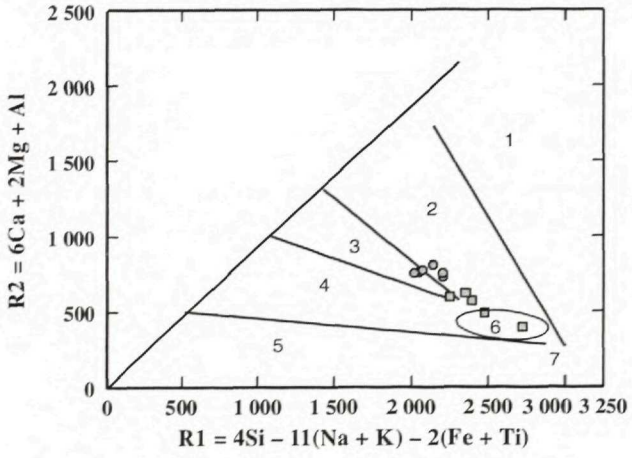




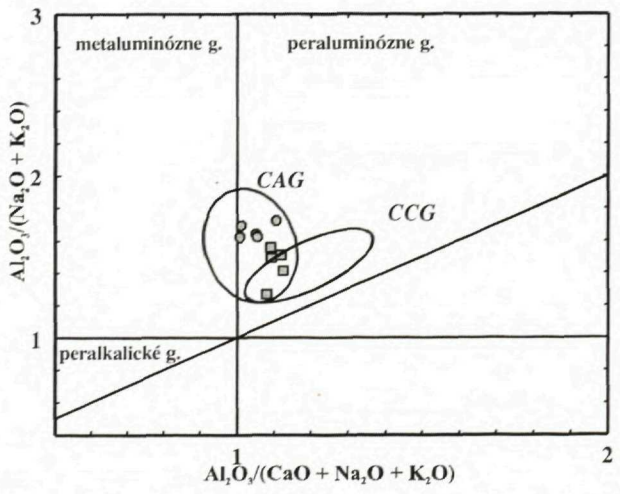
Obr. 7a, b Diskriminačné diagramy podľa Chappella a Whitea (1974).



Obr. 8 Diagram podľa Debona a Le Forta (1983).

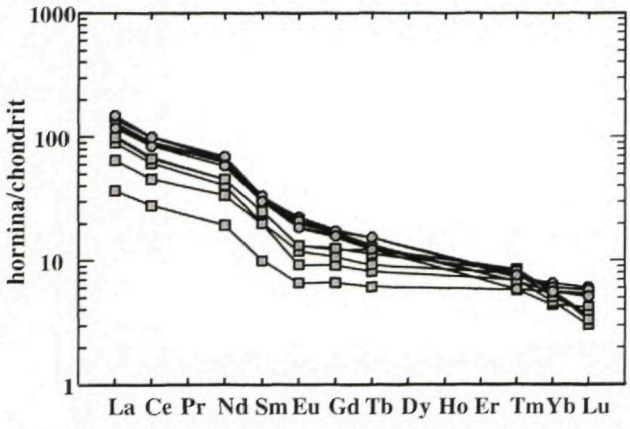


Obr. 9 Diagram podľa De La Roche et al. (1980).



Obr. 10 Diskriminačný diagram podľa Maniara a Piccoliho (1989).

kolíznych granitov (CCG) derivovaných z metasedimentov (obr. 10), v podstate predpokladáme jeden rovnaký spodnokôrový zdroj pre oba typy granitov a odlišný stupeň frakcionácie. Podporuje to aj normalizovaný záznam prvkov vzácnych zemím s La_N/Yb_N = 27 – 12 a podobne nevýraznou Eu anomáliou (obr. 11). Predpoklad reaktivovaného spodnokôrového protolitu podporuje aj celkove relatívne subaluminózny charakter všetkých vzoriek s ASI = 1,0 až 1,12. Domnievame sa, že pri tvorbe týchto granitických hornín sa aktivovali staršie produkty kontinentálnych oblúkov (CAG) a ich súčasný charakter je zdedený zo zdroja.



Obr. 11 Normalizovaný diagram vzácnych zemín vo vzťahu k zloženiu chondritu.

V západokarpatskej terminológii takýto typ granitoidov označujeme ako „Sihla s. l." v zmysle Brosku a Petríka (1993). Horniny zo študovaného vrtu RAO-3 sú geochemicky aj petrograficky identické s obdobnými typmi granitoidov z vrtov RAO-1 a 2 z oblasti veporského kryštalinika (Madarás et al. in Kováčik et al., 1999).

Záver

Vrt RAO-3 sa realizoval v centrálnej časti pohoria Tribeč cca 2 km jjz. od kóty Veľký Tribeč (829 m) v nadmorskej výške 395 m. Dosiahol projektovanú hĺbku 250 metrov. Po skončení prác bol vrt zabudovaný a v budúcnosti sa bude používať ako pozorovací hydrogeologický vrt. Vrtom prechádzajú línie geofyzikálnych profilov realizovaných v rámci projektu. Detailné informácie o litologickom zložení a tektonickom porušení hornín vo vrte umožňujú presnú koreláciu s nameranými geofyzikálnymi veličinami a presnejšiu geologicko-geofyzikálnu interpretáciu vysledkov geofyzikálnych meraní.

Vrt zastihol dve variety biotitického granodioritu až tonalitu. Prechod z jemnozrnných až strednozrnných variet na hrubozrnné je pomerne ostrý, intruzívny. Ostrú hranicu sme identifikovali v hĺbke približne 100 m. V oboch varietách, ktoré tvoria hlavnú masu granitoidných hornín Tribeča, sa vyskytujú pomerne časté petrografické zmeny (granit, granodiorit a tonalit). V hĺbke –135,6 až –137 m sa zistila otvorená puklina („kaverna"). Je predpoklad, že vrt zastihol otvorenú puklinu pod ostrým uhlom a v skutočnosti je otvorenosť omnoho menšia.

Z geochemického hľadiska sú horniny vo vrte RAO-3 bežnými granitoidnými horninami Západných Karpát bez výraznejších prejavov premien horninotvorných minerálov. Oba typy granitoidov patria do vápenato-alkalickej série magmatických hornín. Spadajú do poľa prechodných granitov typu I/S s afinitou ku granitoidom typu

Sihla s. l. Hrubozrnnejšie variety granitoidov spadajú do poľa tonalitov až granodioritov, kým jemnozrnnejšie do poľa granitov a trondhjemitov. Na základe obsahu draslíka hrubozrnné granodiority patria k vysoko draselným granitoidom a jemnozrnné granity tvoria prechod medzi stredne a vysoko draselnými granitmi.

Literatúra

Barker, F. (Ed.): Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, s. 1 – 12.

Broska, I. a Petrík, I., 1993: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. In: Miner. slov., roč. 25, č. 1, s. 23 – 28.

Chappell, B.W. a White, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. In: Pacif. Geol. (Tokyo), č. 8, s. 173 – 174.

Debon, F. a Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. In: Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, s. 135 – 149.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. a Marchal, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 – diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. In: Chem. Geol. (Amstredam), roč. 29, č. 3 – 4, s. 183 – 210.

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Nagy, A., Kernátsch, G., Brlay, A., Vranovská, A. a Jánová, V., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Partizánske-3 (35-423). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ivanička, J., Hók, J., Greguš, J., Vozár, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Kováčik, M., Vozárová, A., Nagy, A., Šimon, L., Marcin, D., Liščák, P., Brlay, A. a Fejdiová, O., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-441 (Zlaté Moravce-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra. 248 s.

Kováčik, M., Madarás, J., Határ, J., Hraško, Ľ., Kohút, M., Helma, J., Marcin, D., Čellár, S., Hrašna, M., Král, M., Žáková, E., Marsina, K., Rapant, S., Michalko, J. a Mrosko, J., 1999: Príloha č. 1 – Geologická dokumentácia vrtov RAO-1 a RAO-2. Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysokorádioaktívnych RA-odpadov v podmienkach Slovenskej republiky pre obdobie r. 1998 – 2000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 97.

Kováčik, M., Gedeon, M., Madarás, J., Ivanička, J., Kohút, M., Nagy, A., Töröková, I., Helma, J., Marcin, D., Švasta, J., Slaninka, I., Michalko, J., Marsina, K., Durmeková, T., Frankovská, J. a Wagner, P., 2001: Príloha č. 1 – Geologická dokumentácia vrtov RAO-3, 4, 5. Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Etapa VYL – 01-00. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 230.

Maniar, P. D. a Piccolli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoide. In: Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder), 101, 5, s. 635 – 643.

Peccerillo, A. a Taylor, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from the Kostamonu area, northern Turkey. In: Contrib. Mineral. Petrol., 58, s. 63 – 81.

Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-4 (Žiar)

MILAN KOHÚT, JÁN MADARÁS, EVA ŽÁKOVÁ, KAROL MARSINA a MILOŠ KOVÁČIK

Štátny Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Štruktúrno-oporný jadrový vrt RAO-4 v centrálnej časti pohoria Žiar zastihol svetlosivý hrubozrnný až porfýrický muskoviticko-biotitický granit až granodiorit, ktorý tvorí hlavnú masu kryštalinika v centrálnej časti pohoria. Na základe klasickej I/S typológie ho zaraďujeme k typickým kôrovým granitom typu S. Podľa nomenklatúry IUGS môžeme tieto granitoidy označiť ako monzogranity až granodiority. V získanom jadre sa zistili početné, dobre vyvinuté vyhladené zlomové plochy (tektonické zrkadlá) a drvené a mylonitizované zóny, často intenzívne kaolinizované. Z geochemického hľadiska sú horniny vo vrte RAO-4 bežnými granitoidnými horninami Západných Karpát. Charakteristickým znakom granitoidných hornín vrtu RAO-4 je pomerne častá prítomnosť porušených tektonizovaných polôh s prejavmi drvenia horniny a premien. Výplne porúch tvorí rozpadavá piesčito-ílovitá výplň s malými kompaktnými, ľahko rozpadavými úlomkami premenenej horniny. Intenzívne argilitizované časti prechádzajú do vybieleného biotiticko-muskovitického granitu so zachovanou textúrou. Ílovú frakciu tvorí montmorillonit s menšou prímesou illitu, smektitu, kremeňa a živca.

Kľúčové slová: Žiar, kryštalinikum, tatrikum, hlbinné úložisko, vrt, litológia, granitoidné horniny, petrografia a geochémia

Úvod

Kryštalinikum centrálnej časti pohoria Žiar v zmysle projektu *Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysoko aktívneho rádioaktívneho odpadu v podmienkach SR pre obdobie r. 1998 – 2000*, úlohy č. 3 *Výber lokality*, etapy *Hodnotenie študijných lokalít – I. časť*, je jednou z perspektívnych oblastí na umiestnenie hlbinného úložiska. Realizácia pilotného vrtu bola navrhnutá vzhľadom na nízky stupeň preskúmanosti študijnej lokality, kde v granitoidnom prostredí absentujú štruktúrno-oporné vrty.

Jadrový vrt RAO-4 bol situovaný v pohorí Žiar, v katastrálnom území Budiš – Štyri chotáre (obr. 1). Technické práce realizovala firma OPTIMA, a. s., Nová Baňa pre Štátny geologický ústav Dionýza Štúra v mesiacoch apríl – máj 2001. Vrt dosiahol projektovanú hĺbku 250 m. Zameranie vrtu sa realizovalo pomocou prístroja DGPS, typ CMT March II. Súradnice vrtu RAO-5: x = 1 215 030,38 m, y = 447 605,53 m, z = 757 m n. m., súradnicový systém: JTSK, výškový systém: Bpv.

Hlavnými cieľmi realizácie vrtných prác bolo získanie:

- informácií o litologickom charaktere hornín potrebných na koreláciu nameraných geofyzikálnych veličín v rámci geofyzikálneho prieskumu;
- horninového materiálu na laboratórne a analytické práce (inžinierskogeologické vlastnosti hornín – fyzikálne, pevnostné, deformačné a termofyzikálne parametre hornín, geochemické analýzy hornín, mineralogické a petrografické štúdium hornín, identifikácia zrudnených zón, mylonitové a puklinové zóny atď.);
- informácií o fyzikálnom stave hornín a horninového masívu (diskontinuity a ich výplň, zvetrávanie, mylonitové zóny atď.);
- základných informácií o hydrogeologických pomeroch okolia vrtu, chemizme podzemných vôd a izotopoch.

Cieľom tohto príspevku je charakterizovať najmä geologickú stavbu okolia vrtu a petrografické a litologické pomery hornín vo vrte. Ostatné hlavné ciele sú súčasťou rukopisnej správy o vrte (c. f. Kováčik et al., 2001).

Geologická situácia okolia vrtu RAO-4

Na geologickej stavbe okolia vrtu sa podieľajú granitoidné horniny tatrika Žiaru. Predstavujú mezohercýnske syn- až postkinematické granitové intrúzie typu S spodnokarbónskeho veku v zmysle Petríka a Kohúta (1997). Z geologického hľadiska sa miesto vrtu nachádza v oblasti budovanej hrubozrnnými až porfýrickými muskoviticko-biotitickými granitmi až granodioritmi, ktoré tvorili hlavný litologický typ v celom priebehu vrtu (obr. 2).

V tesnej blízkosti vrtu sa nachádzajú malé, relatívne tektonicky málo porušené blokovité odkryvy. Podľa dnešnej úrovne poznania tento typ horniny predstavuje z geologického (litologického) hľadiska perspektívne horninové prostredie na vybudovanie HÚ VAO a VP v tejto lokalite (Kováčik et al., 2001).

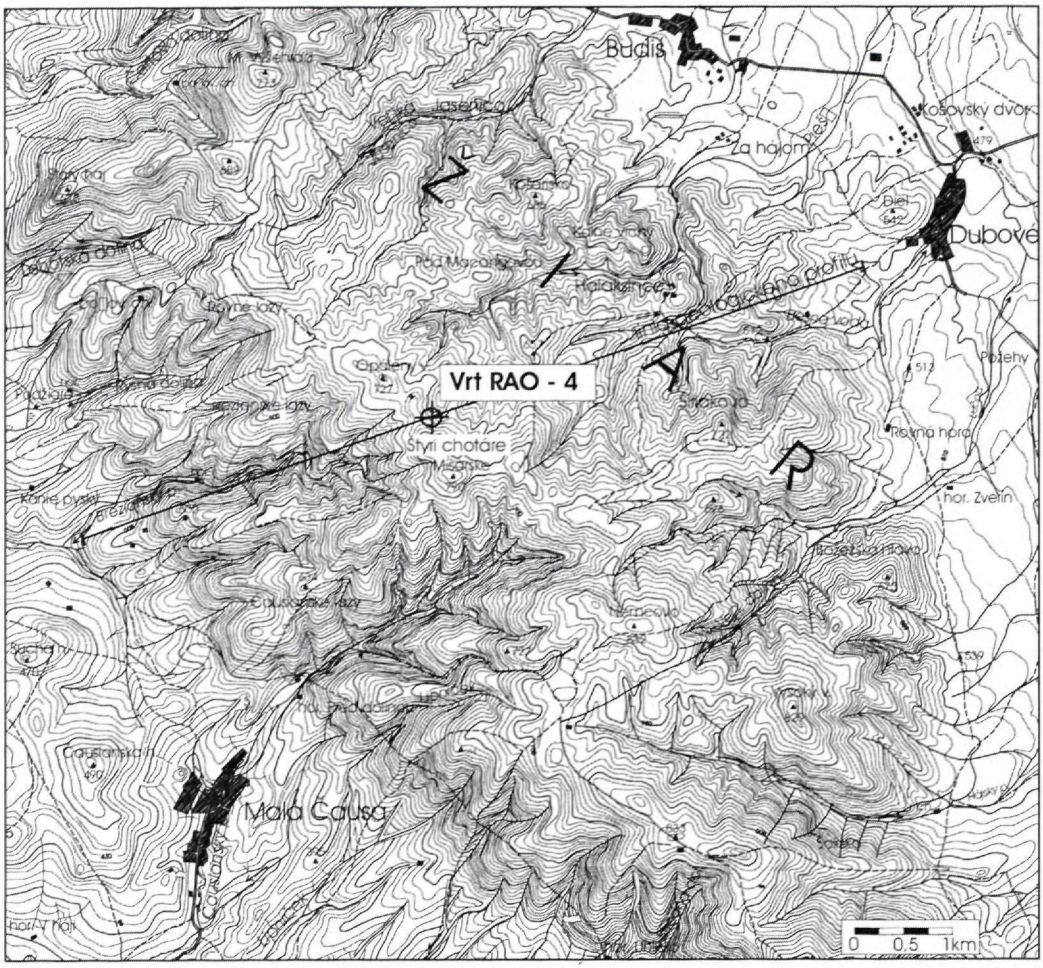
Litologický opis vrtu RAO-4 (obr. 3)

000,0 – 003,0 m	svetlá hlinito-piesčitá sutina s úlomkami zvetraných granitov veľkosti 1 – 7 cm (kvartér);
003,0 – 004,0 m	piesčitá sutina – kaolinizovaný zvetraný granit (kvartér);
004,0 – 006,0 m	silne rozvetraný porfýrický granit;
006,0 – 008,2 m	silne rozvetraný kaolinizovaný granit;
008,2 – 012,0 m	silne rozvetraný porfýrický granit so sieťou puklín (mrazových klinov);
012,0 – 019,2 m	zvetraný porfýrický Ms-Bt granit až granodiorit sivohrdzavej farby;

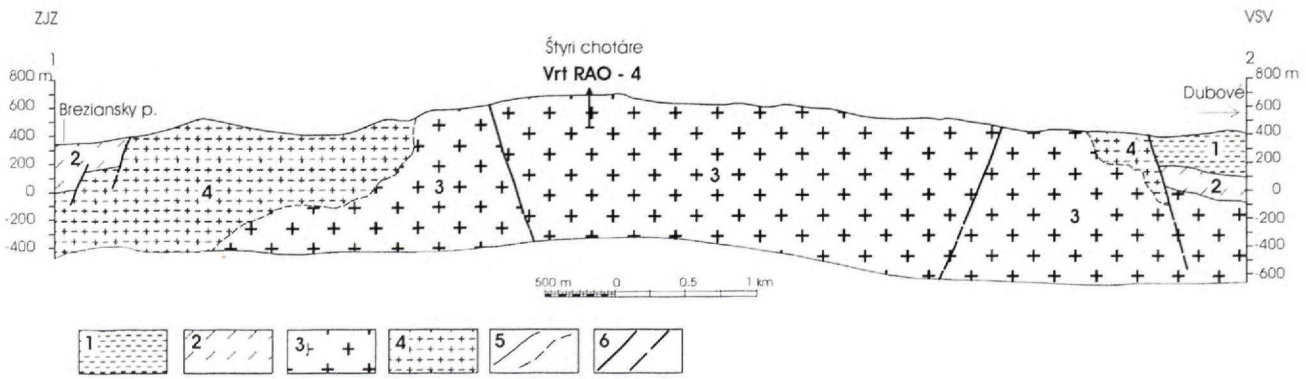
019,2 – 250,0 m	v celom profile vrtu porfýrický svetlosivý Ms-Bt granit až granodiorit s výrastlicami živcov sivej, bielej alebo ružovkastej farby. Granit je vcelku nedeformovaný, má všesmernú textúru, porušený je lokálne hustou sieťou puklín a kaolnizovaných mylonitových (drvených) zón. Ojedinele obsahuje xenolity biotitických pararúl, lokálne ho prerážajú žily pegmatitov.
016,7 – 020,0 m	intenzívne rozvetraný porfýrický granit;
017,5 m	tektonické zrkadlo;
020,1 m	xenolit Bt ruly veľkosti 4 cm;
024,2 – 025,8 m	drvená (kataklázovaná) zvetraná zóna;
027,5 m	tektonické zrkadlo;
029,1 – 029,6 m	hrubozrnná pegmatitová žila;
030,1 m	lištovitý K živec dĺžky 4 cm;
033,0 – 034,0 m	súvislé jadro bez puklín;
032,3 m	porfýrická výrastlica zonálneho K živca;
036,7 – 039,4 m	hrubozrnná pegmatitová žila;
036,8 m	puklina so sklonom 70° k vertikálnej osi vrtu vyplnená Chl, tektonické zrkadlo;
046,8 m	šlírovitá poloha Bt ruly;
049,5 – 051,5 m	krehká deformačná zóna s lokálnymi tektonickými zrkadlami (1 – 3 ks na 30 cm dĺžky);
054,3 m	tektonické zrkadlo – vyhladený povrch pukliny pokrytý Chl – Ser;
054,4 – 054,7 m	svetlá pegmatitová poloha;
055,2 m	tektonické zrkadlo, na povrchu pukliny Chl – Ser;
062,7 – 062,8 m	aplitická žila so sklonom 30° od vertikálnej osi vrtu;
060,0 – 082,3 m	hrubozrnný nedeformovaný granit, málo rozpukaný;
064,5 m	puklina vyplnená hrdzavým Hem;
076,8 m	šlírovitá poloha Bt ruly hrúbky 3 cm so sklonom 30° k vertikálnej osi vrtu;
082,2 – 082,3 m	kaolinizovaný mylonit (kataklazit) granitu;
083,0 – 084,3 m	drvená – kataklázovaná zóna;
086,5 – 087,0 m	kataklazit granitu bez kaolinizácie;
089,7 m	tektonické zrkadlo na povrchu s Chl – Ser;
092,2 m	tektonické zrkadlo na povrchu s Chl – Ser;
093,5 – 094,4 m	pukliny na plochách so striáciami Oz a Ep, sklon 45° od vertikálnej osi vrtu;
097,3 m	tektonické zrkadlo, na povrchu pukliny pokryté hrdzavým Hem;
095,0 – 099,8 m	zóna hrubozrnného granitu s vývojom pegmatitových a aplitových žíl hrúbky do 10 cm so sklonom do 20° od vertikálnej osi vrtu;
099,0 – 099,3 m	epidotizácia granitu (zelenkastá farba horniny);
101,3 – 101,5 m	kaolinizovaný mylonitizovaný granit;
102,0 – 103,0 m	kaolinizovaný mylonitizovaný granit;
104,8 – 105,0 m	epidotizácia granitu a porfýrických výrastlíc K živcov;
105,6 – 105,8 m	kaolinizovaný mylonitizovaný granit;
109,5 – 109,8 m	pegmatitová žila hrúbky 35 cm;
110,4 m	tektonické zrkadlo so sklonom 60° k vertikálnej osi vrtu;
110,8 – 111,3 m	drvená zóna;
112,0 – 112,5 m	drvená (kataklázovaná zóna);
118,2 m	tektonické zrkadlo so sklonom 15° k vertikálnej osi vrtu;
124,3 – 124,6 m	pegmatitová žila so sklonom 35° k vertikálnej osi vrtu;
129,2 – 129,5 m	výrazne tektonicky deformačne postihnutý (TDP) granit;
133,1 – 134,7 m	dtto – TDP granit;
139,5 – 142,0 m	TDP granit s prejavom kaolinizácie v drvenej zóne;
142,0 – 147,7 m	čerstvý Ms-Bt porfýrický granit – granodiorit;
147,0 – 147,4 m	aplitová žila so sklonom 45° k vertikálnej osi vrtu;
147,7 – 148,5 m	hrubozrnná pegmatitová žila;
148,5 – 151,0 m	kaolinizovaná drvená mylonitová zóna;
151,0 – 153,4 m	relatívne čerstvý, len mierne rozpukaný granodiorit;
153,4 – 158,7 m	kaolinizovaný kataklazit;
158,7 – 162,0 m	relatívne čerstvý granit, jadro rozbité pri vyberaní;
165,5 – 169,5 m	kaolinizovaný mylonit – výrazne drvená zóna, rozpad granitu až na kaolínový íl, úlomky granitu s tektonickými zrkadlami, na puklinových plochách novotvorený Chl – Ser a hrdzavý Hem;
169,5 – 172,3 m	relatívne čerstvý granit;
172,3 – 173,8 m	TDP granit, kaolinizovaný;
173,8 – 178,0 m	relatívne zdravý, len lokálne rozpukaný Ms-Bt granodiorit;
178,0 – 178,7 m	mylonitizovaný granit, drvená kaolinizovaná zóna;
179,4 – 179,7 m	mylonit granitu s kaolinickým ílom;
180,7 – 182,1 m	mylonit;
182,3 m	tektonické zrkadlo na puklinovej ploche s Ep – Chl;
182,7 – 184,8 m	mylonit;
187,4 m	tektonické zrkadlo s Chl;
190,2 – 190,4 m	mylonit;
194,2 m	tektonické zrkadlo s Hem;
194,6 – 195,2 m	mylonit, resp. kataklazit s kaolínom;
196,9 – 197,5 m	mylonit;
199,7 – 199,9 m	tektonické zrkadlá s Chl – Ser na plochách, so sklonom 60° k vertikálnej osi vrtu;
201,7 – 201,9 m	mylonit;
207,3 – 207,5 m	drvená zóna s kaolínom a tektonickými zrkadlami;
208,8 m	tektonické zrkadlo s Hem;
211,4 – 211,6 m	pegmatitová žila v hrubozrnnom granite;
220,3 – 220,4 m	mylonit – drvená zóna s ílom;
230,2 – 230,5 m	mylonit;
230,9 – 231,7 m	mylonit s kaolinickým ílom;
231,7 – 231,9 m	kremitá žila paralelne s vertikálnou osou vrtu;
232,2 – 233,0 m	mylonit s kaolinickým ílom;
234,5 – 235,5 m	hrubozrnný granit – pegmatitická žila so zelenkavými plagioklasmi;
235,6 – 235,9 m	mylonit s kaolinickým ílom;
237,4 – 242,8 m	mylonit s kaolinickým ílom;
244,0 – 247,0 m	tektonizovaný pegmatit s trsovitým muskovitom, ako aj lištovitým biotitom a grafickým prerastaním K živca s Qz;
247,5 m	porfýrická výrastlica K živca lemovaná Bt (ocelárne štruktúry);
247,8 m	tektonické zrkadlo s Chl – Ser so sklonom 65° k vertikálnej osi vrtu.

V hĺbke 250,0 m sa vrt skončil.

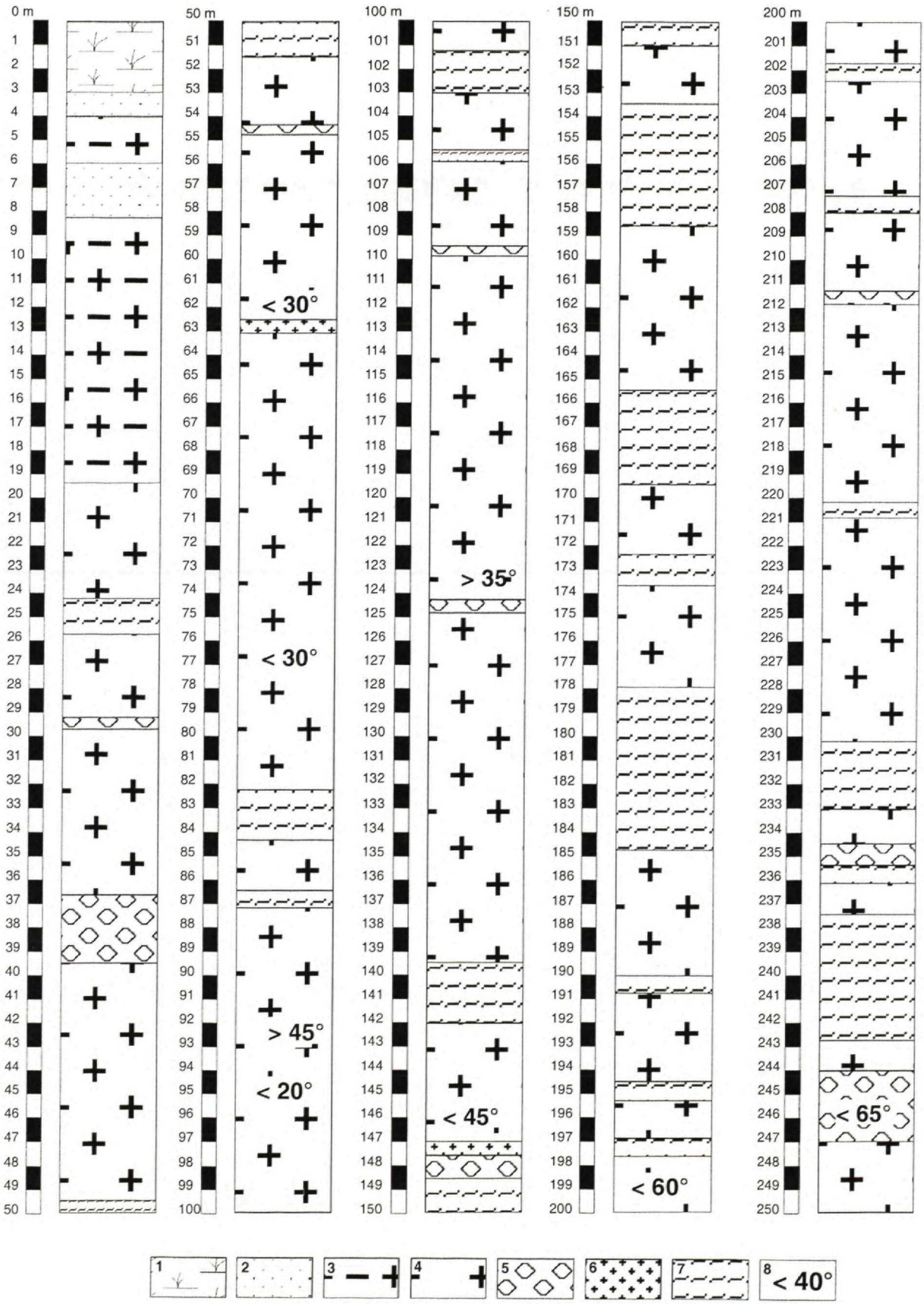
Použité skratky minerálov: Ms – muskovit, Bt – biotit, K živec – draselný živec – ortoklas, Plg – plagioklas, Qz – kremeň, Ep – epidot, Chl – chlorit, Ser – sericit, Hem – hematit.



Obr. 1 Lokalizácia vrtu RAO-4.



Obr. 2 Geologický profil okolia vrtu RAO-3.
1 – sedimentárny neogén vcelku; 2 – sedimentárny paleogén vcelku; 3 – hrubozrnné – porfýrické muskoviticko-biotitické granity až granodiority; 4 – dvojsľudové a biotitické granity – granodiority; 5 – geologické hranice: zistené, predpokladané; 6 – zlomy: zistené, predpokladané.



Obr. 3 Litologický profil vrtu RAO-4. 1 – hlinito-kamenitá sutina, úlomky zvetraných granitoidov (kvartér); 2 – piesčitá sutina – kaolinizovaný zvetraný granit (kvartér); 3 – zvetraný hrubozrnný až porfýrický Ms-Bt granit – granodiorit; 4 – hrubozrnný až porfýrický svetlosivý Ms-Bt granit – granodiorit; 5 – hrubozrnný pegmatit; 6 – jemnozrnný svetlý aplit; 7 – mylonitizovaný, kataklázovaný (drvený) granitoid, často kaolinizovaný, prípadne mylonit granitu s kaolinickým ílom; 8 – sklon mylonitickej foliácie a puklín v granitoide, sklon pegmatitových a aplitových žíl, šípka ukazuje smer sklonu k vertikálnej osi vrtu.

Petrografická charakteristika hornín vo vrte RAO- 4

Granitoidné horniny v profile vrtu RAO-4 sú väčšinou hrubozrnné, nerovnomerne zrnité, nevýrazne porfýrické, svetlosivé magmatické horniny so všesmerne zrnitou až nevýrazne porfýrickou textúrou (obr. 4a, b).

Celkove pozorujeme, že sa striedajú polohy s relatívne strednozrnným charakterom – veľkosť zŕn Qz a živcov (Plg + K živec) sa pohybuje v rozmedzí 0,3 – 0,5 cm s hrubozrnnejšími polohami, kde veľkosť základných minerálnych komponentov varíruje od 0,7 do 1,3 cm. Draselný živec miestami tvorí idiomorfne obmedzené fenokrysty veľkosti do 4 – 5 cm, v ktorých pozorujeme oscilačnú magmatickú zonálnosť, väčšinou bez uzavrenín okolitých minerálov (obr. 4d). Poikilitické uzatváranie sľúd – najmä Bt, ako aj Qz a Plg, je možné už makroskopicky pozorovať v menších, často nedokonale obmedzených výrastliciach K živca veľkosti do 1,3 – 1,5 cm. Distribúcia sľudnatých minerálov (Bt + Ms) je relatívne nehomogénna, v rámci profilu vrtu sú tu miesta, kde v Qz živcovej hmote je ich zastúpenie relatívne menšie a naopak. Ich distribúciu čiastočne ovplyvňuje aj nedokonalá asimilácia rulovitých hornín v podobe xenolitov a šlírov (obr. 4c). Podobne ich vzájomný pomer varíruje, celkove však dominuje Bt nad Ms v pomere 7 : 4, aj keď lokálne sa nachádzajú miesta, kde v niektorých hrubozrnných partiách prevláda Ms nad Bt. Štruktúra týchto granitov je typicky granitická – hypidiomorfne zrnitá, respektíve nerovnomerne zrnitá, porfýrická. Zriedkavo sú granity prerážané svetlými hrubozrnnými pegmatitmi alebo jemnozrnnými aplitickými žilami v hrúbke maximálne do 0,5 m (obr. 4e).

Kremeň tvorí dve generácie. Nepravidelne obmedzené zrná kremeňa I väčšinou výrazne undulózne zhášajú, kremeň II vypĺňa drobné trhlinky.

Plagioklasy bývajú polysynteticky lamelované podľa albitového zákona, ako aj podľa komplikovanejších zákonov, miestami sú zrná zonálne. Ich bazicita An_{7-19} zodpovedá albitu-oligoklasu. Zrná plagioklasov sú prevažne intenzívne sericitizované, uzatvorené v K živcoch majú albitové reakčné lemy.

K živec – vytvára pertitické výrastlice, ktoré sú miestami čiastočne albitizované.

Biotit tmavogaštanovohnedej farby je často dosť intenzívne chloritizovaný a vybielený za vzniku oxidov Fe-Mn a sagenitu.

Muskovit – lupienky sa často prerastajú s biotitom, no vyskytujú sa aj samostatne v kremenno-živcovej hmote – predpokladáme ich primárny magmatický pôvod. Produktom premeny plagioklasu býva „hrubolupeňovitý" sericit. Základná asociácia *akcesorických minerálov* v tomto type granitoidov je: zirkón, apatit, ilmenit, monazit, ojedinele boli identifikované aj zrná anatasu, rutilu, xenotímu a niektoré rudné minerály.

Modálne zloženie študovaných vzoriek granitov z vrtu RAO-4 je v tab. 1.

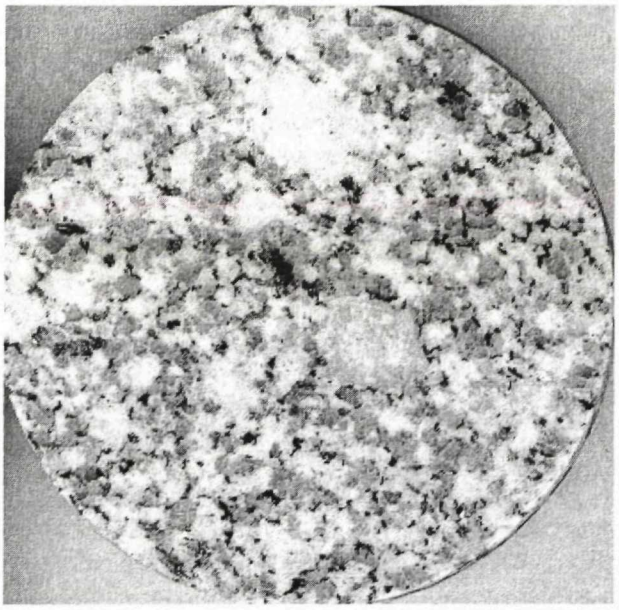
Grafické znázornenie v diagrame QAP je na obr. 5a, z ktorého je evidentné, že tieto granitické horniny môžeme podľa nomenklatúry IUGS označiť ako monzogranity až granodiority.

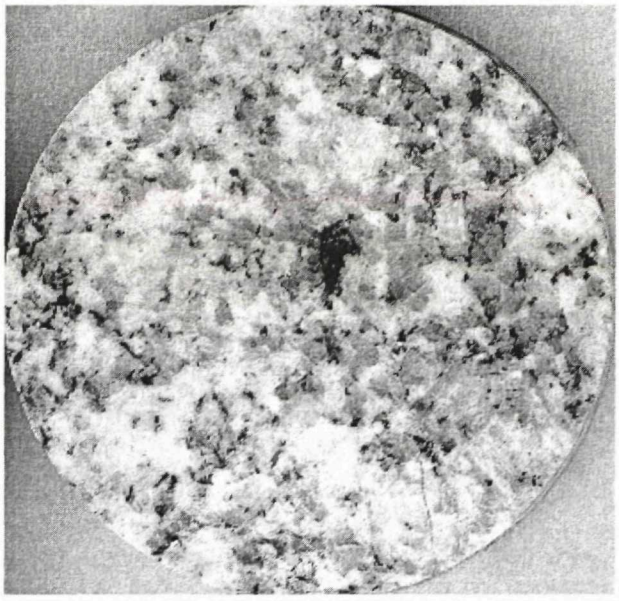
Z vrtu RAO-4 sa odobralo 12 ks vzoriek na geochemickú analýzu pre potreby štúdia chemizmu týchto hornín. Chemické zloženie granitov je v tab. 2. Vyhodnotenie chemizmu sa vykonalo štandardným spôsobom, pričom je dokumentované súborom diagramov na obr. 5b až 10. Na základe normatívneho zloženia vidíme dobrú zhodu v diagrame QAP medzi minerálnym – modálnym (obr. 5a) – a chemickým zložením (obr. 5b), aj keď v chemickom variante sú projekčné body vzoriek hornín posunuté smerom k spojnici kremeň/plagioklas na rozhraní granodioritového a monzogranitového poľa. V minerálnom variante sú projekčné body posunuté viac do centra granitového poľa, odrážajúc viac-menej hrubozrnný, porfýrický charakter vzoriek.

Z diagramu AFM (obr. 6a) je evidentná príslušnosť granitov z vrtu RAO-4 k diferencovaným vápenato-alkalickým magmatickým horninám. V diagrame podľa Barkera (1979) na základe normatívneho obsahu albitu, anortitu a ortoklasu (obr. 6b) spadajú študované horniny do poľa granitu. V dôsledku ich diferencovaného charakteru majú relatívne nižší obsah anortitového komponentu v porovnaní s menej frakcionovanými granitoidmi I v rámci samotného pohoria Žiar. Na základe klasickej I/S typológie ich zaraďujeme k typickým kôrovým granitom typu S. Odráža sa to aj v nižších hodnotách obsahu železa, a najmä vápnika (obr. 7b). V diagrame Na_2O vs. K_2O (obr. 7a) ich priemetné body spadajú medzi granity typu I, odrážajúc typický západokarpatský fenomén relatívneho prebytku sodíka nad draslíkom, hoci pri ich nevýrazne porfýrickom charaktere by sa dal očakávať aj opak. Tieto horniny však zaraďujeme k stredne draselným granitom, pretože zvýšený obsah kremíka nie je kompenzovaný dostatočným množstvom draselných živcov, hoci na celkovom množstve K_2O sa čiastočne podieľa draslík z biotitov (obr. 8a).

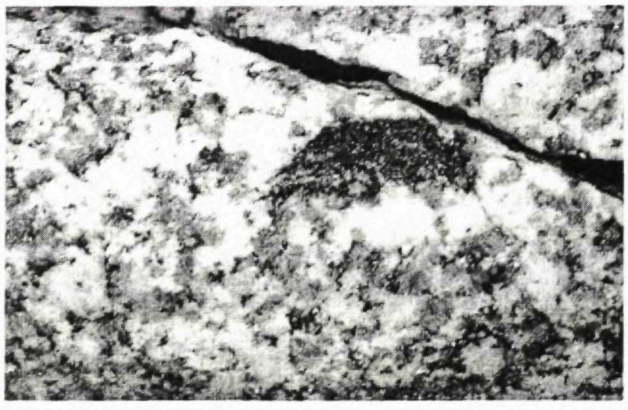
Petrografické štúdium preukázalo relatívne felzitický charakter týchto granitov pri celkovom nedostatku mafických minerálov s výnimkou biotitu. Preto nie je prekvapujúca pozícia týchto hornín v rámci poľa leukogranitov v diagrame Debona a Le Forta (1983) (obr. 8b). Mierne prekvapujúca je však pozícia všetkých vzoriek v doméne muskovitických hornín (I), keďže sú to väčšinou dvojsľudové, prípadne až muskoviticko-biotitické granity. Celkove z geotektonického hľadiska tieto granity predstavujú typický analóg kôrových, kolíznych granitov. Odráža sa to v ich peraluminóznom charaktere a pozícii vzoriek v rámci diagramov na obr. 9a – 9b (pole 6, respektíve CCG). Frakcionovaný charakter týchto granitov vykazuje aj normalizovaný záznam REE s La_N/Yb_N = 37,5 – 35,1 a mierne zvýšenou negatívnou Eu anomáliou (obr. 10).

Tento typ granitov predstavuje najviac diferencovaný granitický typ nielen v rámci samotného pohoria Žiar, ale podľa našich skúseností aj v rámci ostatných jadrových pohorí. Terénny výskum potvrdil normálny zonálny charakter žiarskeho granitového masívu s najbázickejšími granitickými horninami pôvodne vo vrchnej časti plutónu a najfrakcionovanejšími granitmi v hlbších, centrálnych partiách plutónu. Keďže v súčasnosti sa tieto horniny vyskytujú na povrchu, naznačuje to, že táto časť granitového plutónu bola najviac erodovaná v rámci pohoria Žiar.

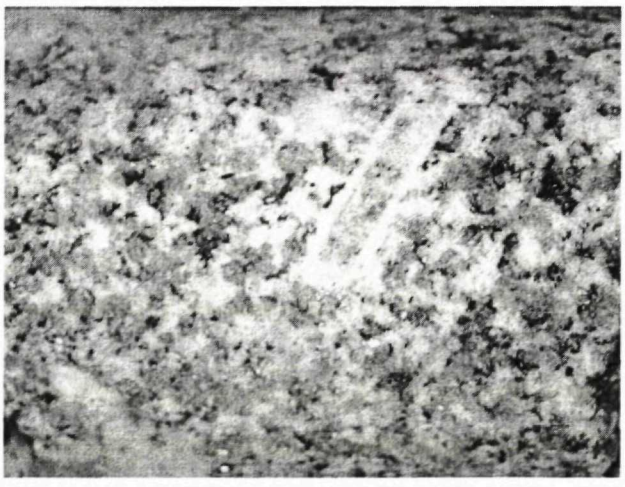




Obr. 4a, b Typická textúra hrubozrnných Ms-Bt granitov z vrtu RAO-4.



Obr. 4c Detail vrtného jadra z hĺbky 20,1 m. Xenolit Bt ruly veľkosti 4 cm v hrubozrnnom Ms-Bt granite.



Obr. 4d Detail vrtného jadra z hĺbky 30,1 m. Porfýrická lištovitá výrastlica K živca (dĺžka 4 cm) v hrubozrnnom Ms-Bt granite.

Obr. 4e Vrtné jadro z hĺbky 147,2 m. Aplitová žila v hrubozrnnom Ms-Bt granite.

Distribúcia prvkov v horninách vrtu RAO-4

Z vrtu RAO-4 sa odobralo 12 vzoriek granitoidných hornín s cieľom zistiť ich chemické zloženie. Odobrali sa aj dve vzorky intenzívne argilitizovaných hornín z tektonických porúch. Z hornín sa separovala ílová frakcia (pod 0,002 mm), z ktorej sa urobila mineralogická, röntgenodifraktometrická (RTG) analýza.

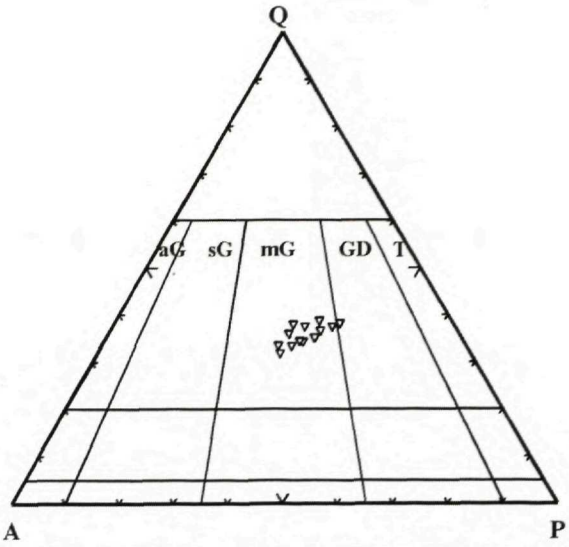
Geochemické horninové vzorky sa analyzovali na 54 prvkov. Distribúcia hlavných, stopových a REE prvkov v študovaných vzorkách granitov z vrtu RAO-4 je znázornená v tab. 2. Vo vrte RAO-4 geochemicky charakterizujeme porfýrický dvojsľudový, muskoviticko-biotitický granit až granodiorit, dominujúci v celom profile vrtu. Na základe porovnania hodnôt priemerného obsahu sledovaných prvkov v horninách vrtu RAO-4 s obdobnými údajmi pre granitoidné horniny Slovenska (Marsina et al., 1999) sa dá konštatovať najväčšia zhoda skúmaných granitov z vrtu RAO-4 pri väčšine prvkov so súborom MAG-3, reprezentujúcim leukogranity kryštalinika tatrika a veporika. Z hľadiska rozmedzia hodnôt jednotlivých prvkov študované granity sú relatívne dobre porovnateľné aj s horninami súboru MAG-4 – granodioritmi až granitmi tatrika a veporika. Výraznejšie rozdiely sú pozorovateľné len v distribúcii

Tab. 1 Modálne zloženie granitov z vrtu RAO-4 v objemových %.

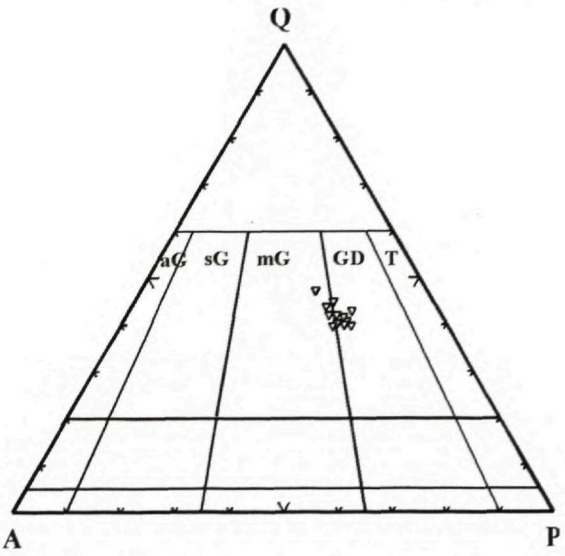
Vz/m	14,6	32,5	43,2	66,3	91,9	128,5	143,3	186,6	207,6	218,2	226,4	234,5	247,2
Kremeň	34,1	33,3	31,4	32,8	30,8	28,4	29,5	35,7	34,7	30,0	30,5	33,8	31,8
Plagioklas	32,4	35,3	33,7	30,5	32,3	31,5	31,4	38,9	37,6	31,1	32,1	36,1	34,8
K živec	24,9	22,7	26,8	28,3	26,7	35,1	32,2	19,3	20,7	33,2	29,2	22,6	24,2
Biotit	4,7	4,9	3,1	3,8	6,8	2,5	3,1	3,2	3,0	2,8	4,3	2,5	5,1
Muskovit	2,4	2,6	3,8	3,6	1,9	1,8	2,8	2,0	3,2	2,2	2,9	3,9	2,8
Akcesórie	1,5	1,2	1,2	1,0	1,5	0,7	1,0	0,9	0,8	0,7	1,0	1,1	1,3

Tab. 2 Chemické zloženie študovaných vzoriek granitov z vrtu RAO-4. Hlavné prvky v hm. %, stopové prvky a REE v ppm.

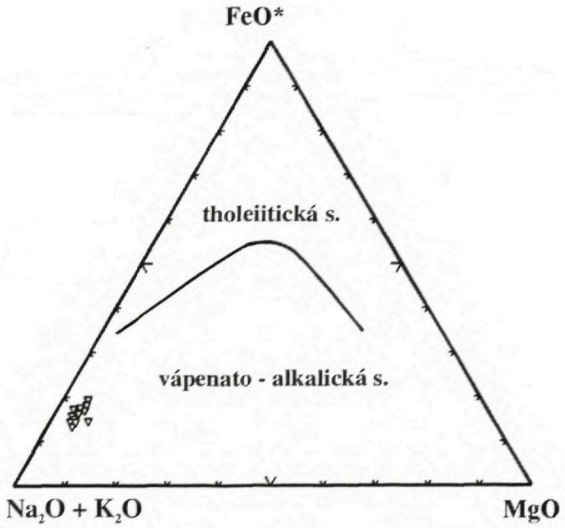
Vzorka/m	14,6 m	43,2 m	66,3 m	91,9 m	128,5 m	143,3 m	167,0 m	186,6 m	207,6 m	218,2 m	234,5 m	247,2 m
SiO_2	74,26	73,92	74,48	73,94	74,28	74,13	72,65	73,69	74,39	73,81	73,58	73,46
TiO_2	0,133	0,149	0,149	0,131	0,144	0,120	0,111	0,133	0,124	0,136	0,173	0,153
Al_2O_3	14,20	14,52	13,99	14,39	14,35	14,50	14,53	14,50	14,33	14,38	14,41	14,19
Fe_2O_3	0,72	0,15	0,09	0,17	0,20	0,13	0,84	0,21	0,14	0,13	0,39	0,45
FeO	0,79	1,48	1,55	1,26	1,41	1,19	0,43	1,30	1,15	1,23	0,76	1,25
MnO	0,043	0,038	0,045	0,031	0,049	0,032	0,047	0,038	0,035	0,038	0,043	0,040
MgO	0,35	0,45	0,48	0,41	0,40	0,37	0,72	0,44	0,39	0,41	0,41	0,49
CaO	0,92	0,96	1,15	1,00	1,00	0,94	1,33	0,97	0,98	1,04	1,31	1,02
Na_2O	3,94	3,94	3,81	3,84	3,83	3,91	2,75	4,09	3,95	3,91	3,23	3,62
K_2O	3,28	3,30	3,02	3,62	3,30	3,61	3,44	3,21	3,25	3,39	3,14	3,40
P_2O_5	0,13	0,12	0,13	0,14	0,14	0,13	0,16	0,14	0,14	0,13	0,12	0,14
H_2O^+	0,80	0,70	0,57	0,62	0,59	0,65	2,25	0,84	0,86	0,93	2,00	1,30
H_2O^-	0,31	0,33	0,30	0,21	0,25	0,26	0,72	0,26	0,18	0,21	0,29	0,20
Total	99,88	100,06	99,77	99,77	99,94	99,97	99,98	99,82	99,91	99,74	99,86	99.71
$S_{celk.}$	120	200	850	630	220	600	250	850	300	600	750	1050
Sr	231	230	213	219	206	211	85	210	184	190	93	121
Rb	92	93	90	96	105	96	175	94	96	86	102	106
Ba	941	983	832	1188	921	1205	631	891	970	925	363	664
Zr	75	80	77	77	76	78	64	79	82	81	90	87
Y	11	12	12	10	12	11	11	12	12	11	15	14
Nb	7	8	9	7	8	6	10	7	7	8	9	10
Ta	1,0	0,8	1,1	1,0	1,2	7,0	3,0	1,2	1,1	1,3	1,2	1,4
Hf	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
B	8	7	5	6	5	7	25	9	7	7	16	9
Be	2,3	1,9	2,2	1,9	2,4	2,5	3,9	2,8	3,2	2,0	1,9	1,9
Li	36	45	51	40	50	43	36	45	41	43	19	44
Ga	18	19	20	18	20	17	23	20	18	19	20	20
Ni	11	22	23	19	21	10	26	18	8	16	17	18
Cr	37	38	39	35	33	36	26	33	35	29	28	33
Pb	22	23	21	24	21	25	8	22	22	24	5	18
Cu	4	4	5	4	2	3	98	4	2	2	2	3
Sn	3	3	3	3	3	3	5	3	3	2	2	3
Th	5	6	6	6	6	5	4	6	6	6	7	7
U	2	3	3	3	2	3	2	2	2	1,3	2	1,5
V	14	16	15	16	17	15	12	12	12	16	10	14
Zn	44	45	48	42	48	39	117	46	43	44	19	44
La	22	24	25	22	23	21	35	22	23	23	24	27
Ce	39	42	44	39	41	39	57	41	41	41	46	49
Nd	19	21	23	19	20	20	24	20	20	20	23	25
Sm	4	4	4	4	4	3	5	4	4	4	4	5
Eu	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6
Gd	2,9	3,2	3,4	3,0	3,2	2,9	3,4	3,2	3,1	3,2	3,8	4,0
Tb	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Yb	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6
Lu	0,08	0,08	0,10	0,08	0,08	0,08	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,10



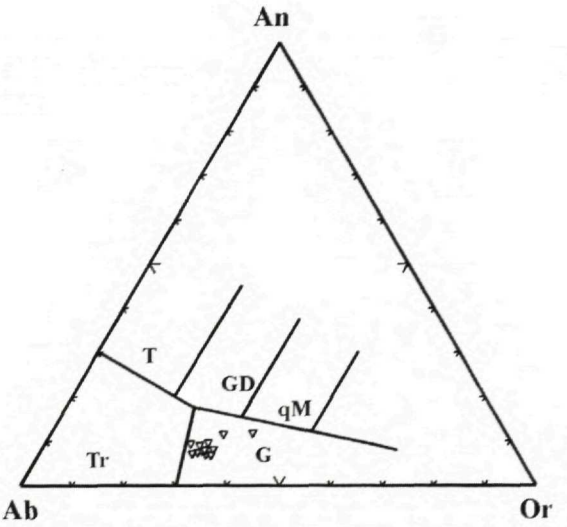
Obr. 5a Klasifikačný diagram QAP podľa IUGS zobrazujúci minerálne, modálne zloženie študovaných granitoidov z vrtu RAO-4.



Obr. 5b Normatívne – z chemického zloženia – hodnotenie identických vzoriek granitov z vrtu RAO-4.



Obr. 6a AFM diagram na rozlíšenie magmatických sérií.



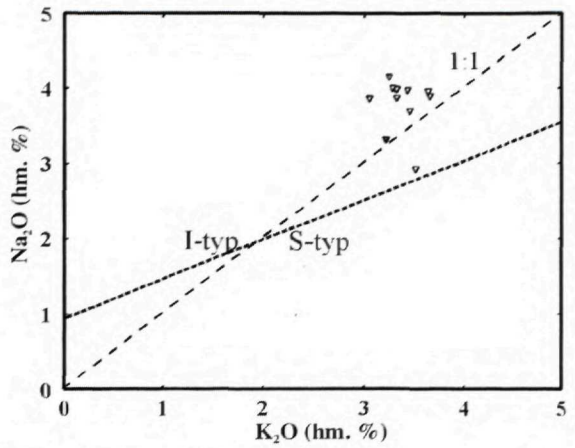
Obr. 6b Barkerov (1979) diskriminačný diagram na základe normatívnych hodnôt.

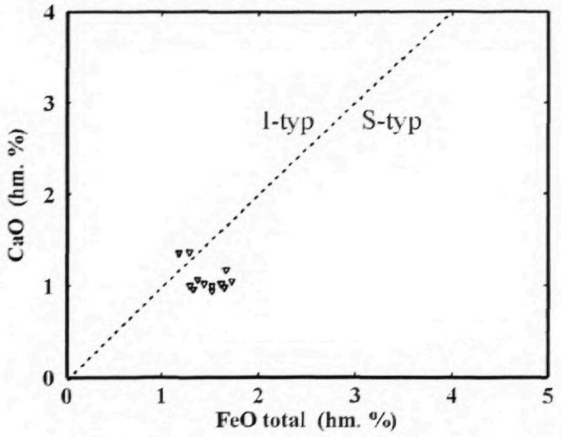
prvkov vystupujúcich v kryštálových mriežkach tmavých minerálov (Fe3+, Co, Cr, Ni) a lítia.

Charakteristickým znakom granitoidných hornín vrtu RAO-4 je pomerne častá prítomnosť porušených tektonizovaných polôh s prejavmi drvenia horniny a premien. Z týchto zón sa odobrali 2 vzorky na mineralogický rozbor.

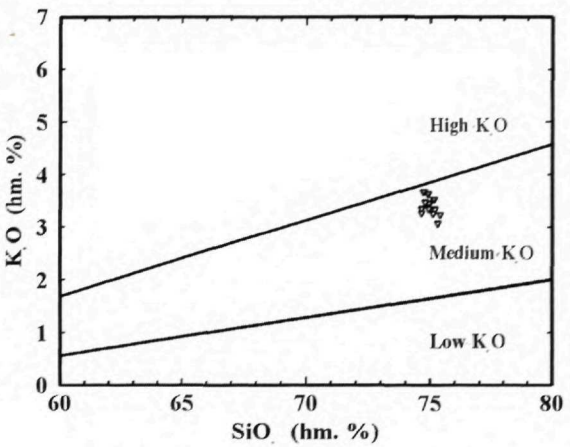
Vzorku z hĺbky 82,3 – 82,4 m makroskopicky tvorí pevná výplň poruchy sivozelenkavobielej farby s vyhladenými plochami. Intenzívne argilitizovaná časť prechádza do vybieleného biotiticko-muskovitického granitu so zachovanou textúrou. Ílovú frakciu tvorí montmorillonit s menšou prímesou illitu, kremeňa a živca. Vzorka z hĺbky 167,3 – 167,4 m je rozpadavá piesčito-ílovitá výplň poruchy sivobielej farby s malými pevnými, ľahko rozpadavými úlomkami premenenej horniny. Podstatnú časť ílovej frakcie tvorí illit s prímesou smektitu a menším podielom kremeňa a živca.

V dôsledku cirkulácie atmosférických vôd postúpili hypergénne procesy po tektonických poruchách do značnej hĺbky. Asociácia ílových minerálov – illit, montmorillonit – je výsledkom bisialitického zvetrávania (Pedro, 1971) prebiehajúceho v neutrálnom až alkalickom prostredí so slabým výnosom alkálií. V jadrových pohoriach Západných Karpát pri zvetrávaní granitoidných hornín vzniká prevažne illit a smektit, menej častý je chlorit. V Žiari, ako v jedinom z našich jadrových pohorí, v dôsledku odlišného tektonického vývoja sa pôvodne na granitoidoch formovala kaolínová kôra zvetrávania s prevládajúcim kaolinitom a menším podielom illitu (Kraus, 1989). V reliktoch kaolínovej kôry zvetrávania je prítomný kaolinit, ale kvantitatívne prevláda illit a smektit, charakteristická je prítomnosť cristobalitu s nepravidelne usporiadanou štruktúrou – lussatit (Žáková in Gašparik et al., 1995).

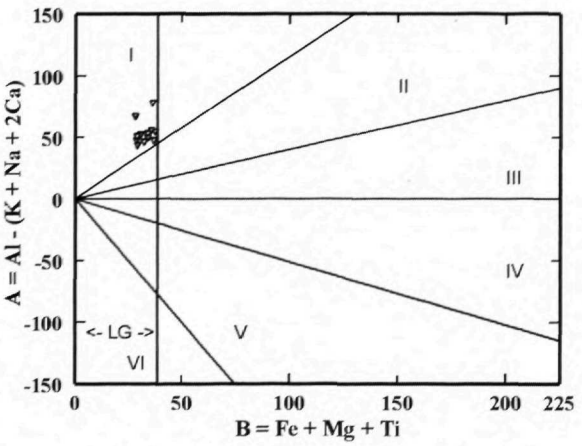




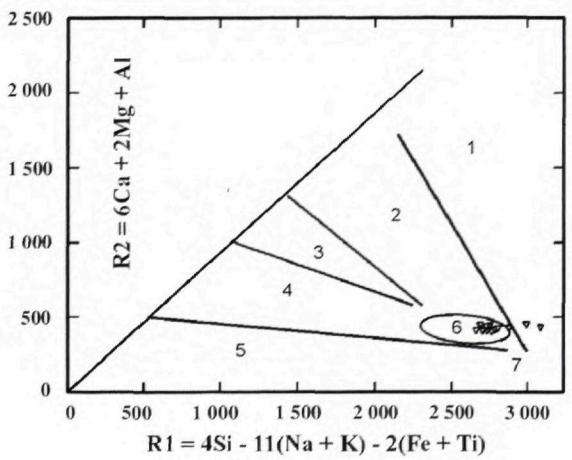
Obr. 7a – 7b Diskriminačné diagramy podľa Chappella a Whitea (1974).



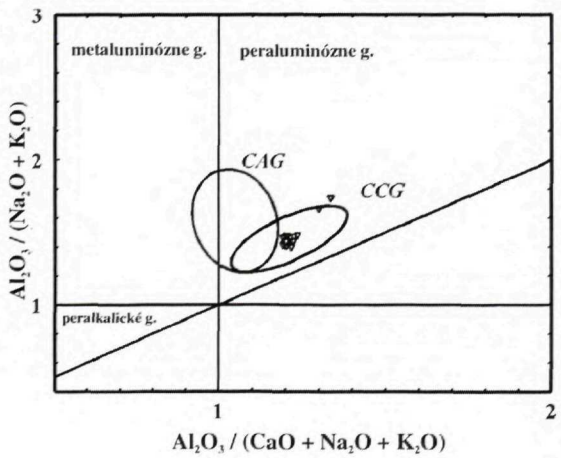
Obr. 8a Diagram podľa Peccerillo a Taylora (1976).



Obr. 8b Diagram podľa Debona a Le Forta (1983).



Obr. 9a Diagram podľa De la Roche et al. (1980).



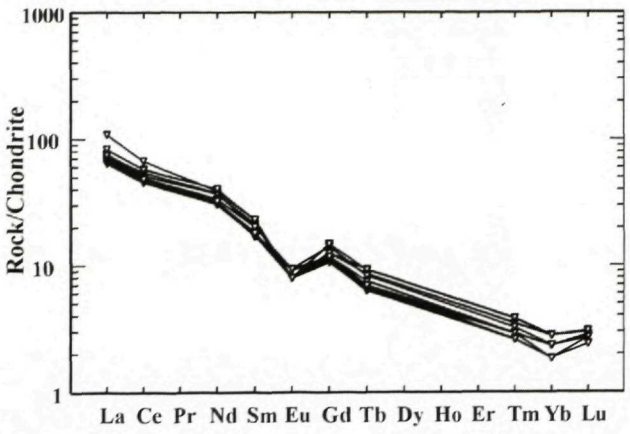
Obr. 9b Diskriminačný diagram podľa Maniara a Piccoliho (1989).

Prejavy monosialitizácie (kaolinizácia ani prítomnosť cristobalitu) známe z kôr zvetrávania granitoidov Žiaru vo vrte RAO-4 sa nezaznamenali.

Záver

Jadrový vrt RAO-4 sa realizoval v hrebeňovej časti pohoria Žiar v katastri obce Budiš, v lokalite Štyri chotáre. Dosiahol projektovanú hĺbku 250 m. Vrt bol po skončení zabudovaný a v budúcnosti sa bude používať ako pozorovací hydrogeologický vrt.

Vrtom bol zastihnutý svetlosivý hrubozrnný až porfýrický muskoviticko-biotitický granit až granodiorit, ktorý tvorí hlavnú masu kryštalinika pohoria. Na základe klasickej I/S typológie ho zaraďujeme k typickým kôrovým granitom typu S. Podľa nomenklatúry IUGS môžeme



Obr. 10 Normalizovaný diagram prvkov vzácnych zemín vo vzťahu k zloženiu chondritu.

tieto granitoidy označiť ako monzogranity až granodiority.

V získanom jadre sa zistili početné, dobre vyvinuté vyhladené zlomové plochy (tektonické zrkadlá) a drvené a mylonitizované zóny, často intenzívne kaolinizované. Zdá sa, že smerom do hĺbky týchto oslabených plôch pribúda. Je to v rozpore so zistenou situáciou z povrchu.

Z geochemického hľadiska horniny vo vrte RAO-4 sú bežné granitoidné horniny Západných Karpát. Charakteristickým znakom granitoidných hornín vrtu RAO-4 je pomerne častá prítomnosť porušených tektonizovaných polôh s prejavmi drvenia horniny a premien. Výplne porúch sú sivozelenkavobielej farby s vyhladenými plochami, prípadne ich tvorí rozpadavá piesčito-ílovitá výplň sivobielej farby s malými kompaktnými, ľahko rozpadavými úlomkami premenenej horniny. Intenzívne argilitizované časti prechádzajú do vybieleného biotiticko-muskovitického granitu so zachovanou textúrou. Ílovú frakciu tvorí montmorillonit s menšou prímesou illitu, smektitu, kremeňa a živca.

V dôsledku cirkulácie atmosférických vôd postúpili hypergénne procesy po tektonických poruchách do značnej hĺbky.

Vrt RAO-4 preukázal menej priaznivé geologické pomery študijnej lokality v porovnaní s lokalitou Tribeč. Na základe jedného 250 m hlbokého vrtu však nemáme jednoznačné dôvody na vylúčenie tejto lokality z hodnotiacich prác. V ďalšej etape sa navrhuje odvŕtanie minimálne jedného cca 750 m hlbokého vrtu, ktorý by zistené výsledky potvrdil alebo korigoval.

Literatúra

Barker, F. (ed.), 1979: Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, s. 1 – 12.

Chappell, B. W. a White, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. In: Pacif. Geol. (Tokyo), 8, s. 173 – 174.

Debon, F. a Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. In: Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, s. 135 – 149.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. a Marchal, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. In: Chem. Geol. (Amstredam), 29, 3 – 4, s. 183 – 210.

Gašparik, J., Miko, O. a Žáková, E., 1995: Nové poznatky o geologickom vývoji územia na styku Turčianskej kotliny a pohorí Malá Fatra a Žiar. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 92.

Kováčik, M., Gedeon, M., Madarás, J., Ivanička, J., Kohút, M., Nagy, A., Töröková, I., Helma, J., Marcin, D., Švasta, J., Slaninka, I., Michalko, J., Marsina, K., Durmeková, T., Frankovská, J. a Wagner, P., 2001: Príloha č. 1 – Geologická dokumentácia vrtov RAO-3, 4, 5. Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Etapa VYL – 01-00. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 230.

Kraus, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 13, s. 1 – 287.

Maniar, P. D. a Piccolli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoide. In: Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder), 101, 5, s. 635 – 643.

Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. a Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Horniny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 135 s.

Peccerillo, A. a Taylor, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from the Kostamonu area, northern Turkey. In: Contrib. Mineral. Petrol., 58, s. 63 – 81.

Pedro, G., 1971: Eksperimentaľnyje issledovanija geochimičeskogo vyvetrivanija krystalličeskych porod. Moskva, Izd. Mir.

Petrík, I. a Kohút, M., 1997: The Evolution of Granitoid Magmatism During the Hercynian Orogen in the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M.: Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov., s. 235 – 252.

Geologické práce, Správy 109, s. 61 – 72, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-5 (Rimavská kotlina – Gemerček)

ALEXANDER NAGY, INGRID TÖRÖKOVÁ, JÁN MADARÁS, ADRIANA ZLINSKÁ, KAROL MARSINA a MILOŠ KOVÁČIK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Štruktúrno-oporný vrt RAO-5 bol situovaný v západnej časti Rimavskej kotliny v intraviláne obce Gemerček. V celej 250-metrovej dĺžke prevŕtal morské sedimenty lučenského súvrstvia egerského veku. Biostratigrafickou analýzou sa určil vek sedimentov spodný miocén, hranica eger/egenburg. Horniny majú rovnaké zloženie, ako má súvrstvie szécsénskeho šlíru na území Maďarska. Súvrstvie predstavuje veľmi monotónny sedimentárny sled. Prevládajúcim litotypom sú rozpadavé vápnité siltovce s premenlivým zastúpením piesčitej a ílovej frakcie. Zo zrnitostnej analýzy vyplýva, že hlavnou granulometrickou frakciou je silt a potom íl, pričom drobnopiesčitej frakcie je iba cca 20 %. Dominantným minerálom v sedimente je kremeň, karbonátové minerály (dolomit a kalcit) a oligoklas. Z ílových minerálov má najväčšie zastúpenie illit. V čerstvom stave sú siltovce modrosivé a sivé, zvetrané majú sivožltú až žltohnedú farbu s nepravidelnými zátekmi hydroxidov železa, resp. mangánu na plochách rozpadu, na ktorých sú sústredené drobné šupinky sľudy. Za sucha majú typický šlírový bridličkovitý, drobnočriepkovitý až lastúrnatý rozpad po neostrých plochách vrstvovitosti. Sedimenty vo vrchnej časti vrtu majú skôr charakter hrubozrnných siltov až siltovcov s piesčitou prímesou, ktorá smerom do podložia ubúda. Zároveň pribúda ílovitá prímes a možno hovoriť o ílovitých siltovcoch. Hodnoty vápnitosti kolísajúce od 19 % do 38 %, ktoré predstavuje obsah $CaCO_3$ koncentrovaný predovšetkým v schránkach fosílií, sú v podstate vyrovnané. Možno pozorovať nepatrné zníženie smerom do podložia. Analýza ľahkých a ťažkých minerálov poukazuje na hlavné zdrojové oblasti sedimentov, ktorými boli predterciérne horninové komplexy blízkeho gemerika a veporika. V celom profile vrtu sú prítomné úlomky schránok foraminifer. Ich obsah je najvyšší vo vrchných častiach vrtu. So stúpajúcou hĺbkou ich obsah klesá. Z akcesorických minerálov je v celom profile vrtu prítomný aj glaukonit. Glaukonit poukazuje na morský pôvod sedimentov. Aj rozklad Fe-Mg silikátov, peliet, vulkanického skla a organických zložiek môže indikovať submarinné zvetrávanie v mori s normálnou salinitou v mierne redukčnom prostredí.

Kľúčové slová: Rimavská kotlina, neogén, hlbinné úložisko, vrt, litológia, sedimentárne horniny, petrografia, biostratigrafia, geochémia

Úvod

Sedimentárne horniny neogénneho veku v Juhoslovenskej kotline (študijná lokalita západná časť Rimavskej kotliny) v zmysle projektu *Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysoko aktívneho rádioaktívneho odpadu v podmienkach SR pre obdobie r. 1998 až 2000*, úlohy č. 3 *Výber lokality*, etapy *Hodnotenie študijných lokalít – I. časť* sú jednými z perspektívnych litotypov na umiestnenie hlbinného úložiska. Realizácia pilotného vrtu bola navrhnutá vzhľadom na nízky stupeň vrtnej preskúmanosti širšieho okolia študijnej lokality, kde v rovnakom sedimentárnom prostredí sa realizoval iba jeden štruktúrny vrt, FV-1 pri Blhovciach (Vass et al., 1988).

Jadrový vrt RAO-5 sa realizoval v západnej časti Rimavskej kotliny na rozhraní s Cerovou vrchovinou v katastrálnom území obce Gemerček (obr. 1). Technické práce realizovala firma OPTIMA, a. s., Nová Baňa pre Štátny geologický ústav Dionýza Štúra v mesiacoch apríl – máj 2001. Vrt dosiahol projektovanú hĺbku 250 m.

Zameranie vrtu sa realizovalo pomocou prístroja DGPS, typ CMT March II. Súradnice vrtu RAO-5: x = 1 279 055,58 m, y = 358 839,36 m, z = 302 m n. m., súradnicový systém: JTSK, výškový systém: Bpv.

Hlavnými cieľmi realizácie vrtných prác bolo získanie:

- informácií o litologickom charaktere hornín potrebných na koreláciu nameraných geofyzikálnych veličín v rámci geofyzikálneho prieskumu;
- horninového materiálu na laboratórne a analytické práce (inžinierskogeologické vlastnosti hornín – fyzikálne, pevnostné, deformačné a termofyzikálne parametre hornín, geochemické analýzy hornín, petrografické a biostratigrafické štúdium hornín);
- informácií o fyzickom stave hornín a horninového masívu (diskontinuity a ich výplň, zvetrávanie, puklinové zóny atď.);
- základných informácií o hydrogeologických pomeroch okolia vrtu, chemizme podzemných vôd a izotopoch.

Cieľom tohto príspevku je okrem charakteristiky geologickej stavby okolia vrtu najmä zistenie petrografických a biostratigrafických pomerov hornín vo vrte. Ostatné hlavné ciele sú súčasťou rukopisnej správy o vrte (Kováčik et al., 2001).

Geologická situácia okolia vrtu RAO-5

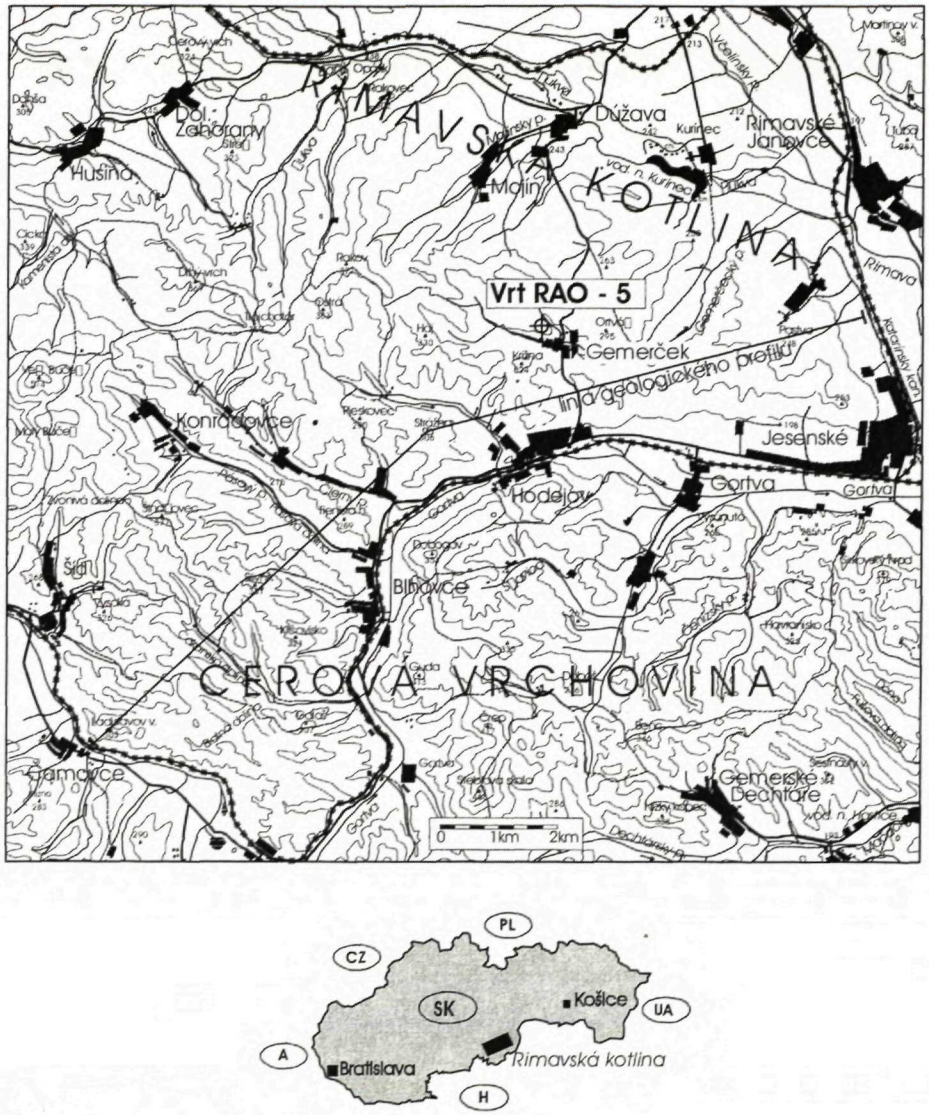
Vrt RAO-5 bol situovaný v sedimentárnom neogéne Juhoslovenskej panvy pri severnom okraji obce Gemerček.

Z geomorfologického hľadiska širšie okolie vrtu patrí k Lučensko-košickej zníženine s časťou celku Juhoslovenská kotlina s podcelkom Rimavská kotlina (Mazúr a Lukniš, 1978).

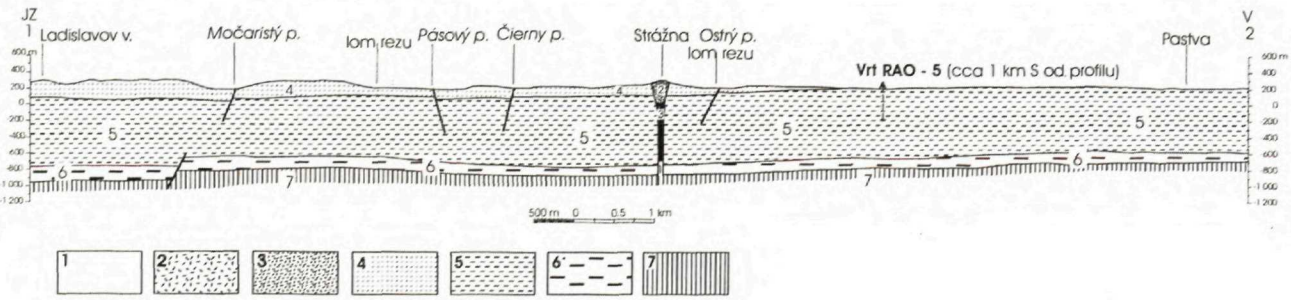
Na geologickej stavbe územia sa podieľajú horniny predterciérneho podložia, sedimenty terciéru, neovulkanické horniny pliocénno-pleistocénneho veku a kvartérne uloženiny (obr. 2).

Predterciérne podložie tvorí západokarpatská tektonická jednotka gemerika reprezentovaná gelnickou a dobšinskou skupinou. Tie sú zložené z fylitov, bázických vulkanitov, a najmä premenených karbonátov (magnezitov), interpretovaných na základe vrtu FV-1. Silicikum predstavuje klastogénny perm, triasové pieskovce, bridlice a vápence (Vass et al., 1988).

Usadené horniny terciérneho veku sa vytvorili v období oligocénu až pleistocénu. Sú subhorizontálne uložené. Nejde o súvislý vrstvový sled, ale o sériu na sebe ležia-



Obr. 1 Lokalizácia vrtu RAO-5.



Obr. 2 Geologický profil okolia vrtu RAO-5. Kvartér – neogén; pliocén – pleistocén; cerová bazaltová formácia: 1 – bazalty; 2 – tufy a lapilové tufy; 3 – výplň diatrém – tufy, bridlice a pieskovce s nevulkanickým materiálom; neogén; miocén; egenburg; fiľakovské súvrstvie; tachtianske pieskovce: 4 – vápnité rozpadavé pieskovce s lavicami pevného pieskovca; oligocén – miocén; eger; lučenské súvrstvie; szécsénsky šlír: 5 – vápnité silty a siltovce s medzivrstvami pieskov a ílov; kišcel; čížske súvrstvie: 6 – siltovce (prachovce), pieskovce, ílovce, zlepence; predterciérne podložie: 7 – metasedimenty, nečlenené kryštalinikum.

cich súvrství a v menšej miere vulkanických formácií, medzi ktorými sú časovo rozsiahle hiáty. Sedimenty sú ojedinele preniknuté produktmi pliocénno-kvartérneho vulkanizmu a sčasti pokryté kontinentálnymi uloženinami pontského veku.

Okolie vrtu RAO-5 budujú morské sedimenty lučenského súvrstvia egerského veku. Maximálna zistená hrúbka súvrstvia je 704, 3 m (vrt FV-1; interval 106,5 – 810,8 m). Smerom na J a JZ jeho hrúbka narastá na cca 1 200 m. Lučenské súvrstvie tvorené prevažne siltmi a siltovcami s ojedinelými medzivrstvičkami pieskovcov a ílov bolo rozdelené na viaceré čiastkové litostratigrafické jednotky (Vass et al, 1992).

Najväčšiu masu predstavujú horniny rovnakého zloženia, ako má súvrstvie szécsénskeho šlíru na území Maďarska (Császár, 1997). V severovýchodných častiach územia dosahujú hrúbku cca 500 – 600 m, smerom na JZ vyše 700 m. Súvrstvie predstavuje veľmi monotónny sedimentárny sled. Prevládajúcim litotypom sú rozpadavé vápnité siltovce s premenlivým zastúpením piesčitej a ílovej frakcie. V čerstvom stave sú modrosivé a sivé, zvetrané majú sivožltú až žltohnedú farbu s nepravidelnými zátekmi hydroxidov železa, resp. mangánu na plochách rozpadu, na ktorých sú sústredené drobné šupinky sľudy. Za sucha majú typický šlírový bridličkovitý, drobnočriepkovitý až lastúrnatý rozpad po neostrých plochách vrstvovitosti. Zriedka sú v nich rozpadavé siltové ílovce alebo siltovité pieskovce. V rozpadavých siltovcoch sa nachádzajú lavice pevného siltovca s hrúbkou 10 až 30 cm, ojedinele až 1,0 m.

Pieskovce a sporadicky aj ílovce sú v lučenskom súvrství oveľa zriedkavejším litotypom. Okrem zle rozoznateľných medzivrstiev uprostred siltovcov v spodnej, ale aj vo vrchnej časti opisovaných vrstiev sa vyskytli hrubšie polohy pieskovca.

Vrt RAO-5 bol situovaný do územia s výskytom uvažovanej hostiteľskej horniny (Kováčik et al., 2001) vhodnej na vybudovanie hlbinného úložiska vysoko aktívneho rádioaktívneho odpadu a vyhoreného paliva. Túto horninu predstavujú šlírové sedimenty. Vrtom sa mal overiť hĺbkový dosah hostiteľskej horniny, mali sa zistiť hydrogeologické pomery územia a získať hmotný dokumentačný materiál na zisťovanie mineralogických, paleontologických, geochemických, inžinierskogeologických a termofyzikálnych parametrov horniny.

Litologický opis vrtu RAO-5 (obr. 3)

0,0 – 6,0 m	ornica, žltohnedé sprašové hliny (kvartér);
6,0 – 11,5 m	piesčité svetlohnedé spraše (kvartér);
11,5 – 250,0 m	sivé sľudnaté siltovce s premenlivým obsahom piesčitej prímesi, pevné, miestami rozpadavé (nie črepinový rozpad, ale nepravidelné úlomky), niekde je značná prímes sľudy, v celom vrtnom profile sa často vyskytujú skriedovatené neurčiteľné úlomky makrofauny (v hĺbke 37,3 m aj kostičky rýb). Siltovce sú v niektorých vrstvách mimoriadne pevné a iba ojedinele sú rozpadavé, často je prítomná zuhoľnatená rastlinná sečka. Smerom do podložia pribúda ílovitá prímes (ale makroskopicky v intervale cca 130,0 – 150, 0 m je viditeľná zvýšená prítomnosť piesčitej prímesi a sľúd). Celkovo v celom profile ide o monotónny vývoj sivých, zriedkavo tmavosivých vápnitých ílovitých siltovcov (s premenlivým obsahom drobnozrnnej piesčitej prímesi), v spodnej časti vrtu s prevahou ílovitej zložky.

Petrografická a mineralogická charakteristika hornín vo vrte RAO-5

Na petrografický a mineralogický výskum hornín vrtu RAO-5 sa odobralo 10 vzoriek, ktoré reprezentujú celý profil vrtu (tab. 1).

Zrnitostná analýza

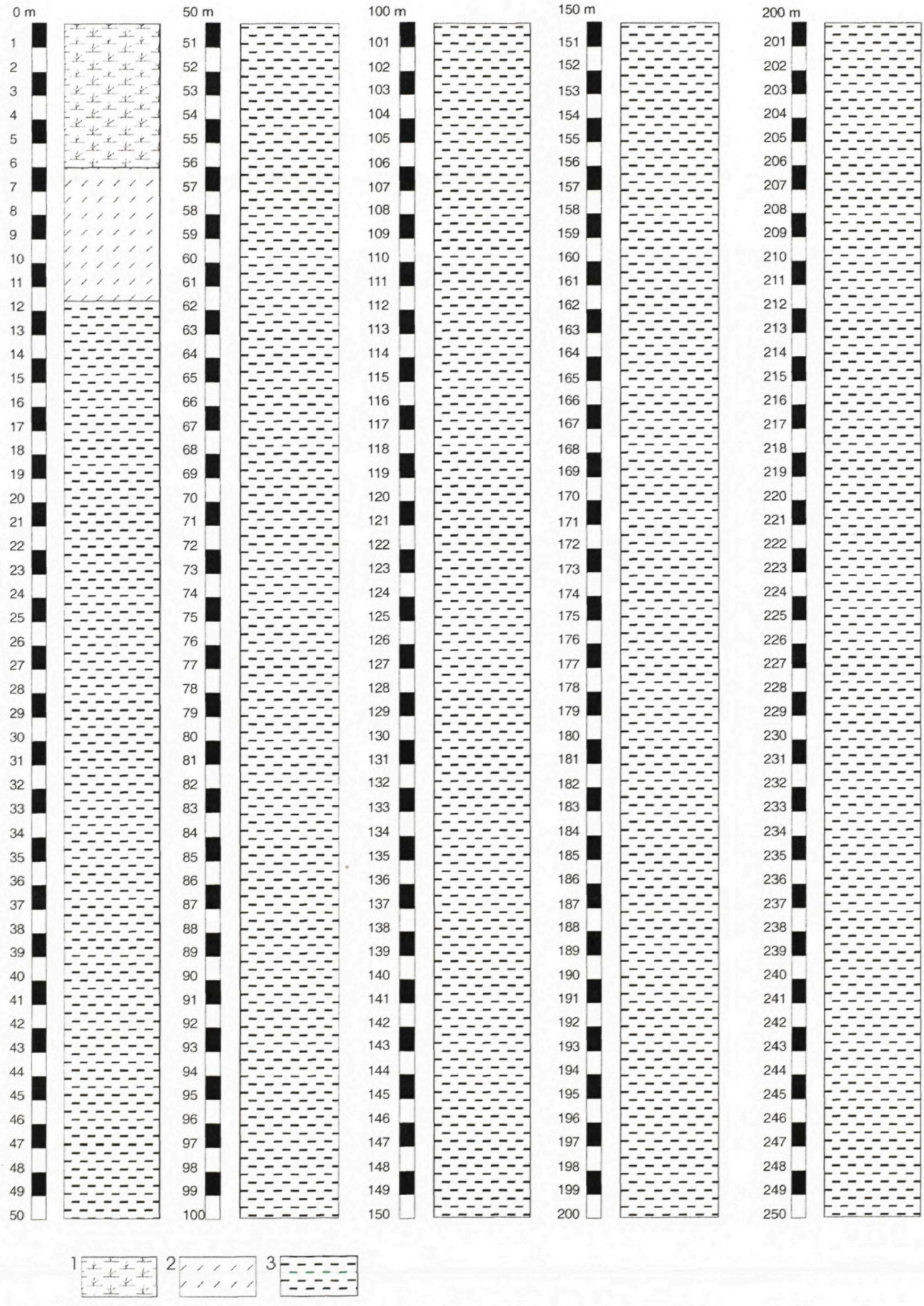
Zo vzoriek odobraných z vrtného jadra sme získali nové údaje o zrnitostnom a petrografickom zložení sedimentov, ktoré nám umožnili podrobnejšie charakterizovať predpokladané hostiteľské horninové prostredie. Výpočet zrnitostných parametrov vo vrte RAO-5 sa urobil zo základnej zrnitostnej analýzy a kumulatívnych zrnitostných kriviek (tab. 2, obr. 4).

Zo základných zrnitostných analýz sa robila jemná zrnitosť podľa Kačinského upravenej metódy z už presitovanej vzorky frakcie menšej než 0,002 mm. Frakcia menšia než 0,002 mm sa rozkvartovala, sušila sa pri teplote 120 °C, vychladila sa a potom sa vyrátala sušina, t. j. zvyšok bez vody. Navážená 10-gramová vzorka sa zaliala destilovanou vodou, pridalo sa 10 ml roztoku elektrolytu proti koagulácii a doliala sa destilovanou vodou do 1 000 ml. Jednotlivé zrnitostné frakcie sa nechali vysušiť, vychladnúť v exikátore a znovu zvážiť. Z výsledných hodnôt sa zostavila kumulatívna krivka.

Základné zrnitostné parametre sa vypočítali v zrnitostnom programe M-Korn a výsledky boli interpretované podľa autorov Folka a Warda (1957). Zo základných zrnitostných parametrov sa venovala pozornosť priemernej veľkosti zŕn (Mz), mediánu (Md), vytriedeniu sedimentu (So), hodnote asymetrie (Sk) a špicatosti (Kg) kumulatívnej krivky. Hodnoty sú uvedené vo fí jednotkách s výnimkou Md, ktorého hodnota je uvedená aj v milimetroch. Všetky výsledky zrnitostnej analýzy sú zhrnuté v tab. 3 a na obr. 5.

Zrnitostná analýza usadenín z vrtu RAO-5 poukazuje na sedimenty drobnozrnnejšieho charakteru, a to na hrubozrnné (vo vrchnej časti vrtu) až strednozrnné (v podložných častiach vrtu) siltovce s ílovým podielom od 21,1 do 46,8 % a s premenlivým obsahom piesčitej prímesi od 13,81 do 62,7 %. V profile vrtu možno pozorovať negatívne gradačné zvrstvenie prejavujúce sa ubúdaním obsahu piesčitej a pribúdaním ílovitej zložky, tak isto celkovým zjemňovaním sedimentu z hrubozrnných siltovcov do strednozrnných siltovcov smerom do podložia.

Priemerná veľkosť zŕn (Mz) sa pohybuje v hodnotách od 4,085 (hrubozrnný silt) do 5,807 – (strednozrnný silt). Priemerná veľkosť v milimetroch varíruje od 0,05 do 0,002 mm. Zrnitostné vytriedenie sedimentov je mierne až slabé, hodnoty koeficientu vytriedenia (So) kolíšu od 1,366 do 1,648 – silt, čo znamená, že sediment obsahuje



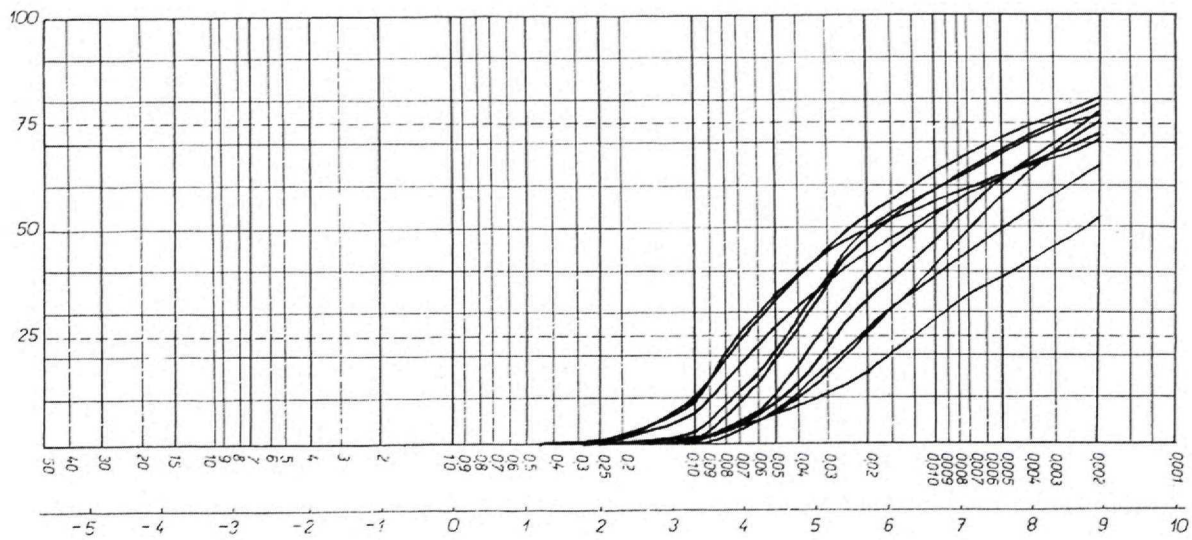
Obr. 3 Litologický profil vrtu RAO-5. 1 – ornica, žltohnedé spraašové hliny (kvartér); 2 – piesčité svetlohnedé spraše (kvartér); 3 – sivé a tmavosivé vápnité piesčité íly (neogén).

Tab. 1 Hĺbka odberu vzoriek z vrtu RAO-5.

Vzorka	5/1	5/2	5/3	5/4	5/5	5/6	5/7	5/8	5/9	5/10
Hĺbka (m)	11,9 – 12,0	40,3 – 40,4	67,3 – 67,4	94,3 – 94,4	126,1– 126,3	158,4– 158,5	196,0– 196,3	210,7– 210,8	234,8– 234,9	249,8– 249,9

Tab. 2. Percentuálne zastúpenie zrnitostných frakcií – zrnitostná analýza vrtu RAO-5.

Frakcia (mm)	5/1	5/2	5/3	5/4	5/5	5/6	5/7	5/8	5/9	5/10
	Zostatok na site (%)									
1		0,2								
0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
0,25	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2
0,1	0,5	0,4	0,9	10,0	8,5	6,5	1,2	0,5	0,4	0,3
0,05	9,2	17,3	18,0	22,2	25,9	19,7	7,3	6,6	5,9	5,0
0,02	29,3	30,2	31,9	21,3	14,9	17,2	24,9	7,8	18,3	21,5
0,01	13,8	11,7	7,0	8,8	5,7	8,5	16,0	13,8	17,3	12,3
0,005	10,3	9,1	10,8	9,3	8,2	9,4	13,9	10,8	16,2	12,0
0,002	14,5	11,3	8,6	8,4	8,5	9,6	15,4	13,3	17,1	13,9
< 0,002	22,0	19,6	22,6	19,8	28,0	28,9	21,1	46,8	24,4	34,7



Obr. 4 Kumulatívne krivky zrnitostného zloženia hornín vrtu RAO-5.

zrná rôznej veľkosti. Spôsobuje to prítomnosť piesčitej a ílovitej prímesi. Hodnoty asymetrie krivky (Sk), ktorá charakterizuje stupeň pravidelnosti zrnitostného zloženia – drobnozrnnosť alebo hrubozrnnosť sedimentu, kolíše v hodnotách od 0,050 do 0,501, hodnoty sú blízke nule, čo potvrdzuje pozitívnosť symetrie kumulatívnej krivky. Poukazujú na prevahu drobnozrnných častíc, pričom možná prítomná prímes hrubozrnnejších (piesčitých) častíc je rozptýlená do viacerých zrnitostných frakcií. Hodnota špicatosti (Kg) kumulatívnej krivky vyjadruje rozpätie medzi centrálnou časťou a okrajovými časťami zrnitostného rozdelenia. Na základe vypočítaných hodnôt špicatosti krivky v študovaných sedimentoch, ktoré sa pohybujú v intervale od 0,753 do 1,248, poukazujú na platykurtický (plochý) až mezokurtický tvar kumulatívnej krivky. Aj ten poukazuje na prítomnosť väčšieho podielu drobnozrnných častíc. Hodnota mediánu (Md), ktorá je získaná odčítaním na zrnitostnej škále pri kolmici vedenej od bodu priesečníka kumulatívnej krivky s líniou 50. percentilu, kolíše v rozpätí 0,021 až 0,002 5 mm a klesá smerom k podložiu zároveň so zjemňovaním sedimentu a pribúdaním jemnejšej ílovej frakcie. Na záver možno potvrdiť, že sedimenty vo vrchnej, nadložnej časti vrtu majú charakter skôr hrubozrnných siltov až siltovcov s piesčitou prímesou, ktorej smerom do podložia ubúda. Zároveň pribúda ílovitej prímesi a možno hovoriť o ílovitých siltovcoch.

Vápnitosť

Hodnoty vápnitosti kolísajúce od 19,31 % do 38,18 %, ktoré predstavuje obsah $CaCO_3$ koncentrovaný predovšetkým v schránkach fosílií, sú v podstate vyrovnané. Možno pozorovať nepatrné zníženie smerom do podložia (tab. 4). Oproti archívnym hodnotám vápnitosti v študovaných sedimentoch (Vass et al.,1989; 20,9 %) sú mierne zvýšené.

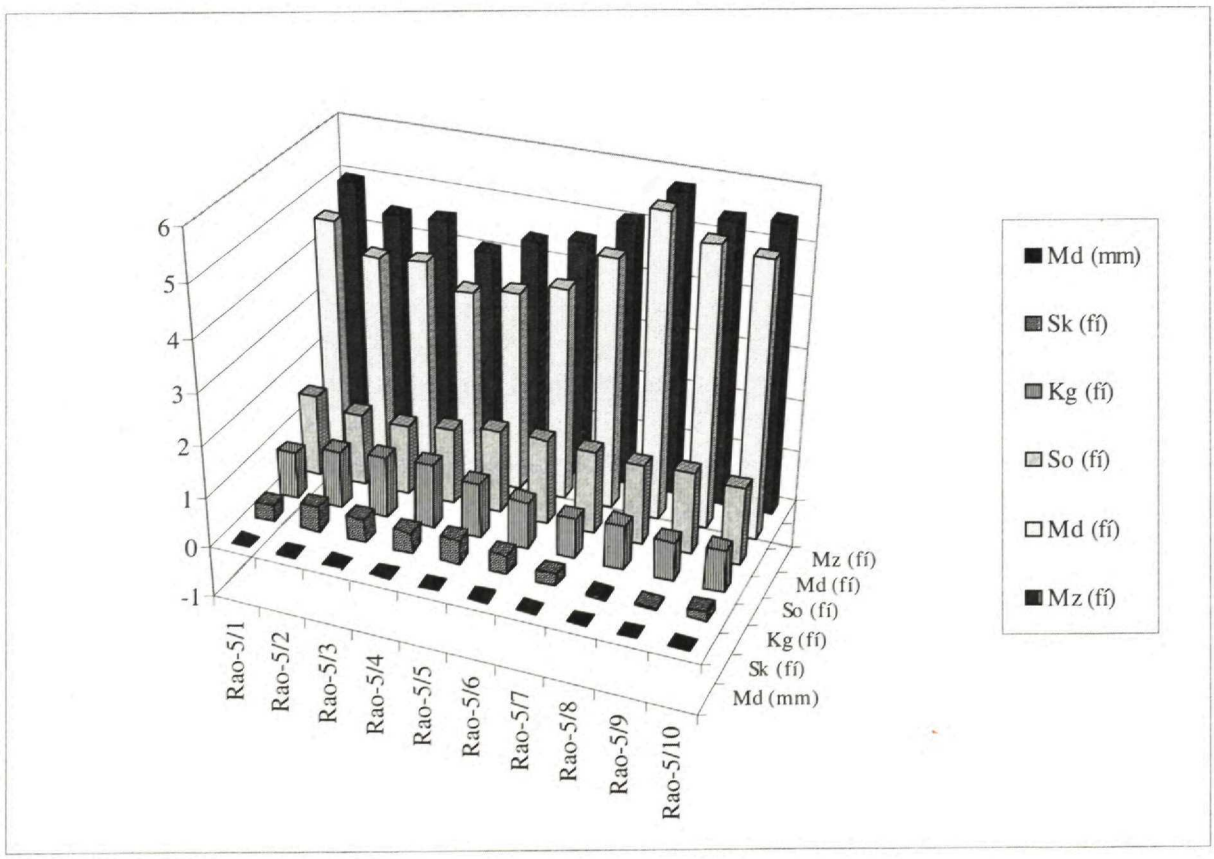
Tab. 3 Zrnitostná analýza sedimentov vo vrte RAO-5.

Vzorka	Md (mm)	Sk (fí)	Kg (fí)	So (fí)	Md (fí)	Mz (fí)	Sediment	Silt %	Piesok %	Íly (fr. pod 0,002 mm)
Rao-5/1	0,013	0,338	0,892	1,59	4,626	4,985	hrubozr. silt	46,54	31,46	22
Rao-5/2	0,018	0,501	1,1	1,39	4,079	4,505	hrubozr. silt	32,39	48,01	19,6
Rao-5/3	0,021	0,456	1,186	1,37	4,141	4,551	hrubozr. silt	32,2	45,8	22,6
Rao-5/4	0,024	0,394	1,248	1,48	3,716	4,084	hrubozr. silt	18,13	62,7	19,8
Rao-5/5	0,019	0,459	1,064	1,63	3,87	4,442	hrubozr. silt	16,6	55,34	28
Rao-5/6	0,013	0,378	0,899	1,65	4,112	4,596	hrubozr. silt	23,36	47,74	28,9
Rao-5/7	0,009	0,227	0,778	1,59	4,828	5,085	hrubozr. silt	49,71	29,19	21,1
Rao-5/8	0,002	–0,05	0,861	1,54	5,825	5,807	strednozr. silt	39,39	13,81	46,8
Rao-5/9	0,007	0,033	0,753	1,58	5,386	5,428	strednozr. silt	54,06	21,54	24,4
Rao-5/10	0,005	0,178	0,798	1,49	5,287	5,53	strednozr. silt	51,4	13,9	34,7

Vysvetlivky: medián (Md), asymetria krivky (Sk), hodnota špicatosti (Kg), koeficient vytriedenia (So), priemerná veľkosť zŕn (Mz).

Tab. 4 Hodnoty vápnitosti vo vzorkách z vrtu RAO-5.

Vzorka	5/1	5/2	5/3	5/4	5/5	5/6	5/7	5/8	5/9	5/10
Vápnitosť (%)	21,50	24,88	23,44	23,32	28,15	38,17	19,31	22,38	20,56	22,49



Obr. 5 Grafické znázornenie zrnitostných parametrov vo vzorkách sedimentov z vrtu RAO-5.

Mineralogické zhodnotenie sedimentov z vrtu RAO-5

Minerálne zhodnotenie vzoriek odobraných z vrtného jadra sa urobilo formou petrografickej analýzy ťažkých a ľahkých minerálov z veľkostnej frakcie 0,25 – 0,10 mm. Separácia ťažkých a ľahkých minerálov sa vykonala z veľkostnej frakcie 0,25 – 0,10 mm, ktorá tvorila cca 3 % z celkovej horniny. Z tejto veľkostnej frakcie sa odobrala maximálne 10-gramová navážka sedimentu. Z nej sa pomocou bromoformu s hustotou 2,88 oddelila ťažká frakcia minerálov od ľahkej a prepočítala sa na percentuálny obsah.

Z analýzy minerálneho zloženia vyplýva, že ako dominantné minerály vystupujú kremeň a karbonátové minerály, pričom prakticky vo všetkých vzorkách je v prevahe dolomit nad kalcitom. Nasleduje oligoklas, z ílových minerálov dominuje illit, sporadicky je prítomný aj montmorillonit a chlorit, prípadne aj malá prímes kaolinitu.

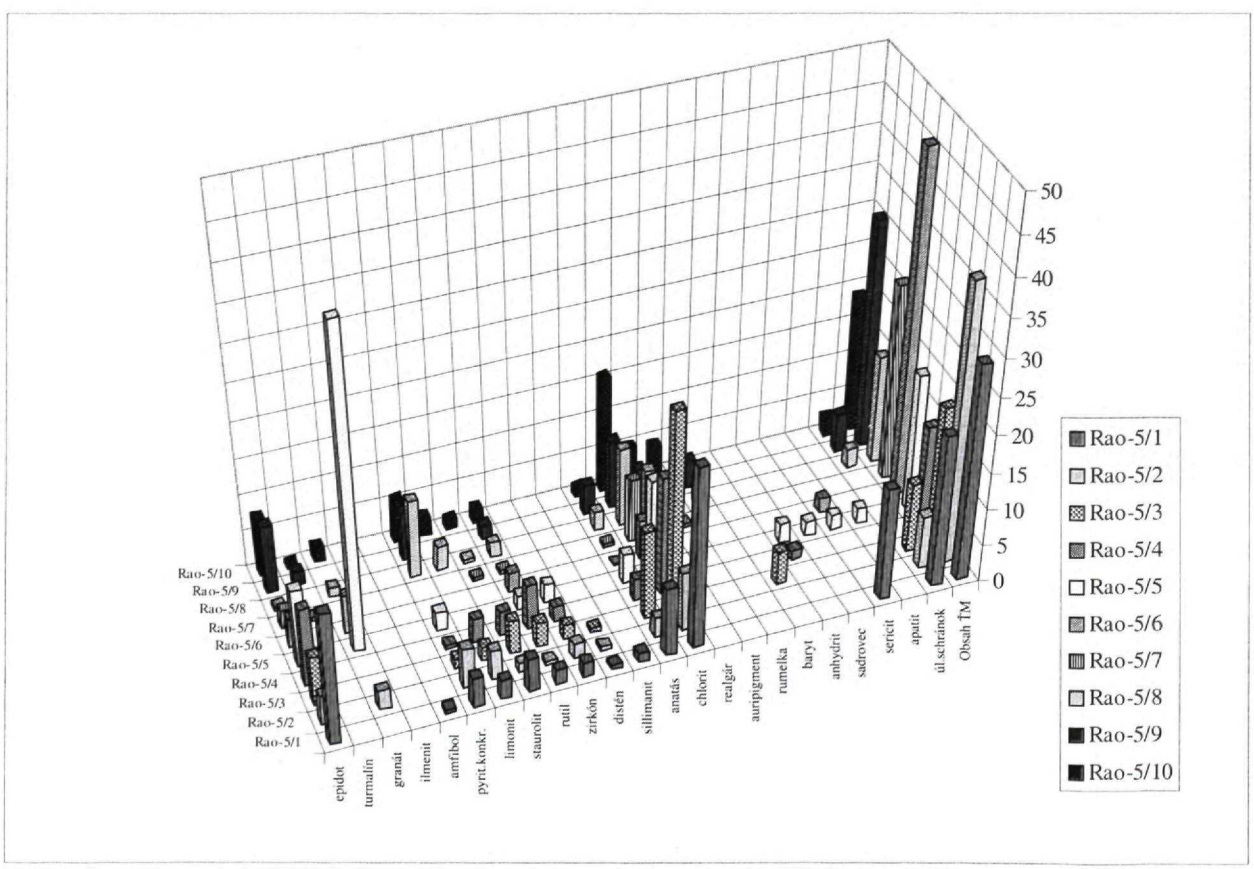
Minerálne zloženie sedimentov – ťažké minerály

Ťažké minerály sme študovali binokulárom a polarizačným mikroskopom. Obsah ťažkej frakcie sa pohyboval v priemere od 14 do 46 %, t. j. priemer = 25,5 %.

Minerály dia frakcie a minerály charakterizujúce zrelosť sedimentu sa vyskytovali veľmi ojedinele, ba niektoré sa vôbec nenašli. Rutil sa v celom profile vyskytoval veľmi sporadicky, v množstve od 0,6 do 6 %. Často bol vtrúsený do kremenných zŕn. Zirkón sa vyskytoval len do hĺbky 126,3 m v množstve 2 až 2,6 %. Zrná zirkónu nemali zachované kryštalické tvary ani štruktúru. Minerály charakteristické pre niektoré metamorfné zóny ako distén a sillimanit sa vyskytovali v nepatrnom množstve, distén 0,6 % a sillimanit 1,3 %. Pomerne hojné zastúpenie mal minerál oxidu titaničitého, anatas (TiO_2), a to od 0,6 do 12 %. Je charakteristický pre metamorfované horniny, napr. kryštalické bridlice – ruly. V hĺbke od 196,3 m pribúdajú minerály auripigment (0,6 – 4,6 %), realgár (0,6 až 6,6 %) a rumelka (cinabarit; 2,6 až 5,3 %). Popri všetkých mineráloch najvyššie zastúpenie mal chlorit sfarbený do zelena, ktorého obsah sa však v závislosti od hĺbky výrazne nemenil. Jeho obsah sa pohyboval od 5,3 do 24,6 %. Sľudnaté piesky obsahovali vysoký obsah organickej hmoty zastúpenej úlomkami schránok, najmä foraminiferovej fauny. V ťažkej frakcii sa okrem sľúd hojne vyskytovali minerály metamorfného pôvodu. Najvyššie zastúpenie mal epidot. Jeho obsah sa pohyboval od 18 do 0,6 %. Vysoké zastúpenie mali aj pyritové konkrécie guľovitého tvaru (0,6 – 10,6 %) a ich obsah mierne stúpal smerom do hĺbky. Limonitové a železité konkrécie sa vyskytovali ojedinele, a to v množstve od 2 do 4 %. Smerom do hĺbky v malom množstve pribúdali minerály ako granát (0,6 až 5,3 %) a turmalín (0,6 – 2 %). Naopak, obsah staurolitu smerom do hĺbky klesal. Najvyšší obsah mal v hĺbke 12,0 až 67,4 m, a to 4,6 %. Prehľad zastúpenia ťažkých minerálov v hornine vrtu RAO-5 je znázornený v tab. 5 a na obr. 6.

Minerálne zloženie sedimentov – ľahké minerály

Štúdium asociácie minerálov ľahkej frakcie poukázalo na kolísajúci obsah kremenných a živcových zŕn a úlomkov hornín v piesčitej zrnitostnej frakcii. Ich zloženie sa so stúpajúcou hĺbkou mení. V malej hĺbke do cca 94,4 m je piesčitá prímes skôr litická, pretože obsahuje len 50 až 79 % kremeňa. Má nízky obsah živca, len do 5 %, a litické úlomky zastúpené najmä kremencami a karbonátmi svojím obsahom prevyšujú živec. Sľudy zastupuje viac muskovit, biotit sa vyskytuje veľmi sporadicky. V hĺbke 158,4 m pribúda kremenných zŕn, ubúda litických úlomkov a mierne klesá aj obsah živcov a sľúd. V hĺbke 210,8 m majú vysoký obsah len kremenné zrná. Množstvo litických úlomkov sa viditeľne zmenšilo. Kremeň dosahuje 91 až 95 %. Piesčitá prímes tak zodpovedá sublitickým až kremenným pieskom. Výnimku tvorí vzorka z hĺbky 249,9 m, kde opäť výrazne klesá obsah kremeňa, na 86,6 %, a výrazne stúpa obsah litických úlomkov tvorených kremencami a karbonátmi, na 10 %. Živce sú ojedinelé, dosahujú len 1,2 %.



Obr. 6 Grafické znázornenie obsahu ťažkých minerálov vo vzorkách sedimentov z vrtu RAO-5.

Tab. 5 Zastúpenie ťažkých minerálov vo vrte RAO-5.

Minerál/vz.	Rao-5/1	Rao-5/2	Rao-5/3	Rao-5/4	Rao-5/5	Rao-5/6	Rao-5/7	Rao-5/8	Rao-5/9	Rao-5/10
Epidot	18	4	6,6	10,6	10,6	4	2,6	0,6	9,3	8
Turmalín							0,6		2	0,6
Granát		2,6			43,3	5,3		1,3		2
Ilmenit										
Amfibol	0,6									
Pyrit. konkr.	4	5,3	1,3	0,6	2,6			10,6	6,6	6
Limonit	2,6	4	2	3,3				3,3		2,6
Staurolit	4,6	1,3	4,6	3,3			0,6	0,6		1,3
Rutil	2	0,6	3,3	6	2	2,6	0,6	2	2	2
Zirkón	2	2	2	2	2,6					
Distén	0,6	0,6	0,6							
Sillimanit	1,3									
Anatas	9,3	2,6	12	3	4	0,16	0,6	2,6	4	1,3
Chlorit	24,6	8	27,3	16	13,3	5,3	8,6	10,6	9,3	16
Realgár							0,6	6,6	4,6	5,3
Auripigment							0,6	3,3	2	4,6
Rumelka								2,6	4	5,3
Baryt			4,6							
Anhydrit				1,3	2,6					
Sadrovec					2					
Sericit	15,3				2	2				
Apatit					2					
Úl. schránok	20,6	7,3	9,3					2,6	5,3	2,6
Obsah ŤM	29,15	37,5	18,93	14	18,8	46	26,6	14,78	31,1	18,8

Všetky študované vzorky sa vyznačovali vysokým obsahom muskovitu, nezistila sa však žiadna závislosť od hĺbky v profile. Vysoký obsah muskovitu môže poukazovať na metamorfnú provenienciu – t. j. epimetamorfné paleozoikum veporika a gemerika. Biotit a sľuda charakterizované pre magmatické horniny sa vyskytovali sporadicky.

V celom profile vrtu sú prítomné úlomky schránok foraminifer. Ich obsah je najvyšší vo vrchných častiach vrtu, so stúpajúcou hĺbkou klesá. Z akcesorických minerálov je tiež v celom profile vrtu prítomný glaukonit v podobe tmavozelených peloidných zŕn. Ich obsah smerom do hĺbky len mierne klesá. Glaukonit poukazuje na morský pôvod sedimentov. Aj rozklad Fe-Mg silikátov, peliet, vulkanického skla a organických zložiek môže indikovať submarinné zvetrávanie v mori s normálnou salinitou v mierne redukčnom prostredí. Vo všetkých vzorkách najvýraznejšie prítomná je sľuda zastúpená muskovitom, čo svedčí o metamorfnej proveniencii. Na základe prítomnosti minerálov, ako sú epidot, chlorit, anatas, sericit a staurolit, charakteristických pre metamorfované zóny a horniny, sú zdrojovou oblasťou pravdepodobne horniny z epimetamorfovaného paleozoika gemerika a horniny pochádzajúce z veporidného kryštalinika. Sporadicky zvýšený obsah biotitu je typický pre magmatické, ale aj metamorfované horniny, ale skôr vo väčšej hĺbke, nie v epizóne.

Biostratigrafická charakteristika hornín vo vrte RAO-5

Z neogénnych sedimentov prevŕtaných vrtom RAO-5 sa odobrali 4 vzorky na stratigrafické spracovanie mikrofaunistického obsahu fosílií (tab. 6).

Študované vzorky obsahovali drobné, mechanicky porušené a rekryštalizované foraminifery, ktorých vzhľad bol spôsobený redepozíciou, s výnimkou poslednej vzorky.

Mikrofaunistický obsah v nich je mierne variabilný a má pomerne široký stratigrafický diapazón. Planktonická zložka je zastúpená iba v nepatrnom rozsahu v hĺbke 91,3 – 91,4 m a 158,5 – 158,6 m. Svedčí to o veľmi nízkej komunikácii s otvoreným morom. Indexové fosílie sa nezistili. V hĺbke 13,6 – 13,7 m sa vyskytovala *Uvigerina hantkeni* CUSHMAN et EDWARDS so stratigrafickým rozsahom kiščel až eger. V ostatných vzorkách sa nezistila. *Bolivina fastigia* CUSH. nastupuje v egeri, rovnako aj *Uvigerina posthankeni* PAPP. Svoj výskyt v egeri končí *Percultazonaria fragaria* (GÜMBEL) (Cicha et al., 1998). V hĺbke 91,3 – 91,4 m okrem priebežných foriem sa vyskytujú *Hansenisca soldanii* (ORB.) a *Asterigerinata planorbis* (ORB.), ktoré nastupujú v egeri. Z toho teda vyplýva vek sedimentov spodný miocén, hranica eger/egenburg, čiže nanoplanktónová zóna NN1/NN2 (Martini, 1971).

Distribúcia prvkov v horninách vrtu RAO-5

Vo vrte RAO-5 s výnimkou jeho vrchnej časti (kvartérne hliny a spraše) pozorujeme monotónne vystupovanie neogénnych sedimentov reprezentovaných kompaktným vápnitým siltom až siltovcom. Z tohto, vo vrte dominujúceho horninového typu sa odobralo 9 geochemických vzoriek v rozmedzí 20 až 250 m s cieľom zistiť jeho chemické a minerálne zloženie (tab. 7.)

Základné matematicko-štatistické charakteristiky sledovaných prvkov súboru 9 vzoriek vápnitých siltovcov

Tab. 6 Obsah fosílií vo vrte RAO-5.

Hĺbka (m)	Foraminifery a nanoplanktón
13,6 – 13,7	*Pullenia bulloides* (ORB.), *Stilostomella elegans* (ORB.), *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Lenticulina cultrata* (MONTF.), *Bolivina fastigia* CUSH., *Almaena osnabrugensis* (MUENSTER), *Bolivina fastigia droogeri* C. – Z., *Marginulina hirsuta* ORB., *Bulimina elongata* ORB., *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Uvigerina hantkeni* CUSH. – EDW., *Percultrazonaria fragaria* (GÜMBEL) a ostne ježoviek. Z nanoplanktónu ojedinelé úlomky *Brarudosphaera sp., Pontosphaera multipora, Helicosphaera sp., C. pelagicus.*
91,3 – 91,4	*Pullenia bulloides* (ORB.), *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Sphaeroidina bulloides* ORB., *Hansenisca soldanii* (ORB.), *Plectofrondicularia* sp., *Stilostomella* sp., *Almaena osnabrugensis* (MUENSTER), *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Bulimina schischkinskayae* SAMOYLOVA, *Quinqueloculina mayeriana* ORB., *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *Nonion commune* (ORB.), *Asterigerinata planorbis* (ORB.), *Bolivina fastigia droogeri* C. – Z., *Globigerina praebulloides praebulloides* BLOW, *Elphidium ortenburgense* (EGGER), *Lenticulina* sp., *Semivulvulina ex gr. Pectinata* (RSS.), ostne ježoviek. Z chudobnej asociácie nanoplanktónu sa ojedinele vyskytujú: *Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra minuta, Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus, Thoracosphaera* sp., *Pontosphaera multipora, Triquetrorhabdulus challengeri, Orthorhabdulus* cf. *serratus, Discoaster* cf. *druggii.* Posledné 3 druhy môžu poukazovať na zónu NN1/NN2(?).
158,5 – 158,6	*Bolivina fastigia droogeri* C. – Z., *Hansenisca soldanii* (ORB.), *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Ammonia beccarii* (L.), *Pullenia bulloides* (ORB.), *Globigerina praebulloides* BLOW, *Almaena osnabrugensis* (MÜNSTER), *Hanzawaia boueana* (ORB.) Nanoplanktón sa nenašiel.
249,9 – 250,0	*Hanzawaia boueana* (ORB.), *Semivulvulina pectinata* (RSS.), *Guttulina communis* (ORB.), *Bulimina schischkinskayae* SAMOYLOVA, *Bolivina fastigia droogeri* C. – Z., *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Budashevaella multicamerata* (VOLOSH.), *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Valvulineria complanata* (ORB.), *Uvigerina* sp. (cf. *U. posthantkeni*), *Lenticulina vortex* (F. – M.), *Pullenia bulloides* (ORB.), *Lenticulina melvilli* (CUSH. – RENZ), ihlice hubiek. Z nanoplanktónu sa zistili: *Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus abisectus, C. floridanus, Reticulofenestra bisecta, R.* sp., *Pontosphaera multipora, Sphenolithus* cf. *dissimilis, Helicosphaera* cf. *eufratis.* Vek: oligocén – spodný miocén.

uvádza tab. 8. Minerálne zloženie siltovcov sme zisťovali prostredníctvom RTG analýzy spomínaných 9 vzoriek. Z výsledkov analýzy vyplýva, že ako dominantné minerály tu vystupujú kremeň a karbonátové minerály, pričom prakticky vo všetkých vzorkách je v prevahe dolomit nad kalcitom. Nasleduje oligoklas, z ílových minerálov dominuje illit, sporadicky je prítomný aj montmorillonit a chlorit; v orientovanom preparáte sa v štyroch vzorkách zistila aj malá prímes kaolinitu.

Chemizmus siltovcov v najväčšej miere ovplyvňuje prímes karbonátov, ktorá varíruje v pomerne širokom intervale, medzi 20 až 30 % (v prepočte na dolomitovú a kalcitovú zložku), v jednom prípade (vzorka z hĺbky 158,15 až 158,30 m) obsah karbonátov h dosahuje odnotu až okolo 40 %. Pri väčšine študovaných prvkov pozorujeme ich úbytok so zvyšujúcim sa podielom karbonátov (CaO, MgO). Opačný trend v prípade prvkov asociujúcich s karbonátovými minerálmi (napr. mangán a stroncium) je nevýrazný. Nezistili sme ani výraznejšiu závislosť obsahu karbonátov od hĺbky.

Ak porovnáme naše zistené údaje o distribúcii sledovaných prvkov v neogénnych vápnitých siltovcoch vrtu RAO-5 s vápnitými pieskovcami a siltovcami neogénu Slovenska (súbor SED-9) z Geochemického atlasu Slovenska, časť Horniny (Marsina et al., 1999), zistíme čiastočnú podobnosť vápnitých siltovcov s oboma porovnávanými súbormi, ale aj isté odlišnosti. Zhodu v distribúcii najväčšieho počtu najmä stopových prvkov pozorujeme pri siltovcoch so súborom vápnitých ílovcov a slieňovcov neogénu Slovenska (z hlavných prvkov len Si a Ti, zo stopových prvkov Ba, Co, Cr, Ga, Li, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn a niektoré ďalšie). S vápnitými pieskovcami a siltovcami neogénu Slovenska je takmer zhodná distribúcia hlavných prvkov – hliníka, železa a draslíka. Zo stopových prvkov treba spomenúť najmä arzén, bór a meď. Charakteristickým znakom vápnitých siltovcov vrtu RAO-5 je ich takmer dvojnásobne vyšší obsah horčíka (dolomitovej zložky) oproti porovnávaným súborom. S tým súvisí aj zvýšený obsah berýlia izomorfne zastupujúceho horčík, zvýšený je aj obsah selénu. Naopak, výraznejšie zníženie hodnôt obsahu sme zistili v prípade mangánu, ortuti a antimónu.

Záver

Plne jadrovaný vrt RAO-5 sa realizoval v Rimavskej kotline, priamo v intraviláne obce Gemerček. Vrt dosiahol projektovanú hĺbku 250 m.

V tesnej blízkosti miesta vrtu prebieha geofyzikálny profil 2 – 2´, realizovaný v roku 2001 v rámci tohto projektu. Detailné informácie o litologickom zložení umožňujú koreláciu s nameranými geofyzikálnymi veličinami a presnejšiu geologicko-geofyzikálnu interpretáciu výsledkov geofyzikálnych meraní.

Celým profilom vrtu bol zastihnutý monotónny vývoj sedimentov egerského veku podobných šlírom. Litologicky ide o sivý sľudnatý vápnitý silt až siltovec s premenlivým obsahom piesčitej prímesi. Tvorí hlavnú masu lučenského súvrstvia. Zo zrnitostnej analýzy vyplýva, že hlavnou granulometrickou frakciou je silt, potom íl, pri-

Tab. 7 Výpis chemických analýz vzoriek hornín z vrtu RAO-5.

Vrt	Hĺbka	Hornina	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 c.	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	TiO_2	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	str_zih	H_2O^-	H_2O^+
			%														
RAO-5	6,90 – 7,00	spraš	68,84	14,09	4,98	4,31	0,60	0,92	1,85	0,803	0,041	1,24	2,53	0,17	2,69	3,65	1,61
RAO-5	20,20 – 20,30	vápnitý siltovec	54,88	11,48	4,21	2,17	1,84	8,25	4,16	0,652	0,037	1,09	2,22	0,11	11,02	2,43	1,29
RAO-5	40,20 – 40,40	vápnitý siltovec	52,54	10,14	3,52	1,64	1,69	10,07	5,17	0,575	0,032	1,21	2,01	0,11	13,11	1,69	0,87
RAO-5	66,30 – 66,40	vápnitý siltovec	53,65	9,98	4,06	2,06	1,80	9,49	4,82	0,613	0,039	1,25	1,98	0,11	12,25	1,75	0,88
RAO-5	94,30 – 94,40	vápnitý siltovec	54,61	9,18	3,71	1,75	1,76	9,90	4,64	0,566	0,038	1,31	1,89	0,13	12,26	1,56	0,91
RAO-5	126,40 – 126,50	vápnitý siltovec	49,92	9,65	3,66	1,79	1,68	11,11	5,76	0,570	0,041	1,24	2,02	0,11	14,20	1,38	0,73
RAO-5	158,15 – 158,30	vápnitý siltovec	39,66	7,88	4,54	1,74	2,52	15,33	7,56	0,471	0,069	1,00	1,67	0,09	20,23	1,15	0,70
RAO-5	196,15 – 196,25	vápnitý siltovec	53,33	11,78	4,66	2,04	2,36	8,29	4,40	0,651	0,044	1,28	2,28	0,13	11,11	2,08	1,14
RAO-5	234,65 – 234,75	vápnitý siltovec	48,51	11,14	4,43	2,06	2,13	10,44	5,31	0,609	0,034	1,22	2,24	0,13	13,77	1,90	1,10
RAO-5	249,50 – 249,65	vápnitý siltovec	53,10	10,66	4,05	2,08	1,77	9,30	4,64	0,589	0,036	1,32	2,12	0,13	12,21	2,06	1,00

Vrt	Hĺbka	Hornina	$S_{celk.}$	Ag	As	B	Ba	Be	Cd	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Hg	Li	Nb
			%	mg . kg^{-1}													
RAO-5	6,90 – 7,00	spraš	0,03	– 0,04	7,1	89	443	2,3	–0,3	9	109	18	19	5	0,05	41	16
RAO-5	20,20 – 20,30	vápnitý siltovec	0,62	– 0,04	5,6	82	352	1,9	– 0,3	8	104	15	16	4	0,05	47	13
RAO-5	40,20 – 40,40	vápnitý siltovec	0,61	– 0,04	3,5	73	316	1,6	– 0,3	6	104	12	13	4	0,05	43	13
RAO-5	66,30 – 66,40	vápnitý siltovec	0,56	0,66	4,5	75	299	1,6	– 0,3	7	92	13	14	4	0,04	42	12
RAO-5	94,30 – 94,40	vápnitý siltovec	0,45	–0,04	3,5	68	308	1,5	–0,3	6	86	11	13	4	0,04	41	11
RAO-5	126,40 – 126,50	vápnitý siltovec	0,48	– 0,04	2,6	66	334	1,5	– 0,3	7	106	19	13	3	0,04	40	13
RAO-5	158,15 – 158,30	vápnitý siltovec	0,30	0,09	4,0	53	284	1,3	– 0,3	4	68	10	11	3	0,05	34	10
RAO-5	196,15 – 196,25	vápnitý siltovec	0,70	– 0,04	3,7	91	358	1,9	– 0,3	8	102	16	16	4	0,11	47	13
RAO-5	234,65 – 234,75	vápnitý siltovec	0,60	– 0,04	5,6	82	329	1,8	– 0,3	7	105	14	15	4	0,05	46	13
RAO-5	249,50 – 249,65	vápnitý siltovec	0,52	– 0,04	4,3	77	332	1,7	– 0,3	6	91	31	14	3	0,09	43	13

Vrt	Hĺbka	Hornina	Ni	Rb	Sb	Se	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	Y	Zn	Zr
			mg . kg^{-1}												
RAO-5	6,90 – 7,00	spraš	47	127	1,5	– 0,1	3	100	2	10	5	107	29	99	217
RAO-5	20,20 – 20,30	vápnitý siltovec	38	115	0,6	3,0	3	230	– 2	8	4	91	22	86	178
RAO-5	40,20 – 40,40	vápnitý siltovec	28	98	– 0,5	0,2	3	229	– 2	7	4	82	20	71	169
RAO-5	66,30 – 66,40	vápnitý siltovec	33	99	– 0,5	0,3	3	240	– 2	7	4	72	20	73	181
RAO-5	94,30 – 94,40	vápnitý siltovec	31	91	0,8	0,3	3	240	– 2	6	4	73	18	71	169
RAO-5	126,40 – 126,50	vápnitý siltovec	31	101	– 0,5	0,1	3	219	– 2	6	4	72	19	70	158
RAO-5	158,15 – 158,30	vápnitý siltovec	27	84	– 0,5	0,1	2	238	– 2	5	4	63	17	56	133
RAO-5	196,15 – 196,25	vápnitý siltovec	40	116	1,2	0,3	3	227	– 2	8	5	102	21	84	166
RAO-5	234,65 – 234,75	vápnitý siltovec	35	115	0,6	0,3	3	243	– 2	8	5	98	21	82	159
RAO-5	249,50 – 249,65	vápnitý siltovec	34	105	1,3	0,4	3	216	– 2	7	4	98	21	91	162

Tab. 8 Základné matematicko-štatistické parametre sledovaných prvkov v 9 vzorkách vápnitého siltovca z vrtu RAO-5.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 c.	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	str_zih	$S_{celk.}$	H_2O^+
	%														
Aritmetický priemer	51,13	0,588	10,21	4,09	1,93	1,95	0,041	5,16	10,24	1,21	2,05	0,12	13,35	0,54	0,96
Medián	53,10	0,589	10,14	4,06	2,04	1,80	0,038	4,82	9,90	1,24	2,02	0,11	12,26	0,56	0,91
Štandardná odchýlka	4,78	0,055	1,23	0,41	0,19	0,31	0,011	1,02	2,12	0,10	0,19	0,01	2,79	0,12	0,19
Rozsah	15,22	0,181	3,90	1,14	0,52	0,84	0,037	3,40	7,08	0,32	0,61	0,04	9,21	0,40	0,59
Minimum	39,66	0,471	7,88	3,52	1,64	1,68	0,032	4,16	8,25	1,00	1,67	0,09	11,02	0,30	0,70
Maximum	54,88	0,652	11,78	4,66	2,17	2,52	0,069	7,56	15,33	1,32	2,28	0,13	20,23	0,70	1,29
Medza stanovenia (m. s.)	0,10	0,02	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
Počet hodnôt pod m. s.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Počet vzoriek	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9

	Ag	As	B	Ba	Be	Cd	Co	Cr	Cu	F	Ga	Hf	Hg	Li	Nb
	$mg \cdot kg^{-1}$														
Aritmetický priemer		4,1	74,1	323,6	1,64		6,6	95,3	15,7		13,9	3,7	0,06	42,6	12,3
Medián		4,0	75,0	329,0	1,60		7,0	102,0	14,0		14,0	4,0	0,05	43,0	13,0
Štandardná odchýlka		1,0	11,0	24,2	0,20		1,2	12,6	6,4		1,6	0,5	0,02	4,1	1,1
Rozsah		3	38	74	0,6		4	38	21		5	1	0,07	13	3
Minimum	< 0,4	2,6	53	284	1,3	< 0,3	4	68	10	< 500	11	3	0,04	34	10
Maximum	0,66	5,6	91	358	1,9	< 0,3	8	106	31	< 500	16	4	0,11	47	13
Medza stanovenia (m. s.)	0,4	0,1	5	30	0,1	0,3	1	5	1	500	5	1	0,01	1	3
Počet hodnôt pod m. s.	7	0	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Počet vzoriek	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9

	Ni	Rb	Sb	Se	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	Y	Zn	Zr
	$mg \cdot kg^{-1}$												
Aritmetický priemer	33,0	102,7	0,3	0,56	2,9	231,3		6,9	4,2	83,4	19,9	76,0	163,9
Medián	33,0	101,0	0,6	0,30	3,0	230,0		7,0	4,0	82,0	20,0	73,0	166,0
Štandardná odchýlka	4,3	11,2	0,8	0,92	0,3	9,6		1,1	0,4	14,2	1,6	10,7	14,0
Rozsah	13	32	1,8	2,9	1	27		3	1	39	5	35	48
Minimum	27	84	< 0,5	0,1	2	216	< 2	5	4	63	17	56	133
Maximum	40	116	1,3	3	3	243	< 2	8	5	102	22	91	181
Medza stanovenia (m. s.)	1	5	0,5	0,1	1	5	2	1	2	5	5	2	5
Počet hodnôt pod m. s.	0	0	4	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0
Počet vzoriek	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9

čom drobnopiesčitej frakcie je iba cca 20 %. Dominantným minerálom v sedimente je kremeň, karbonátové minerály (dolomit a kalcit) a oligoklas. Z ílových minerálov má najväčšie zastúpenie illit.

V 70. a 80. rokoch 20. storočia sa v Juhoslovenskej kotline realizoval štruktúrno-geologický výskum včítane vrtných prác. Vzorky vrtov boli skartované a v súčasnosti o nich nie je žiadna hmotná dokumentácia. Vrtom RAO-5 sa získali údaje potvrdzujúce mimoriadne vhodné úložné pomery neogénnych sedimentov a priaznivé sedimentologické, petrografické a litologické charakteristiky hornín vyhovujúce nárokom horninového prostredia na realizáciu HÚ VAO a VP.

Šlírové sedimenty lučenského súvrstvia spolu s podložným čížskym súvrstvím (vrt RAO-5 ich nedosiahol) predstavujú veľmi nádejné horninové prostredie na vybudovanie HÚ VAO a VP.

Literatúra

Cicha, I., Rögl, F., Čtyroká, J., Rupp, Ch., Bajraktarevic, Z., Baldi, T., Bobrinskaya, O. G., Darakchieva, St., Fuchs, R., Gagic, N., Gruzman, A. D., Halmai, J., Krasheninnikov, V., Kalac, K., Korecz-Laky, I., Krhovsky, J., Luczkowska, E., Nagy-Gellai, A., Olszewska, B., Popescu, Gh., Reiser, H., Schmid, M. E., Schreiber, O., Serova, M. Y., Szegö, E., Sztrakos, K., Venglinskyi, I. V. a Wenger, W., 1998: Oligocene – Miocene Foraminifera of the Central Paratethy. In: Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell. (Frankfurt a. Main), 549, s. 1 – 325.

Császár, G., 1997: Basic litostratigraphic units of Hungary. Budapest, MAFI, s. 5 – 114.

Folk, R., L. a Ward, W. C., 1957: Brazos River Bar: Study in the significance of grain size parametres. In: J. sed. Petrology, Vol. 27, 12957, No. 1.

Kováčik, M., Gedeon, M., Madarás, J., Ivanička, J., Kohút, M., Nagy, A., Töröková, I., Helma, J., Marcin, D., Švasta, J., Slaninka, I., Michalko, J., Marsina, K., Durmeková, T., Frankovská, J. a Wagner, P., 2001: Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Etapa VYL – 01-00. Príloha č. 1 – Geologická dokumentácia vrtov RAO-3, 4, 5. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 230.

Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. a Vozárová, A. et al., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť III. Horniny. Bratislava, MŽP SR – GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 10 – 135.

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Proc. of the II. Plankt. Conf. Roma 1970 (ed. Farinacci, A.). Rome, Edizioni Tecnoscienza, 2, s. 739 – 785.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej republiky. In: Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2, s. 101 – 125.

Vass, D., Bajaník, Š., Husák, Ľ., Kantorová, V., Lehotayová, R., Marková, M., Ondrejičková, A., Snopková, P. a Vozárová, A., 1988: Štruktúrny vrt FV-1, Blhovce. Region. Geol. Západ. Karpát, 23, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 86.

Vass, D., Elečko, M., Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 195.

Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Hanzel, V., Modlitba, I., Jánová, V., Bodnár, J., Husák, Ľ., Filo, M., Májovský, J. a Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 161.

Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny 1 : 50 000, pilotná mapa novej edície

MICHAL ELEČKO[1], DIONÝZ VASS[2], VLASTIMIL KONEČNÝ[1], KATARÍNA GAÁLOVÁ[3] a ĽUDOVÍT GAÁL[3]

[1] Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
[2] Katedra prírodného prostredia, LF, TU Zvolen, Masarykova 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika
[3] Chránená krajinná oblasť Cerová vrchovina, Svätoplukova 1, Rimavská Sobota, Slovenská republika

Abstrakt. Pod záštitou Ministerstva životného prostredia SR vyšla Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny. Štátny geologický ústav D. Štúra v spolupráci so Štátnou ochranou prírody ju vydal v roku 2001 ako pilotnú mapu novej edície Geologicko-náučné mapy Slovenska 1 : 50 000. Cieľom vydania mapy je populárnou formou priblížiť obyvateľstvu poznatky o geologickej stavbe územia.

Jednoduchou a prístupnou formou je verejnosť zoznámená s hlavnými črtami geologickej stavby a vývoja nášho územia s príkladmi vybraných lokalít a chránených prírodných pamiatok. Sútlačou geologických podkladov a údajov z ochrany prírody a krajiny, ako aj turistických trás široká verejnosť získa ucelený obraz o danom území. Na rube mapy je stručný textový sprievodca, v ktorom sú jednotlivé lokality a chránené prírodné pamiatky dokumentované stručnými opismi, fotografiami a nákresmi s odporúčanými turistickými trasami.

Mapa a textové vysvetlivky na rube mapy sú v slovenskom a anglickom jazyku.

Využitie mapy je zamerané na:

- rozvoj turistického ruchu na Slovensku,
- propagačno-náučné a osvetové ciele,
- učebné pomôcky pre ZŠ a SŠ pri názornom vyučovaní prírodovedných predmetov v prírode, príprave a realizovaní školský exkurzií a výletov do prírody,
- propagáciu príslušného regiónu na agroturistiku a cestovný ruch všeobecne vrátane občianskych aktivít.

Kľúčové slová: Geologicko-náučná mapa, nová edícia, Cerová vrchovina, životné prostredie

Úvod

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) v spolupráci so Štátnou ochranou prírody reprezentovanou Chránenou krajinnou oblasťou (CHKO) Cerová vrchovina a pod záštitou Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR) vydal v roku 2001 pilotnú mapu novej edície Geologicko-náučné mapy Slovenska. Myšlienka založenia takejto edície pretrvávala už dlhšie obdobie, no podmienky na jej vznik sa vytvorili až v roku 2000. Vtedy ŠGÚDŠ predložil pilotný projekt, ktorý na realizáciu schválila sekcia geológie a prírodných zdrojov MŽP SR.

Po zrelej úvahe bola ako pilotná mapa tohto projektu vybraná mapa oblasti Cerovej vrchoviny, ktorá patrí medzi rázovité regióny Slovenska. Výnimočnosť v geologickej stavbe územia predstavujú popri inom najmä rôzne formy mladého bazaltového vulkanizmu. Krajinárska rázovitosť, zaujímavosti neživej, ale aj živej prírody v ucelenom celku a potreba ich ochrany vyústili v roku 1989 do vyhlásenia územia za chránenú krajinnú oblasť (CHKO Cerová vrchovina).

Domnievame sa, že bolo veľmi užitočné začať s edíciou geologicko-náučných máp práve Cerovou vrchovinou. Cerová vrchovina spomedzi všetkých turisticky zaujímavých oblastí Slovenska najviac potrebuje vstúpiť do povedomia domácej verejnosti i zahraničných turistov, lebo dosiaľ stojí bokom od turistického ruchu. Svoje unikátne prírodné zaujímavosti nezúročuje tak ako niektoré iné, vo svete turizmu známe regióny Slovenska.

Cieľom vydania geologicko-náučných (turistických) máp je populárnou formou priblížiť nášmu obyvateľstvu poznatky o geologickej stavbe nášho územia, ktorá je základom rozvoja celej živej prírody a súčasne aj kultúrneho a ekonomického rozvoja našej spoločnosti. Poznanie histórie vývoja neživej prírody na našom území predstavuje súčasť nášho kultúrneho vývoja a národného duchovného bohatstva. Jednoduchou a prístupnou formou sa verejnosť zoznamuje s hlavnými črtami geologickej stavby a vývoja nášho územia s príkladmi vybraných lokalít a chránených prírodných pamiatok. Sútlačou geologických podkladov a údajov z ochrany prírody a krajiny, ako aj turistických trás široká verejnosť získa ucelený obraz o danom území. Prílohou mapy je stručný textový sprievodca. Jednotlivé lokality a chránené prírodné pamiatky sú v ňom dokumentované stručnými opismi, fotografiami, prípadne nákresmi s odporúčanými turistickými trasami.

Účelom vydávania geologicko-náučných máp je prispieť k rozvoju nášho kultúrneho bohatstva vytváraním a utvrdzovaním povedomia o ochrane našej neživej aj živej prírody a prírodných pamiatok v NP a CHKO.

Takýto druh propagácie ochrany životného prostredia medzi obyvateľstvom je v súlade so zámermi Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR). Mapy vyjadrujúce abiotickú zložku prírody zamerané na jej ochranu, ktoré by sa dostali medzi širšiu verejnosť, dosiaľ však na Slovensku absentujú, zatiaľ čo v susedných krajinách sa podobné aktivity už rozbehli.

Realizačným výstupom je geologická mapa s problematikou ochrany prírody vhodná pre širokú verejnosť. Mapa predstavuje nielen obohatenie poznatkov o neživej a živej prírode sprostredkované populárnou formou. Súčasne predstavuje aj iným spôsobom využité a zhodnotené náklady spoločnosti investované do zostavenia geologických máp uvedených regiónov, resp. výstupov o CHKO Cerová vrchovina.

Projektovaná mapa v mierke 1 : 50 000 obsahuje: základnú topografiu JTSK, zjednodušený geologický podklad prevzatý z regionálnych geologických máp 1 : 50 000, hranicu CHKO, prírodné rezervácie, prírodné pamiatky, chránené areály, prírodovedné náučné chodníky, významné geologické lokality, kúpele, pitné minerálne pramene a žriedla minerálnych vôd, kultúrno-historické pamätihodnosti a chránené objekty a turistické chodníky.

Na rube mapy je stručný textový sprievodca, v ktorom sú jednotlivé lokality a chránené prírodné pamiatky (celkove 51 lokalít) dokumentované stručnými opismi, fotografiami a nákresmi s odporúčanými turistickými trasami.

Základné črty geologickej stavby Cerovej vrchoviny

Geologicko-náučná mapa zobrazuje zjednodušenú geologickú stavbu Cerovej vrchoviny prevzatú z geologických máp Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (Vass et al., 1992) a Rimavskej kotliny (Elečko et al., 1985).

Cerovú vrchovinu budujú pieskovce, vrcholy kopcov a tiahnucich sa chrbtov západnej časti vrchoviny tvoria vulkanické horniny, najmä bazalty, a v okolí Šiatorskej Bukovinky aj andezity.

Morské sedimenty svedčia o tom, že na území južného Slovenska na konci paleogénu a na začiatku neogénu (kišcel, eger) sa rozprestieralo more. Najstaršie morské sedimenty – vápnité prachovce čížskeho a lučenského súvrstvia – vznikli v Budínskej morskej panve, ktorá zo severného Maďarska zasahovala až k dnešnému severnému okraju Lučenskej a Rimavskej kotliny. Neskôr more ustúpilo a nová transgresia v ranom miocéne (egenburgu) podmienila vznik novej, Fiľakovsko-pétervásárskej morskej panvy. Z nej sa pred eróziou uchránili len príbrežné sedimenty fiľakovského súvrstvia.

Panva mala tvar zálivu otvoreného na sever a severovýchod. Do zálivu vnikali prílivové vlny. Príliv sa šíril po západnej strane zálivu a v jeho prúdení vznikali lipovianske pieskovce s hojnými hrubostennými schránkami lastúrnikov a so zriedkavým malým šikmým čerinovitým zvrstvením. Intenzita prílivu v zálive narastala do takej miery, že odlivové vlny postupujúce po východnom okraji von zo zálivu dokázali sformovať z hrubozrnného piesku piesčité duny vysoké až niekoľko metrov. Tak vznikli jalovské pieskovce a pre ne typické zväzky vysokého šikmého zvrstvenia so širokými korytovitými rozmyvmi na bázach zväzkov. Súčasne hlbšie v zálive, mimo bezprostredného vplyvu vzdúvania mora, vznikali tachtianske pieskovce. Tie sú v porovnaní s jalovskými jemnozrnnejšie a nemajú znaky (textúry) energetického prúdenia. V jalovských a tachtianskych pieskovcoch sa iba ojedinele nájdu schránky morských mäkkýšov. V prvom prípade je to dôsledok silného prúdenia, v druhom (tachtianske pieskovce) azda kolísania salinity, ktoré znemožňovalo život mäkkýšov. Ďalej od pobrežia, v hlbšej vode, sa ukladali čakanovské vrstvy, prachy a prachové íly s hojnými tenkostennými schránkami morských mäkkýšov. Svedčia o hlbokovodnejšom, pokojnom prostredí s normálnou morskou salinitou.

Už počas egenburgu sa územie Cerovej vrchoviny, ale aj širokého okolia (celá dnešná Panónska panva) začalo dvíhať. Fiľakovsko-pétervásárska panva zanikla a jej sedimenty sa ocitli na súši, kde sa začala ich erózia. Riečne toky, ktoré rozbrázdili územie, zanechali svoje uloženiny na viacerých miestach Cerovej vrchoviny. Sú to štrky, piesky a pestré íly bukovinského súvrstvia (neskorý egenburg). Neskôr v otnangu, keď územie bolo dostatočne zarovnané, rieky ukladali iba piesčité sedimenty. V ich údolných nivách vznikli močiare, v ktorých prebiehala občasná uhoľná sedimentácia. Tak vznikli dva, miestami až tri uhoľné sloje uprostred pieskov pôtorských vrstiev. Riečnu sedimentáciu vystriedala sedimentácia v pokojnom jazere, kde vznikli monotónne íly plachtinských vrstiev. Pôtorské i plachtinské vrstvy spolu tvoria salgótarjánske súvrstvie otnanského veku. Blízkosť transgredujúceho mora prezrádzajú jeho občasné prieniky do uhoľných močiarov a neskôr do jazera. Dôkazom toho sú vrstvičky s morskou faunou objavujúce sa náhle v inak bezfosílnych pieskoch a íloch salgótarjánskeho súvrstvia. Na sklonku raného miocénu, v karpate, more pravdepodobne preniklo do priestoru Cerovej vrchoviny, ale neskoršie dlhodobé dvíhanie územia privodilo denudačný zrez, ktorý morské sedimenty odstránil.

Počas stredného miocénu, v bádene pred cca 15,5 až 16,5 mil. rokov, do pieskovcov fiľakovského súvrstvia prenikli intrúzie andezitovej magmy, ktorá stuhla pod povrchom, kontaktne metamorfujúc okolité pieskovce. Tak vznikli lakolitové telesá a žily granátického andezitu. Tie vďaka svojej odolnosti proti erózii budujú najvyššie vrcholové dominanty Cerovej vrchoviny – Šiator a Karanč.

Riečna sieť, ktorá sa začala formovať neskoršie, rešpektovala andezitové tvrdoše a riečne údolia ich obchádzali. V pliocéne sa začala v Cerovej vrchovine bazaltová vulkanická aktivita, ktorá zachovala po sebe pestrú paletu vulkanických foriem (cerová bazaltová formácia). Na povrchu vznikli explozívne formy v podobe troskových kužeľov a maarov. Pri úpätí troskových kužeľov sa sformovali rozsiahle lávové pokrovy tvorené väčším počtom lávových prúdov. Niektoré lávové prúdy sa pohybovali do väčších vzdialeností od troskových kužeľov, sledujúc paleoúdolia riečnej siete. Explozívna aktivita, ktorá viedla k vzniku maarov a niektorých troskových kužeľov, mala v počiatočnom období charakter freatických explózií (explózie vodných pár), neskoršie freatomagmatických erupcií (erupcie lapilových tufov). V záverečnom období vývoja často prevládali erupcie vulkanických bômb (strombolský typ aktivity), prípadne havajský typ erupcií v podobe lávových fontán, ktoré chŕlili lávu do neveľkej výšky. Po skončení vulkanizmu sa eróziou vypreparovali podpovrchové prívodové systémy, ktoré tvoria lávové neky, dajky (žily) a diatrémy. Petrografické produkty bazaltového vulkanizmu zodpo-

vedajú bazanitu (bazalt bez zástupcov živcov, ale často s výrastlicami žltozeleného olivínu). V priebehu tohto vulkanizmu nastal klenbový výzdvih Cerovej vrchoviny. Selektívna erózia vypreparovala telesá lávových prúdov a umožnila inverziu reliéfu: bazaltové prúdy pôvodne zapĺňajúce paleoúdolia v dnešnom reliéfe budujú vrcholy pretiahnutých chrbtov Cerovej vrchoviny. Bazaltový vulkanizmus Cerovej vrchoviny pretrval od začiatku pliocénu (cca 5 mil. rokov) do starého pleistocénu (cca 1,2 mil. rokov).

Základné informácie o živej prírode Cerovej vrchoviny

Popri formách mladého vulkanického reliéfu Cerová vrchovina je pozoruhodná výskytom vzácnej a ohrozenej flóry a fauny.

Asi dve tretiny vrchoviny pokrývajú lesy. V najnižších polohách sa vyskytujú lesy dubového vegetačného stupňa. Rastie tu spoločenstvo hrabových dúbrav *(Carpineto – Quercetum)*. Stromový porast tvoria *Quercus petraea* (dub zimný), *Q. cerris* (dub cerový), *Carpinus betulus* (hrab obyčajný), *Robinia pseudoacacia* (agát biely). V krovinnom podraste sa vyskytujú *Corylus avellana* (lieska obyčajná), *Crataegus* sp. (hloh) a *Cornus mas* (drieň obyčajný). Spoločenstvo drieňových dúbrav *(Corneto – Quercetum)* má len ostrovčekovité rozšírenie. Rastie na suchých kamenitých svahoch lesostepného charakteru s drevinami *Quercus pubescens* (dub plstnatý), *Q. petraea* (dub zimný), *Acer campestre* (javor poľný) a krovinami *Cornus mas* (drieň obyčajný), *Ligustrum vulgare* (zob vtáčí) a *Robinia pseudoacacia* (agát biely). V lesoch dubového vegetačného stupňa rastie v podraste *Lychnis coronaria* (kukučka vencová), *Scilla bifolia* (scila dvojlistá), *Anthericum ramosum* (jagavka konáristá) aj vzácny *Colutea arborescens* (mechúrnik stromovitý).

Lesy bukovo-dubového stupňa zaberajú najrozsiahlejšie plochy územia, a to prevažne na svahoch rôznych sklonov a expozícií. Spoločenstvo bukových dúbrav *(Fageto – Quercetum)* tvoria *Fagus sylvatica* (buk lesný), *Quercus petraea* (dub zimný), *Q. cerris* (dub cerový), *Carpinus betulus* (hrab obyčajný), *Acer platanoides* (javor mliečny) a kroviny *Ligustrum vulgare* (zob vtáčí), *Crataegus* sp. (hloh) a *Corylus avellana* (lieska obyčajná). V bylinnom podraste nájdeme zákonom chránené druhy z čeľade *Orchidaceae* (vstavačovité).

Dubovo-bukový vegetačný stupeň zasahuje do najvyšších partií, ale pokrýva aj chladnejšie, severne exponované svahy nižších polôh.

V spoločenstve dubových bučín *(Querceto – Fagetum)* prevláda *Fagus sylvatica* (buk lesný) nad *Quercus petraea* (dub zimný), *Tillia* sp. (lipa), *Cerasus avium* (čerešňa vtáčia), *Acer platanoides* (javor mliečny) a *Carpinus betulus* (hrab obyčajný). Bučiny *(Faagetum pauper)* rastú v chladných úžľabinách vo výške okolo 500 m n. m. V bukových porastoch sa vyskytuje aj *Quercus petraea* (dub zimný).

Bukový stupeň má izolovaný výskyt. Je to spoločenstvo typických bučín *(Fagetum typicum)* na chladných a vlhkých svahoch a na ich úpätiach. V porastoch prevláda buk lesný s ojedinelým výskytom duba a javora.

V lesoch Cerovej vrchoviny popri srnčej, diviačej a jelenej zveri a umelo *vysadenom* muflónovi sa stretávame aj s mäsožravcami, napr. s *Vulpes vulpes* (líška hrdzavá), *Felis silvestris* (mačka divá), *Meles meles* (jazvec lesný) a *Martes martes* (kuna lesná). Lesné prostredie je bohaté na druhy vtáctva.

V minulosti odlesnené plochy sa premenili na pastvy, lúky a ornú pôdu. V extrémnejších polohách, na južných slnečných a suchých svahoch sa vytvorili spoločenstvá trávnatých stepí a po obvodoch brál a skalných výbežkov spoločenstvá lesostepí. Ide o xerotermné spoločenstvá s *Pulsatilla pratensis* (poniklec lúčny), *P. grandis* (poniklec veľkokvetý), *Iris pumila* (kosatec nízky), *Chrysopogon gryllus* (zlatofúz južný) a *Stipa* sp. (kavyle). V mnohých prípadoch predstavujú genofondové plochy. Súčasne sú vhodným biotopom pre teplomilný hmyz, ale sú tu bežné aj niektoré medzinárodne chránené druhy vtákov. V plytkých údoliach v minulosti vyrástli poľnohospodárske usadlosti – pusty – s typickými vahadlovými studňami a svojskou vidieckou architektúrou. Celý komplex, prírodné prostredie a prvky ľudskej činnosti dávajú krajine Cerovej vrchoviny osobité čaro svojráznosti a výnimočnosti.

Vo vysvetlivkách aj na samotnej mape je zmienka, resp. poukaz na archeologické lokality rôznych predhistorických kultúr (pri Drni, Hodejove, na Pohanskom hrade pri Starej Bašte, pri Radzovciach a v Šuriciach); na historické zaujímavosti – ruiny hradov (Fiľakovo, Šomoška, Hajnáčka, Šurice, Hodejov, ale aj málo znateľné pozostatky Michalovho hradu, Pohanského hradu juhozápadne od obce Chrámec, kláštora na kopci Biríň, Širkovského hradu južne od obce Širkovce); historické, kultúrne architektonické a sakrálne pamiatky v mestách Lučenec, Fiľakovo a vo viacerých obciach v Cerovej vrchovine.

Na mape sú príslušnou farbou (ako v teréne) vyznačené turistické chodníky, ako aj dva náučné chodníky (Čakanovce a Šiatorská Bukovinka), kontúry chránenej krajinnej oblasti (CHKO Cerová vrchovina), chránené územie, národné prírodné pamiatky, resp. prírodné pamiatky, prírodné rezervácie a chránené areály.

Celý komplex – prírodné prostredie, živá i neživá príroda a prvky ľudskej činnosti – dávajú krajine Cerovej vrchoviny osobité čaro svojráznosti a výnimočnosti.

Využitie mapy je zamerané na:

- rozvoj turistického ruchu na Slovensku,
- propagačno-náučné a osvetové ciele,
- učebné pomôcky pre ZŠ a SŠ pri názornom vyučovaní prírodovedných predmetov v prírode, príprave a realizovaní školských exkurzií a výletov do prírody,
- propagáciu príslušného regiónu na agroturistiku a cestovný ruch všeobecne vrátane občianskych aktivít.

Vydaním pilotnej mapy geológovia a ochrancovia prírody sprístupňujú a vysvetľujú zaujímavosti prírody so zámerom upozorniť širokú verejnosť – turistov, učiteľov a školskú mládež, ako aj milovníkov prírody všeobecne – na krásu Cerovej vrchoviny aj s cieľom chrániť ju pre ďalšie pokolenia.

Mapu zostavil autorský kolektív: RNDr. M. Elečko, CSc., prof. RNDr. D. Vass, DrSc., RNDr. V. Konečný, CSc., RNDr. K. Gaálová a RNDr. Ľ. Gaál. Na tvorbe mapy sa podieľali: technický redaktor R. Fritzman, kartografické a počítačové spracovanie Ing. M. Antalík, V. Bartoušek, R. Fritzman, RNDr. Š. Káčer, Mgr. M. Stercz a J. Vlachovič, jazyková úprava textu Ing. J. Hrtusová, technická úprava G. Šipošová, grafická úprava RNDr. L. Martinský, anglický preklad RNDr. J. Horniš, geologické schémy RNDr. V. Konečný, CSc. Mapu vytlačil Vojenský kartografický ústav v Harmanci v náklade 2 500 ks.

Literatúra

Elečko, M., Gaál, Ľ., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Elečko, M. (edit.), Bezák, V., Bodnár, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

Geologické práce, Správy 109, s. 77 – 81, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Vihorlatské vrchy z pohľadu geologicko-náučnej mapy

BRANISLAV ŽEC[1], MAROŠ STERCZ[1], KATARÍNA ŽECOVÁ[1] a ELENA KALIČIAKOVÁ[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, RC Košice, Jesenského 8, Košice

Abstract. The Vihorlatské vrchy Mts. represent our easternmost volcanic mountains. The volcanic activity in the Vihorlatské vrchy Mts. area started approximately during Lower Badenian, continued in the Middle-Late Sarmatian and ended to the Lower Pannonian.The Vihorlatské vrchy Mts. are very important because of nature protection. Their most valued parts are declared large- and small area protected areas. They comprise Protected Landscape Area, protected areals, national nature reserves, nature reserves and nature monument.

Key words: Vihorlatské vrchy Mts., Neogene, volcanics, geological-educational map

Úvod

Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov (Žec et al., 2001) predstavuje začiatok novej edície geologických máp s prezentáciou problematiky ochrany prírody na náučno-turistických mapách národných parkov a chránených krajinných oblastí. Patrí medzi dva pilotné projekty tejto novej edície máp. Prvou z dvoch máp bola geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny (Elečko et al., 2001).

Vihorlatské vrchy sú naše najvýchodnejšie vulkanické pohorie. Na jeho území sa nachádza chránená krajinná oblasť Vihorlat (vyhlásená v roku 1974), ako aj celý rad ďalších chránených areálov, prírodných rezervácií a prírodných pamiatok. Rozprestiera sa na území Košického a Prešovského kraja v štyroch okresoch: Michalovce, Sobrance, Snina a Humenné.

Územie samotnej chránenej krajinnej oblasti Vihorlat má nepravidelný tvar. Jej dĺžka v smere V – Z je asi 22 km a v smere S – J 23 km. Najvyšší vrchol je Vihorlat (1 075,4 m n. m.) a najnižší bod je miesto pri obci Jovsa v južnej časti územia (asi 160 m n. m.). Cieľom vydania geologicko-náučnej mapy je populárnou formou na základe textov, fotografií a grafických schém priblížiť poznatky a hlavné črty geologickej stavby Vihorlatských vrchov.

Základné informácie o geologickej stavbe Vihorlatských vrchov a ich okolia

Geologická stavba Slovenska je veľmi komplikovaná. Predstavuje región, kde sa stretávajú jednotky vnútorných a vonkajších Karpát. Tento zložitý charakter je zachovaný aj v oblasti Vihorlatských vrchov (Žec et al., 1997a, b), ktoré vystupujú na severovýchodnom okraji východoslovenského neogénneho bazénu. Na západnom okraji Vihorlatských vrchov vystupuje humenské mezozoikum, ktoré tvoria prevažne karbonáty (vápence a dolomity) triasu až kriedy (geologické útvary staré cca 245 – 65 mil. rokov). Zodpovedajú sedimentom fatrika a reprezentujú najvýchodnejší úsek tejto starej alpínskej jednotky v centrálnych Západných Karpatoch. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu transgresívne nasadajú na mezozoikum Humenských vrchov. Tvoria ich zlepence, pieskovce a ílovce. Bradlové pásmo reprezentované nesúvisle vystupujúcimi bradlami (vápence a rádiolarity) oddeľuje vnútorné Karpaty od vonkajších. Jednotlivé bradlá vystupujú najmä na sv. okraji vulkanitov v priestore medzi obcami Podhoroď, Beňatina a Inovce. Bradlové pásmo sa ponára pod vulkanické horniny stratovulkánov Diel a Morské oko. Tento úsek bradlového pásma má od svojho západného pokračovania trochu špecifický vývoj a jeho súčasná podoba je výsledkom zložitého štruktúrneho vývoja. Začal sa v období kriedy (cca 130 mil. rokov) a skončil sa v miocéne (cca pred 1,8 mil. rokov). Pozdĺž severného okraja bradlového pásma vystupujú paleogénne flyšové jednotky tvorené najmä pieskovcami a ílovcami. Vývoj neogénnych uložení, ktoré reliktne vystupujú aj za bradlovým pásmom na SV (južne od obce Modra nad Cirochou), sa začal v egenburgu (cca 21 mil. rokov) a skončil sa v panóne.

Vulkanizmus (Žec et al., 1997a) v oblasti Vihorlatských vrchov (obr. 2) sa začal približne v období spodného bádenu (cca 16 – 15 mil. rokov). Aktivitu tohto vulkanizmu reprezentujú ryodacitové tufy podobné hrabovským (vystupujú pri Nižnom Hrabovci). Polohy tufov vystupujú na povrch pri obci Oreské a južne od obce Podhoroď. Väčšinou však ide o jemné popolové tufy. Vulkanická aktivita pokračovala v strednom sarmate (cca 12,5 mil. rokov) prienikom vulkanických telies ryodacitového zloženia, ktoré prerážajú cez vekovo staršie pieskovce a ílovce paleogénu. Jedno z takých telies vystupuje aj severne od obce Beňatina v údolí potoka Beňatinská voda. Vulkanizmus podobného charakteru vytvoril aj v jz. časti regiónu morfologicky výrazné kupolovité telesá andezitov komplexu Vinné. Predstavujú vulkanické veľkorozmerové telesá kupolovitej formy (tzv. extruzívne dómy). Tieto telesá vystupujú v oblasti obcí Vinné, Trnava nad Laborcom, Porúbka a južne od obcí Kamienka a Modra nad Cirochou. Vo väčšine prípadov andezitové

telesá majú blokovitú odlučnosť, ktorá často prechádza do brekciácie. Najbúrlivejšie obdobie vulkanizmu prebiehalo vo vrchnom sarmate až spodnom panóne (v období od 12,5 do 9,5 mil. rokov). Vznik a vývoj andezitových vulkánov a stratovulkánov je charakteristickou črtou tejto časovej etapy a v priestore východoslovenského neogénneho bazénu patria k najmladším vulkanickým prejavom. Všeobecným znakom tejto vulkanickej aktivity je jej prevažne explozívny začiatok s postupným narastaním efuzívnej aktivity, to znamená výlevmi lávových prúdov. Jej zakončenie je charakterizované prienikmi vulkanických (tzv. intruzívnych) telies.

Explozívna aktivita mala charakter strombolských, vulkánskych a plíniovských erupcií. V priebehu už spomínanej explozívno-efuzívnej aktivity sa vytvorili dve výrazné reťaze (Kaličiak et al., 1995) andezitových stratovulkánov. Východná reťaz sz.-jv. smeru zahŕňa morfologicky izolované stratovulkány Popriečny, Diel a Morské oko. Západnú reťaz jz.-sv. smeru tvoria morfologicky splývajúce stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat (Žec et al, 1997a; Žec, 2000). V oblasti Morského oka sa vulkanické reťaze spájajú. Trochu excentricky vystupuje explozívny vulkán Kamienka, prekrytý lávovými prúdmi stratovulkánov Kyjov, Sokolský potok a Morské oko.

Vývoj jednotlivých stratovulkánov východnej reťaze sa začal explozívnou aktivitou v období vrchného sarmatu. Najvýchodnejšou vulkanickou štruktúrou Vihorlatských vrchov je **stratovulkán Popriečny**. Vystupuje v priestore ohraničenom obcami Inovce a Podhoroď (na severe), Choňkovce a Tibava (na západe), Vyšným Nemeckým (na juhu) a štátnou hranicou s Ukrajinou (na východe). Jeho prevažná časť vystupuje mimo nášho územia, na území Ukrajiny. Najvyššiu nadmorskú výšku – okolo 1 000 m – dosahujú kóty Vetrová skala a Popriečny, pričom celý masív je v značnej miere postihnutý silnou eróziou a rozčlenený radiálne orientovanými, rôzne hlbokými údoliami. Geologický vývoj stratovulkánu charakterizujú dve formácie, a to Popriečny a Petrovce. Formácia Popriečny predstavuje spodnú časť stratovulkánu. Reprezentujú ju najmä padané pyroklastiká (brekcie a aglomeráty) striedajúce sa s andezitovými lávovými prúdmi. Padané pyroklastiká vystupujú najmä v hlboko zarezaných údoliach potokov (Koromliansky, Suchý, Syrový a i.), ktorými je obnažený pôvodný stratovulkanický kužeľ. Lávové prúdy dosahujú hrúbku až desiatky metrov (25 – 30 m). Ich orientácia zreteľne poukazuje na existenciu paleoúdolí, ktoré sa vyvíjali na svahoch vulkánu v tomto vývojovom štádiu. Na báze prúdov je často vyvinutá brekciácia (tzv. lávová brekcia) a oxidácia s hrúbkou do 2 m. Periférne zóny formácie reprezentujú redeponované pyroklastiká a epiklastiká. Formácia Petrovce predstavuje vrchnú stavbu stratovulkánu. V porovnaní so spodnou stavbou sporadicky vystupujú padané a redeponované pyroklastiká. V tejto formácii prevládajú produkty efuzívnej aktivity – lávové prúdy vypĺňajúce erodované paleoúdolia (napr. paleoúdolie jz. od štátnej hranice v smere na kótu Haseník, k obciam Petrovce a Krčava). **Stratovulkán Diel** predstavuje pomerne dobre zachovanú vulkanickú štruktúru situovanú sz. od stratovulkánu Popriečny v priestore medzi dolinou Beňatinská voda (na juhu) a dolinou potoka Barlahov (na severe). Podstatná časť východnej stavby však podľahla denudácii. Najvyššiu nadmorskú výšku, okolo 800 m, dosahujú chrbty Diel, Veľká Vavrová a Lazy. Stratovulkán člení hlboké údolia s radiálnou orientáciou vzhľadom na centrálnu vulkanickú zónu, ktorá je situovaná v kotlovitej depresii v závere doliny Levková. Stavbu stratovulkánu tvoria formácie Bystrej, Vavrovej, Dielu a komplex centrálnej vulkanickej zóny. Najstaršia časť stratovulkánu je formácia Bystrej, reprezentovaná padanými pyroklastikami (aglomeráty a brekcie), ktoré sú v značnej miere prekryté andezitovými lávovými prúdmi. Jednotlivé lávové prúdy majú hrúbku od 20 do 60 m. Uloženie lávových prúdov je ovplyvnené celkovým tektonickým naklonením vulkánu na západ. Formácia leží priamo na podloží. Severná časť stratovulkánu má prevažne efuzívny charakter, zatiaľ čo v južnej časti stratovulkánu prevládajú redeponované pyroklastiká. Formácia Vavrovej nasadá na značne denudovaný a erozívne modelovaný povrch formácie Bystrej. Pre túto formáciu sú charakteristické explozívne vulkanické členy na báze. Sú prekryté lávovými prúdmi a preniknuté celým radom dajok (žilné vulkanické telesá), ktoré prerážajú cez formáciu Bystrej. Formácia Diel so svojimi vulkanickými produktmi (najmä dajky, neky, extrúzie andezitov a sporadicky andezitové lávové prúdy) predstavuje najmladší člen vo vývoji stratovulkánu. Komplex centrálnej zóny stratovulkánu zahŕňa najmä intruzívne telesá postihnuté premenami, ako aj mladšie dajky andezitov. **Stratovulkán Morské oko** vystupuje v sv. cípe Vihorlatských vrchov a patrí k najväčším vulkanickým štruktúram tejto oblasti. Je situovaný na križení dvoch zlomových systémov, a to sz.-jv. a sv.-jz. smeru. Stratovulkán sa vyznačuje intenzívnym erozívnym zrezom. V oblasti centrálnej vulkanickej zóny chýbajú horniny vulkanického kužeľa a na jeho mieste je eróziou sformovaná kotlovitá depresia obnažujúca intruzívne, premenami postihnuté horniny. Depresia odvodňovaná na juh potokom Okna je prstencovito obklopená hrebeňom s vrcholmi Roh, Fetkov, Nežabec, Sninský kameň, Motrogon, Veľká Trestia a Lysák, ktorý predstavuje relikty lávových prúdov. Najvyššiu nadmorskú výšku dosahujú vrchy Nežabec (1 023 m), Motrogon (1 017,9 m) a Sninský kameň (1 005 m). Z východnej a severnej strany je stratovulkán značne erozívne redukovaný, čo podmieňuje aj jeho relatívny výzdvih v priebehu vulkanickej aktivity, ale aj po jej skončení. Stratovulkán v dôsledku tohto výzdvihu nadobudol už primárne asymetrický charakter. Väčšina vulkanických produktov sa uložila v jeho južnej časti. V stavbe stratovulkánu vystupuje na báze formácia Hámre. Vrchná formácia Sninský kameň ju svojimi efuzívnymi členmi (lávové prúdy) v značnej miere prekrýva. Spodná formácia Hámre dosahuje rôznu hrúbku. V severnej a severovýchodnej časti je eróziou zredukovaná na 100 – 200 m. Najväčšiu hrúbku dosahuje v južnej časti stratovulkánu, a to až okolo 1 000 m. Lávové prúdy tvoria jej prevažnú časť. Pôvodné úklony lávových prúdov sú modifikované celkovým úklonom pohoria v smere na juh, t. j. smerom do panvy. Vrchná formácia Sninský kameň je dominantná a v hrúbke 100 – 400 m vytvára takmer súvislý prstenec okolo centrálnej vulkanickej zóny, budujúc

vrchné časti hrebeňa smerom od kóty Roh cez kótu Sninský kameň ku kóte Lysák. Formácia leží na značne denudovanom povrchu formácie Hámre. Maximálnu hrúbku, až 400 m, dosahuje v s. časti stratovulkánu. Formácia Sninský kameň má charakter efuzívneho komplexu – až na sporadický výskyt redeponovaných pyroklastík.

Západnú reťaz jz.-sv. smeru tvoria morfologicky splývajúce stratovulkány Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov. Excentricky vystupuje vulkán Kamienka. **Stratovulkán Vihorlat** je situovaný jz. od stratovulkánu Morské oko a leží v jeho nadloží. Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje vrchol Vihorlat (1 075,4 m), ktorý je aj najvyššou kótou Vihorlatských vrchov. Stratovulkán je tvorený periklinálnym uložením lávových prúdov okolo centrálnej protrúzie (prieniku) v oblasti vrcholu Vihorlat. V zárezе Jovsianskeho potoka je sčasti odkrytý relikt pyroklastického kužeľa preniknutého andezitovými dajkami, ktoré môžu predstavovať oblasť prívodových systémov. Stratovulkán tvoria prevažne andezitové lávové prúdy prvého a druhého vývojového štádia. **Stratovulkán Sokolský potok** je ďalším členom vulkanického reťazca pokračujúceho na západ. Maximálnu nadmorskú výšku dosahujú vrcholy obkolesujúce záver doliny Sokolského potoka – Rozdielna (784,4 m), Štok (708,4 m) a ďalšie vrcholy. V smere na juh je pokračovanie vulkanickej stavby Sokolského potoka prekryté sedimentmi neogénnej panvy. V jeho stavbe sú prevažne zastúpené andezitové lávové prúdy (tiež rozčlenené na dve vývojové štádiá). V blízkosti centrálnej vulkanickej zóny na svahoch primárneho kužeľa (odkrytý v závere doliny Sokolského potoka) sú lávové prúdy relatívne málo hrubé a často výrazne zbrekciovatené. S narastajúcou vzdialenosťou od centra sú lávové prúdy hrubšie a dosahujú hrúbku priemerne 25 až 30 m, ojedinele 50 – 60 m. **Stratovulkán Kyjov** predstavuje najzápadnejšie situovaný zložitý vulkán, ktorého produkty v súčasnom zreze sú rozšírené na ploche zhruba 90 km^2. Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje vrchol Kyjov (821,0 m). Stratovulkán je rozčlenený na celý rad chrbtov a plochých vrcholov. Jeho vulkanické produkty sú pri sz. okraji uložené sčasti na humenskom mezozoiku, na vnútrokarpatskom paleogéne a taktiež na sedimentoch neogénu. V smere na juh je pokračovanie stratovulkánu prekryté uloženinami neogénnej panvy. V závere dolín na jz. a j. svahu stratovulkánu (pod k. Kyjov) sú odkryté relikty pyroklastického kužeľa, ktorý je prekrytý lavovými prúdmi a rozrušený výstupom dajkovitých telies. Prevládajúcou zložkou v stavbe stratovulkánu sú andezitové lávové prúdy dvoch vývojových štádií. V jeho západnej časti vystupujú epiklastické vulkanické horniny a preplavené pyroklastiká. V severozápadnom cípe Vihorlatských vrchov, cca 1 km východne od obce Kamienka, vystupuje vulkán rovnomenného názvu. Štruktúra **vulkánu Kamienka** je odkrytá hlbokým erozívnym zárezom doliny potoka Kamenica (predtým Riki). Pyroklastické produkty (pyroklastické brekcie a aglomeráty) vystupujú na oboch svahoch doliny. Prevažná časť vulkánu vrátane prívodového systému (dajky a neky) je odkrytá na južných svahoch k. Ostrá stráň (492, 4 m). V nadloží vulkánu vystupujú lávové prúdy stratovulkánov Morské oko, Sokolský potok a Kyjov.

V stavbe andezitových stratovulkánov sa neprejavili výraznejšie etapy denudácie, ktoré by časovo oddeľovali vývoj jednotlivých vulkánov. O približne rovnakom čase vzniku všetkých vyčlenených andezitových stratovulkánov svedčia vzájomné vzťahy ich litofácií, ktoré sa v miestach styku prstovite prekrývajú. Zhruba rovnaký časový vývoj stratovulkánov potvrdzujú aj výsledky rádiometrického datovania. Väčšinu z týchto stratovulkánov charakterizujú na báze produkty explozívnej aktivity ukladané do prostredia malých sladkovodných panvičiek, ktoré boli neskôr prekryté lávovými prúdmi. Vulkanizmus Vihorlatských vrchov reprezentujú horniny vápenato-alkalickej povahy v rozsahu od andezitu po ryolit.

Množstvo kvartérnych uložení vystupuje najmä v severnej a južnej podhorskej časti Vihorlatských vrchov. Na južnej strane Vihorlatských vrchov sa koncom pliocénu (cca 1,8 až 5 mil. rokov) postupne menilo podvihorlatské jazero na priestor s močiarmi a bažinami, v ktorých sedimentovali rozličné organické uloženiny. Mladšie erózne a denudačné procesy však odstránili veľkú časť týchto pôvodných jazerno-močiarnych sedimentov. V tomto období sa na styku Humenských a Vihorlatských vrchov vplyvom zlomovej poruchy tvorili travertíny. Klimatické pomery sa často menili. V chladnejších obdobiach pleistocénu (cca 1,8 až 0,1 mil. rokov) sa uvoľňovalo veľké množstvo materiálu v dôsledku intenzívneho zvetrávania. V členitom teréne často podliehalo transportu pod vplyvom gravitácie. Takto vznikali kamenné moria a blokoviská. V priľahlých častiach regiónu eolická činnosť produkovala spraše, ktoré v súčasnosti charakterizujeme ako sprašové hliny. V období asi pred 0,1 mil. rokov (tzv. neskorom glaciáli) sa začala v šíravskej prepadline tvorba rašelín a pokračovala aj neskoršie (Baňacký a Krippel, 1964). Nastalo opäť ochladenie. Vo Vihorlate vznikli jazerá, ktoré sa začali zapĺňať organickým a anorganickým materiálom. Sú to rašeliniská Podstavka, Hypkania a Ďurova mláka. Z tohto obdobia pravdepodobne pochádza jazero Morské oko.

Základné informácie o živej prírode Vihorlatských vrchov a priľahlej oblasti

Informácie o živej prírode sú charakterizované a sumarizované z práce Žec et al., 2001. Na základe fytogeografického členenia územie Vihorlatu patrí do oblasti so západokarpatskou kvetenou, obvodu predkarpatskej kveteny. Zaujímavá je aj poloha Vihorlatu, pretože toto pohorie leží na rozhraní panónskej a karpatskej kveteny. Teplý vzdušný prúd z Východoslovenskej nížiny, dobré tepelné a svetelné podmienky a priaznivé pôdno-ekologické vlastnosti vyhrievaných južných svahov Vihorlatu podmienili vývoj významnej teplomilnej lesostepnej vegetácie, a to najmä na západných okrajoch pohoria. Stredná časť pohoria je charakteristická rovinatým a len mierne stúpajúcim lesnatým okrajom. Teplomilné prvky sú zastúpené aj vo flóre skál a skaliek na najvyšších hrebeňoch. Vegetácia na severných svahoch má úplne iný charakter. Prevládajú tu bučiny (javorové bučiny) a na rašeliniskách (Hypkania, Podstavka, Ďurova mláka) je vyvinutá celá škála vzácnych slatinno-rašeliniskových spoločenstiev.

Na území Vihorlatu z karpatských subendemických druhov rastú: prilbica moldavská *(Aconitum moldavicum)*, kostihoj srdcovolistý *(Symphytum cordatum)*, zubačka žliazkatá *(Dentaria glandulosa)* a deväťsil Kablíkovej *(Petasites kablikianus)*. Pre charakteristiku flóry sú však oveľa dôležitejšie balkánsko-východokarpatské druhy ako kosatec trávolistý pašachorový *(Iris graminea* ssp. *pseudocyperus)*, kýchavica biela *(Veratrum album)*, skopolia kranská *(Scopolia carniolica)*, telekia ozdobná *(Telekia speciosa)*, hrachor hladký pravý *(Lathyrus laevigatus* ssp. *laevigatus)*, a najmä východokarpatské druhy prilbica chlpatoplodá *(Aconitum lasiocarpum)* a mliečnik Sojakov *(Tithymalus sojakii)*. Výnimočná je vegetácia vrcholových skál Vihorlatu (najmä Sninského kameňa). Potvrdzuje to výskyt reliktného spoločenstva s kostravou ovčou vihorlatskou *(Festuca ovina* ssp. *vihorlatica)*. Zaujímavý je aj výskyt arkticko-severného druhu rozchodníka ročného *(Sedum annuum)*.

Bučiny Vihorlatu sa od ostatných bučín Západných Karpát líšia tým, že sú v nich len vzácne zastúpené ihličnany – jedľa a smrek, ale skoro vždy sú primiešané listnáče.

Vihorlat patrí medzi tie pohoria, v ktorých človek ovplyvnil druhové zloženie drevín v lesných porastoch len minimálne. Väčšina porastov má drevinové zloženie veľmi podobné pôvodnému. S tým súvisí aj vplyv na druhové zloženie vyšších rastlín (nedrevnatých) a machorastov a pomerne malý vplyv na druhové zloženie veľkých húb.

Z húb viazaných na lesné spoločenstvá najnižších vegetačných stupňov sa na južných svahoch a v teplejších oblastiach Vihorlatu našli huby zo skupiny terestrických (humusových) – niektoré druhy muchotrávok, hríbov, kozákov, plávok a iné. Našli sa tu aj niektoré druhy zo skupiny húb rastúcich na dreve. Terestrické veľké huby sú zastúpené pomerne veľkým počtom druhov. V dubovom stupni v spoločenstve drieňovej dubiny sa našla pre Vihorlat najvzácnejšia vreckatá huba *Biscogniauxia simplicior*, u nás známa len z dvoch lokalít. Okrem húb sú vo Vihorlate zastúpené aj lišajníky a machorasty.

Pohorie Vihorlat orograficky patrí k Západným Karpatom. Zo zoogeografického hľadiska sa nachádza v zóne listnatých a zmiešaných lesov paleoarktickej oblasti. Má významnú polohu, pretože leží na rozhraní Západných a Východných Karpát a na juhu susedí so severovýchodným výbežkom Veľkej uhorskej nížiny. Cez jeho územie prebieha viacero hraníc areálov rozšírenia niektorých živočíchov a vyskytuje sa tu aj niekoľko typických prvkov západokarpatských aj východokarpatských elementov. Na území Vihorlatu žije okolo 2 000 druhov bezstavovcov, z ktorých najviac je motýľov (okolo 300 druhov), ďalej sú to chrobáky (250 druhov), mäkkýše (70 druhov), dážďovky (18 druhov) a pod. Výskumu stavovcov vo Vihorlate sa venovala len malá pozornosť, a preto existuje len málo literárnych údajov o ich presnom výskyte. Tie, ktoré sú k dispozícii, sú viazané na oblasť medzi Remetskými Hámrami a Morským okom. Na území pohoria Vihorlat sa doteraz zistilo 95 druhov hniezdiacich vtákov. Najviac preskúmanou triedou stavovcov sú cicavce.

Etnografické zaujímavosti Vihorlatských vrchov a priľahlej oblasti

Výhodná poloha tejto oblasti umožnila jej trvalé osídľovanie už od paleolitu až po stredovek. Svedčia o tom mnohé historické pamiatky a archeologické nálezy. Vhodnosť osídľovania tejto oblasti bola spätá aj s náleziskami surovín na výrobu pravekých nástrojov. Boli to najmä ložiská obsidiánu, jaspisu, rádiolaritov a limnokvarcitov. Okrem toho naši predkovia využívali náleziská soli napr. v Zbudzi a kvalitnej hrnčiarskej suroviny na výrobu keramiky. Dokazujú to archeologické nálezy zo staršej kamennej doby v Choňkovciach, Porube pod Vihorlatom a takisto aj v povodí riek a potokov sv. od Humenného. V mladšej kamennej dobe hlavnou činnosťou obyvateľstva bolo poľnohospodárstvo. Dôkazom sú nálezy žarnovov. V tom období začali vznikať aj prvé remeslá, napr. hrnčiarstvo, košikárstvo a pod. V období tzv. neolitickej revolúcie nastalo pomerne intenzívne osídľovanie Humenského podolia, stredného toku Cirochy, oblasti Choňkoviec, Vyšnej Rybnice a Poruby pod Vihorlatom. Túto oblasť osídlil ľud bukovohorskej kultúry. Svedčia o tom nálezy keramiky zdobenej bukovohorskými ornamentmi a takisto sa tu našli výrobky z obsidiánu a hladeného kameňa (sekerky). V medenej dobe (eneolit) sa posilnilo postavenie východného Slovenska, pretože v tomto období sa začalo obyvateľstvo zaoberať výmenným obchodom aj so vzdialenejšími oblasťami. V bronzovej dobe sa začalo obyvateľstvo špecializovať na veľkochov niektorých druhov zvierat, ktoré využívali tak na výrobu živočíšnych produktov, ako aj na priame využitie v poľnohospodárstve. Svedčia o tom nálezy dokumentujúce napr. skrotenie a využívanie koňa vo výšinných opevnených osadách ľudu východoslovenskej otomanskej kultúry, najmä v okolí obce Poruba pod Vihorlatom, Klokočov a v Humenskom podolí. Významné spoločensko-hospodárske premeny nastali po objavení nového kovu, železa (staršia železná doba, tzv. halštatská). Novozískané poznatky o výrobe a spracovaní železa sa na toto územie dostali obchodnými cestami, ale aj presunmi etnických skupín. Z tohto obdobia boli objavené pomerne bohaté nálezy železných nástrojov, pričom možno predpokladať, že boli vyrobené v miestnych kováčskych dielňach. Ďalšie významné zmeny v živote obyvateľstva nastali v mladšej železnej dobe (latén) vplyvom príchodu rozličných národov – Skýtov, Trákov a Dákov. Čo sa týka osídlenia, archeologické nálezy potvrdili, že táto oblasť bola osídlená aj Keltmi. Potvrdil to archeologický výskum v Ižkovciach, kde sa našla jedna z najväčších keltských metropol v Karpatskej kotline. Dôkazom o ich postupnom osídľovaní bol nález strieborných mincí v Ptičí v okrese Humenné. Od prelomu letopočtu až po 4. storočie n. l. táto oblasť susedila s Rímskou ríšou. Bohaté nálezy vzácnych rímskych šperkov, keramiky, kovových predmetov, ako aj nálezy rímskych mincí dokazujú bohaté vzájomné obchodné styky. Z obdobia sťahovania národov (4. – 6. storočie) je známych len málo lokalít. Z tohto obdobia sú známe nálezy z Humenného (jemná sivá keramika, hrubostenné nádoby), z Vinného (Fundušské) sú známe nálezy hrubo-

stennej keramiky a železných predmetov. Z tejto lokality poznáme aj nálezy z porušených sídliskových objektov predveľkomoravského obdobia (7. – 8. storočie). Pomerne intenzívne bolo slovanské osídlenie v priebehu 9. až 12. storočia. Naozajstným skvostom ľudovej architektúry na východnom Slovensku sú drevené sakrálne stavby – kostolíky v Inovciach, Ruskej Bystrej a Hrabovej Roztoke, ktoré sú zaradené medzi národné kultúrne pamiatky.

Záver

Oblasť Vihorlatských vrchov a jeho okolia patrí k územiam, ktoré dávajú možnosť tak geologickej verejnosti, ako aj celej laickej verejnosti navštíviť vhodné geologické lokality, chránené prírodné pamiatky, turistické a cykloturistické trasy, prírodovedné náučné chodníky, ale aj kultúrno-historické pamätihodnosti. Tieto pozoruhodnosti tohto zaujímavého územia ponúkajú aj rozličné možnosti na rekreáciu a oddych (napr. Zemplínska šírava, jazerá Vinné a Morské oko). Aj také poznanie histórie vývoja neživej prírody na našom území predstavuje súčasť nášho kultúrneho a národného dedičstva a je základom kultúrneho a ekenomického rozvoja našej spoločnosti.

Literatúra

Bacsó, Z., 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. In: Miner. Slov., roč. 11, č. 3, s. 247 – 250.

Bačo, P. et al., 1998: Byšta Au – Ag. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 219 s.

Baňacký, V. a Krippel, E., 1964: Nálezová správa o rašeliniskách v pohorí Vihorlat. Manuskript. Bratislava – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Elečko, M., Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a Gaál, Ľ., 2001: Geologicko-náučná mapa Cerovej vrchoviny, M 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fisher, R. V., 1961: Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. In: Geol. Soc. Am. Bull., 72, s. 1 409 – 1 414.

Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol., č. 18, s. 1 – 98.

Walker, G. P. L., 1973b: Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. In: Geol. Rdsch., 62, s. 431 – 446.

Wright, J. V., Self, S. a Fisher, R. V., 1980b: A working terminology of pyroclastic deposits. In: J. Volcanol. geotherm. Res. (New York), č. 8, s. 315 – 336.

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko ml., S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997a: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 254 s.

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ. a Spišák, Z., 1997b: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.

Žec, B., 2000: The Vihorlatské vrchy Mts. volcanic chain, Eastern Slovakia: volcanological features. In: Miner. slov., roč. 32, č. 3, s. 221 – 226.

Žec, B., Kaličiaková, E., Žecová, K., Stercz, M., Rovňák, L. a Palko, L., 2001: Geologicko-náučná mapa Vihorlatských vrchov (mapa a textové vysvetlivky), M 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Geologické práce, Správy 109, s. 83 – 92 , Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

K predalpínskej histórii metamorfovaných psamitických hornín v centrálnej časti kohútskeho pásma (južné veporikum)

MARTIN KOVÁČIK

Štátny Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; e-mail:kovacik@gssr.sk

Abstract. In cross section through the basement rocks occur three basic metamorphic units in the investigated area (Fig. 1) – phyllites, paragneisses and biotite gneisses-migmatites. For practical geological purposes, concerning mainly the basement metamorphites, it is appropriate the division of the Kohút Zone into four zones (according to Zoubek and Šuf in Šuf, 1938): the s. c. northern migmatite zone, garnet-micaschist zone (incl. paragneisses), southern migmatite zone and phylitic zone. Investigated rock-units are composed prevailingly of psammitic quartz-feldspathic material, usually containing biotite. The polyphase metamorphosed rocks of the Southern Veporicum basement suffered the strongest Alpine reworking within the Western Carpathian realm. Inspite the intense Alpine deformation, followed by newly-formed mineral assemblages of barrovian type, there can be deciphered these Hercynian events – intrusive contacts with Carboniferous granitoides, near-contact metamorphism of the leucocrate granitic veins as well as the "pre-granitisation" metamorphic fabrics.

Thus, three Hercynian metamorphic phases are suggested: 1. regional metamorphism (probably greenschist facies); 2. (regional) periplutonic metamorphism (ranging between greenschist to parcial anatexis conditions); 3. local thermal effects of younger aplitic-pegmatitic veins. Petrologic studies show, that all of these phases reached hardly middle pressure conditions, hence indicating processes operating in the upper crustal levels. Many late-synkinematic crystallisation features of the dominating metamorphic phases (mostly the 2. phase) could still have responsed an overall collisional regime. Close relation between the degree of regional metamorphism (1.) and periplutonic metamorphism (2.) indicate a continuity between regional tectonometamorphism and thermal effects of granitic intrusions. In the northern migmatite zone the locally developed 3rd metamorphic phase is manifested by variegated contact selvages and by striking 1 – 2 cm large garnet porphyroblasts of almandine type. Based on spatial bonds between the leucogranitic veins and the main granitoid intrusion, and estimation of metamorphic conditions of the 3rd phase (reach max. the degree of the previous one), it is suggested also a genetic causality between the 2nd and 3rd metamorphic phase.

Hercynian metamorphic reworking roughly increase northwardly, depending on higher thermal input from granitoides, which was probably induced by their deeper emplacement, here. Otherwise, intrusive imprint upon the southernmost phyllite zone (excluding local migmatitic selvages) is frecquently characterized by static crystallisation (knotted schists, local cordierite) and the lower thermal conditions on the whole (Fig. 2). The periplutonic metamorphism in the northern part indicates a relatively higher pressure conditions, which may be demonstrated by more pronounced ductile deformation and a systematic growths of garnet (Fig. 3). From these points can be reasoned a longer duration of metamorphic processes in deeper parts of the basement. Within the Veporicum Unit, the phyllite zone built the only basement metamorphic rock-unit positioned over the granitoides. Moreover, the Late Paleozoic – Mesozoic cover sediments rest exclusively either upon the phyllite zone or the granitoides. As to the often discussed age question of the phyllite zone, it can be envisaged also the Lower Carboniferous age. There is also questioned the age of the "tiny nero formed" garnet enriched in grossularite component.

The paragneisses in the polygon Klenovec – Hnúšťa – Kokava nad Rimavicou form a transitional metamorphic unit, bearing the signs from the phyllite zone as well as from the both gneissic-migmatite zones. The feature in common stem from gradual petrographic changes and many nearly identical lithological types occuring in the all mentioned zones. These paragneisses are also common in adjacent micaschist rock-complex and, vice versa, the garnetiferous micaschists appear occasionally in the paragneiss rock assemblage. Two mica – and biotite paragneisses can be divided into three lithogeochemical groups (Tab. 1), which integrated also lithologies from other zones. The hornfelsic textures are to be observed in all of these zones, too. The s.c. southern migmatite zone is not confined only on contacts between the Kohút zone granitoides (s. l.) and the phyllite zone, but should be also expanded on contact/periplutonic effects upon the northerly positioned paragneisses (Fig. 1 and 4). There are many indications to assume an unificated pre-metamorphic sedimentation area all of the studied metamorphic units. The granitoid bodies of mainly Carboniferous age intruded in forms of sheet- or tongue-shaped intrusions into different depth-horizons of the regionally deformed (1st metamorphic phase) Early Paleozoic rock pile.

Key words: Veporicum Unit, Hercynian, basement, collision, regional geology, periplutonic metamorphism, garnet generations, bulk-rock chemistry

Úvod

Príspevok sa zaoberá prevažne rulovými a fylitickými horninovými súbormi s prevahou kremenno-živcového materiálu, pre ktoré je charakteristická prítomnosť metamorfného biotitu. Zmienime sa najmä o rôznorodých granátových rulách až migmatitoch v blízkosti Kokavy nad Rimavicou, biotitových pararulách na území medzi Klenovcom – Kokavou nad Rimavicou – Hnúšťou a sľudnatých fylitoch v oblasti Hnúšte. V hrubých črtách sa pohybujeme v zóne východo-západného smeru – od oblasti lubenickej línie po muránsko-divínsku líniu. Pôvodné litotektonické vzťahy, ale aj základná regionálna metamorfóza týchto horninových súborov sú značne zastreté hercýnskou granitizáciou, alpínskymi deformačno-rekryštalizačnými procesmi, ako aj nerovnomernými

výzdvihovými pohybmi jednotlivých neoalpínskych blokov. Na základe terénneho a petrograficko-geochemického štúdia daných hornín chceme prispieť do diskusie o ich pozícii, veku, metamorfnej príslušnosti a vzťahu k intrúziám granitoidov.

Prehľad názorov na geologickú stavbu

Pásmo metamorfovaných hornín v strednej časti kohútskej zóny predstavuje polyfázovo metamorfovaný súbor rozličných typov rúl, svorových rúl a fylitov. Významným medzníkom vo výskume geologickej stavby predmezozoických útvarov je členenie južných oblastí veporika na subzóny. V oblasti Tisovca bola vyčlenená tzv. migmatitová zóna a južnejšie zóna granátických svorov, ktoré sa považujú za staropaleozoické regionálne metamorfované horniny (Zoubek, 1932). Šuf (1937, 1938) k týmto zónam priraďuje z oblasti masívu Sinca (917) tzv. južnú migmatitovú zónu a fylitovú zónu, ktorá sa nachádza južnejšie a je prekrytá permskými arkózami. Kamenický (in Maheľ et al., 1967) člení kohútsku subzónu na obdobné tri subpásma: málinecké pásmo ohraničuje kohútsku zónu zo západu a predstavuje najsilnejšie metamorfované horniny typu pararúl a migmatitov; klenovecké pásmo budujú stredne metamorfované komplexy a má vcelku pestrejšie litologické zloženie; rimavické pásmo pozostáva z pestrej série nižšie metamorfovaných fylitovo-svorových hornín, kontaktne premenených hornín a tiež z granitoidov a migmatitov.

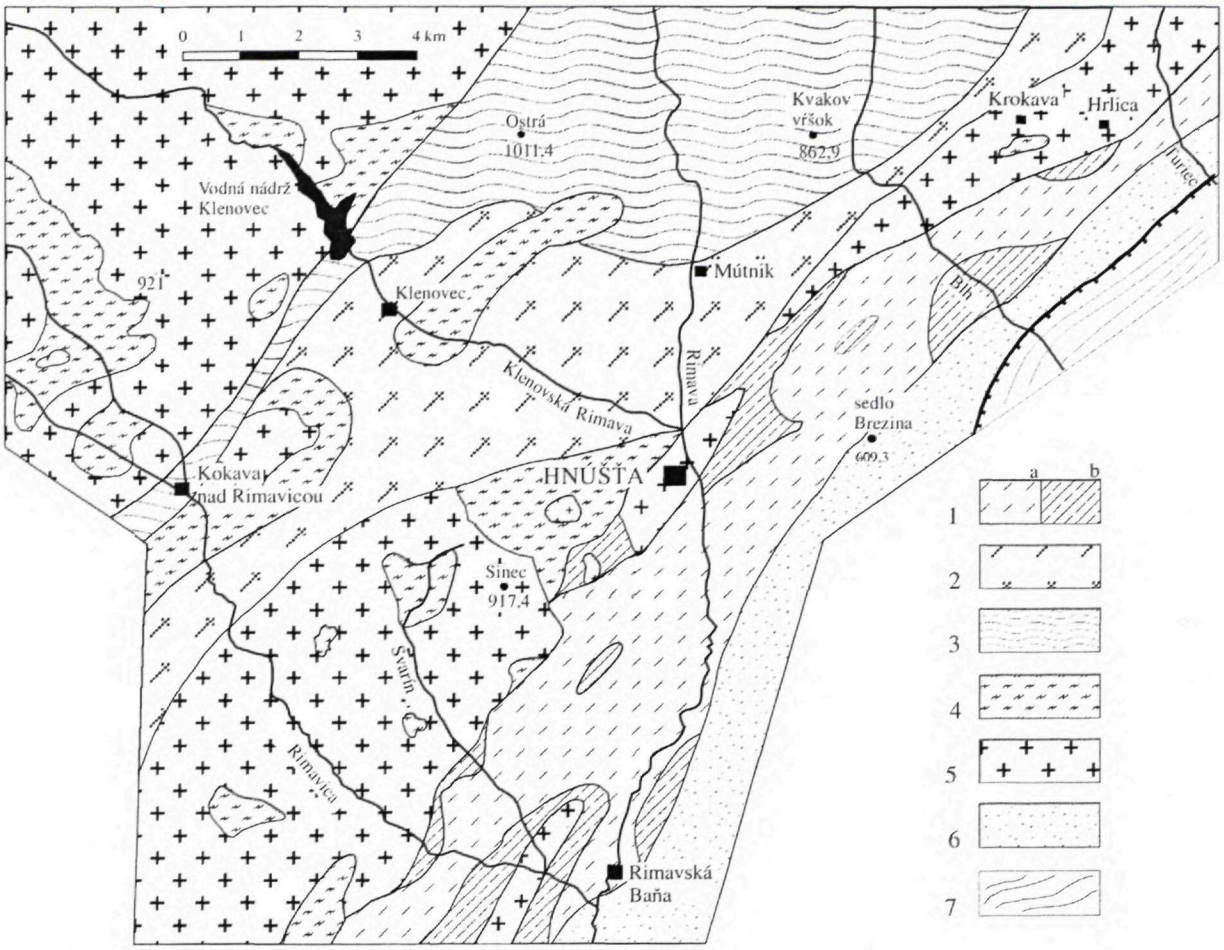
V generalizujúcej tektonickej koncepcii veporika Klinec (1966) vyčleňuje vo vertikálnej príkrovovej stavbe päť litologicky odlišných jednotiek. Svory a fylity kraklovskej a kohútskej subzóny vymedzuje do stratigraficky aj metamorfne jednotného, tzv. hronského komplexu, ktorý buduje najspodnejšiu, subautochtónnu etáž. Palynologické údaje (Klinec a Planderová, 1979) dokumentujú ich morský pôvod a vek ohraničujú na silúr – spodný devón. Druhú základnú nadložnú tektonickú jednotku predstavujú granitoidy – migmatity tzv. kráľovohoľského komplexu, ktorý je spolu s obalovou struženickou jednotkou presunutý na hronský komplex. Najvrchnejší komplex predstavujú fylity tzv. Hladomornej doliny, vyvinuté na jv. okraji kohútskeho kryštalinika, kde ležia na granitoidoch kráľovohoľského komplexu (Klinec, 1966). Z hľadiska pôvodnej stavby Bezák (1988) rozlišuje tri etáže, pričom najstaršiu tvorí silne metamorfovaný pararulový základ kráľovohoľského komplexu. Dokumentujú to štruktúrne prvky sz.-jv. smeru. Tzv. komplex Ostrej (svory) a klenovecký komplex („albitické biotitické ruly") tvoria strednú etáž a vrchnopaleozoické a mezozoické jednotky budujú najvrchnejšiu etáž.

V polymetamorfovaných horninách kryštalinika možno rozlišovať dva základné predalpínske metamorfné procesy – hercýnsku regionálnu metamorfózu a kontaktno-injekčné účinky granitoidov. Regionálna metamorfóza sa vyznačuje rôznou intenzitou, všeobecne sa pohybuje vo fácii zelených bridlíc a amfibolitovej fácii (Zoubek, 1932; Nemčok, 1953; Kužvart, 1955; Vrána, 1962; Hovorka in Kuthan et al., 1963 atď.). Kontaktné a metasomatické-injekčné prejavy granitov v kohútskom pásme podrobnejšie skúmal Kamenický (1977). Datovanie granitov U/Pb metódou na zirkónoch z oblasti Sinca a Krokavy (granitoidné telesá v skúmanom území) je diskordantné, ale väčšina Pb^{206}/U^{238} stanovení poukazuje na modelový vek 350 Ma (Bibikova et al., 1988). Alpínska diaftoréza často spôsobuje značnú deformačnú i látkovú modifikáciu pôvodných hornín. Nie vždy vyjasnené zostávajú odlišovacie kritériá od hercýnskej retrográdnej metamorfózy. Genéza naložených metamorfných minerálov, najmä sľúd, sa alternatívne stotožňuje s hercýnskou retrográdnou metamorfózou, ktorá súvisí s uvoľňovaním fluíd z chladnúcich granitoidných telies. Niektoré geochronologické údaje dokumentujú význam neskorohercýnskych procesov – napr. K/Ar údaje, ako aj Rb/Sr izochrónový vek pochádzajúci z biotitov a muskovitov migmatitov z oblasti sedla Chorepa (na hradskej medzi Kokavou nad Rimavicou a Klenovcom) udávajú vrchnokarbónsky vek (Cambel et al., 1990). Hercýnske veky zároveň potvrdzujú, že aj v južnom veporiku sú odtienené zóny, kde sa alpínska metamorfóza prejavuje v nevýznamnej miere.

S cieľom priblížiť túto všeobecne menej známu problematiku stručne zhrnieme doterajšie geologicko-petrografické údaje zo skúmaných horninových súborov. Tieto súbory, ak nie je uvedené ináč, označujeme podľa členenia Zoubka a Šufa (Šuf, 1938), pretože dobre odzrkadľuje geologickú situáciu, vystihuje dominujúci horninový typ a je relatívne neutrálne, pokiaľ ide o tektonické či vekové zaradenie. Miestopis s orientačným a zároveň koncepčným vymedzením opisovaných geologických jednotiek znázorňuje obr. 1.

Fylitová zóna – zahŕňa prevažne sericitické fylity, metapieskovce a polohy čiernych bridlíc (Šuf, 1937, 1938). Litologickú náplň občas spestrujú metamorfované deriváty bázického (viac v sv. oblasti), zriedkavejšie kyslého vulkanizmu. Kontaktné účinky granitov majú dôležitý význam v metamorfnom prepracovaní a na styku fylitov a tzv. južnej migmatitovej zóny sa často prejavujú vývojom kontaktných rohovcov a plodových bridlíc (Šuf, l. c.). Maximálne podmienky regionálnej metamorfózy vyjadruje blastéza sľúd a granátu almandínového typu, ktorú Vrána (1962) vymedzuje ako kremeňovo-albitovo-epidotovo-almandínovú subfáciu. Kontaktný účinok granitov masívu Hiagu a Hrlice (v širšej oblasti Revúcej) na fylity demonštruje Nemčok (1953) zväčšovaním zrna biotitu, muskovitu, granátu a kremeňa. Tvorba kordieriticko-biotitových rohovcov predstavuje vrchol kontaktnej metamorfózy v zonálnej aureole leukokratných, tzv. rimavických granitov (Kamenický, 1977). Autor si podobne ako Zoubek (1932) a Šuf (1937) všíma, že kontaktná metamorfóza je naložená na regionálne metamorfované horniny a nepostihuje sedimenty vrchného karbónu a permu. Klinec (1966) predpokladá spodnopaleozoický vek tzv. série Hladomornej doliny, ktorý je neskôr určený ako zmiešaný vek so spodno- aj vrchnopaleozoickými spórami (Klinec a Planderová, 1981).

O určitých oblastiach južného veporika bol už dávnejšie vyslovený predpoklad, že jemnozrnné sivé fylity konkordantne vystupujúce v podloží permu môžu predstavovať vrchný karbón (Biely, 1955; Šuf, 1936; Gregor, 1964). Na základe novších geologických a palynologických



Obr. 1 Geologická schéma skúmaného územia [kompilované na základe prác Šufa (1937, 1938), Kužvarta (1955), Lázničku (1962), Kuthana et al. (1963), Bezáka et al. (1999) a vlastných pozorovaní]. Legenda: 1 – fylitová zóna, výskyt kontaktných rohovcov (b); 2 – dvojsľudové a biotitové pararuly („klenovecké ruly"); 3 – granátové svory a svorové fylonity rúl; 4 – migmatity, periplutonické biotitové ruly; 5 – granitoidné horniny; 6 – veporický perm; 7 – gemerický karbón (ochtinské súvrstvie). Južne od tzv. sineckého či krokavského granitoidného telesa (v sv.-jz. smere od Hnúšte) sa objavuje tzv. južná migmatitová zóna a fylitová zóna. Na severozápade v okrajových častiach veporského plutónu (s. l.) vystupuje tzv. severná migmatitová zóna. (Bližšie pozri text.)

údajov je táto zóna takmer v celom svojom rozsahu redefinovaná ako vrchnokarbónska jednotka, tzv. slatvinské súvrstvie, ktoré je spolu s nadložným permom začlenené do tzv. revúckej skupiny (Vozárová a Vozár, 1982). Na základe kontaktných účinkov na dané súvrstvie sa vek rimavických granitov považuje za alpínsky. V oblasti Kopráša – Rochoviec je metamorfný vývoj hornín fylitového pásma komplikovaný kontaktným dvorom skrytej granitovej intrúzie s geochronologicky preukázaným neskorokriedovým vekom (Hraško et al., 1995). Predalpínske zblíženie veporika a gemerika prostredníctvom spoločného vrchnokarbónskeho bazénu predpokladá Grecula (1994).

Biotitové a dvojsľudové pararuly – predstavujú pomerne monotónny horninový súbor označený podľa Kužvarta (1955) a Lázničku (1963), ktorý prináleží do tzv. zóny granátických svorov (Zoubek, 1932). Kamenický (in Maheľ et al., 1967), Šuf (1937) ani Kužvart (1955) nekládli medzi svory a tieto ruly geologickú hranicu. Lázníčka (1963) a Bezák (1988) oddeľujú granátické svory a biotitické ruly tektonickou hranicou. Výskyt albitických biotitických rúl s vložkami kremeňovo-živcových rúl a grafitických bridlíc je s ohľadom na oblasť maximálneho rozšírenia vyčlenený pod názvom „klenovecký komplex" (Bezák, 1982) s predpokladaným spodnopaleozoickým vekom. Minerálne zloženie prevažujúcich typov rúl reprezentuje kremeň, kyslý plagioklas, biotit a muskovit (Kužvart, 1955). Horniny sa často vyznačujú rohovcovým charakterom a zvyčajne obsahujú 1 – 2-milimetrový granát.

Migmatitová zóna (predovšetkým tzv. severná migmatitová zóna) – v súčasnosti sa často označuje ako hybridný komplex s neurčitým vekovým zaradením (Bezák et al., 1999). Vo veporickom kryštaliniku predstavuje najvyššie metamorfovaný horninový súbor zložený z rozličných typov rúl, migmatitizovaných rúl, ortorúl a s občasnými telesami rôznorodých amfibolických hornín a dioritov. Migmatity majú stromatitické textúry, miestami badať aj oftalmitické, ptygmatitické aj nebulitické typy. Tie sa miestami vyznačujú zvýšeným obsahom K živca. K pôvodným minerálnym asociáciám rúl – migmatitov – patrí kremeň, plagioklas, biotit, nezriedka aj granát, K živec a muskovit (Hovorka in Kuthan et al., 1963). Kamenický (in Maheľ, 1967) predpokladá, že migmatity sa tvorili z biotiticko-

-plagioklasových rúl v procese metasomatickej a injekčnej granitizácie, derivovanej mimo daných hornín. Na druhej strane sa genéze migmatitických hornín pripisuje parciálna anatexia in situ, od ktorej sa do istej miery odvíjali aj postkinematické granity tejto zóny (Ondrášik et al., 1987). Kontaktnometasomatický účinok granitov a pegmatitov na vývoji metamorfných asociácií rúl uprednostňuje Gubač (1957).

Na jz. cípe veporika (v oblasti masívu Siedmich chotárov) zistil Gregor (1964) tektonickú diskordanciu medzi staršími migmatitmi a južnejším pruhom fylitov a svorov. Šuf (1937) v oblasti masívu Sinca (917) predpokladá pozvoľný prechod medzi tzv. južnou migmatitovou a fylitovou zónou. Obdobné vzťahy vyplývajú aj z predstavy Vozárovej a Vozára (1982) a Vassa et al. (1992), hoci v zmysle injektovania slatvinského súvrstvia alpínskym granitom.

Litologicko-metamorfné štúdium

Vo ***fylitovej zóne*** sa z hľadiska minerálnej náplne vyskytuje značný počet litologických variet. Spomedzi nich spomenieme tri metamorfne reprezentatívne litotypy: chloritovo-muskovitový kremitý fylit (± biotit), granátovo-muskovitovú svorovú rulu s biotitom a granátovo-biotitovú rulu s plagioklasom (Kováčik in Hraško et al., 1993, in Gargulák et al., 1994). Na základe vzťahu horninovej štruktúry a metamorfnej rekryštalizácie možno dešifrovať tri metamorfné epizódy. Prvú epizódu konvenčne stotožňujeme s regionálnou metamorfózou – definuje ju základná foliácia horniny, pozdĺž ktorej sa vyvíjajú chlorit alebo sľudy. Jemnozrnné fylosilikáty veľkosťou prevyšuje 0,5 – 1-milimetrový granát almandínovo-spessartínového zloženia. Biotit vzniká v týchto piesčitých sedimentoch pravdepodobne reakciou z klastogénneho K živca.

Druhú metamorfnú epizódu dokumentuje blastéza predchádzajúcich minerálov, ale v hrubozrnnom, väčšinou postkinematickom vývoji. Túto blastézu možno spájať s prikontaktnými vplyvmi granitov, pričom sa nezriedka vytvárajú plodové bridlice aj rohovcové textúry. Lokálna prednostná orientácia naložených minerálov zrejme vyjadruje istú tlakovú anizotropiu daného prostredia (neskorosynkinematická kryštalizácia?). V regionálnom meradle maximálne preteplenie fylitických hornín charakterizuje koniec poľa stability chloritu. Teplotné odhady prikontaktne postihnutých fylitických hornín (migmatitizácia ani vysokoteplotné kontaktné zóny tu nie sú zahrnuté – sú komentované v opise migmatitovej zóny) stanovujeme v priemere na 450 °C (Kováčik in Hraško et al., 1993). Daný odhad sa v hrubých črtách stotožňuje s podmienkami hercýnskej regionálnej metamorfózy, alebo je o niečo vyšší. Domnievame sa, že metamorfné podmienky oboch fáz sa predovšetkým líšia zmenou geotermálneho gradientu – prechodom od kontinentálnej geotermy („poklesovej metamorfózy") k magmatickému pretepleniu.

Metamorfné novotvary druhej epizódy sú miestami postihnuté novou deformáciou, ktorá sa prejavuje detailným prevrásnením, klivážou, deformačnými štruktúrami typu „shear-bandov" a pod. Deformácia a vznik drobných fylosilikátov reprezentuje tretiu metamorfnú epizódu prebiehajúcu v podmienkach chloritovo-muskovitovej subfácie. Stotožňujeme ju s alpínskou regionálnou metamorfózou. Zachovanú primárnu litologickú textúru a metamorfno-deformačné vzťahy ilustruje obr. 2.

Prevažnú masu ***biotitových a dvojsľudových pararúl*** („klenovecké ruly") tvoria jemno- až strednozrnné svetlosivé kremeňovo-plagioklasové typy s nezriedkavou rohovcovou štruktúrou, ktorá pripomína prikontaktné ruly v ostatných horninových súboroch. Tieto masívnejšie typy sa striedajú s tmavšími polohami s výraznejšou páskovanou stavbou. V páskovaných typoch dominuje lepidogranoblastická štruktúra, kde tiež prevažuje kremeň a plagioklas, ale vyskytuje sa tu viac biotitu, muskovitu a granátu. Hercýnsku regionálnu metamorfózu spoľahlivejšie charakterizuje prakticky len granát (spessartínovo-pyropovo)-almandínového zloženia. Ostatné minerály ako biotit, nízko železitý chlorit, muskovit, klinozoizit, kyslý plagioklas (často albit) a lemy pôvodného granátu obohatené o grossulárovú zložku majú povahu naloženej asociácie. Niektoré znaky však napovedajú, že tieto fázy (okrem grossulárových lemov granátu – pozri diskusiu) boli prítomné už v predalpínskej metamorfnej asociácii a ich druhotná pozícia je v mnohých prípadoch dôsledkom postkinematickej, snáď alpínskej rekryštalizácie. Základnú metamorfózu charakterizujú podmienky od vyšších zón fácie zelených bridlíc po stredné časti amfibolitovej fácie s občasnými periplutonicnými prejavmi. V areáli klenoveckých rúl sa ukazuje nápadný priestorový vzťah vyšších stupňov metamorfózy (so zodpovedajúcimi metamorfnými textúrami) ku granitoidom. Generálne o tom svedčí častá prítomnosť rohovcov, injekčné javy, nezriedka aj znaky migmatitických textúr. Priestorovo vymedziť deliacu líniu medzi danými pararulami a biotitovým rulami migmatitovej zóny je obťažné – kartograficky sa problematika zvyčajne rieši tak, že ak sú ruly vo významnejšej miere postihnuté granitizáciou, začleňujú sa k tzv. migmatitovej (či hybridnej) zóne.

Napriek tomu, že relatívne monotónne typy rúl majú medzi sebou voľné prechodné vzťahy, pomocou petrografického štúdia a hierarchickej združovacej analýzy sa vyčlenili tri základné litogeochemické skupiny (tab. 1). V celkovom počte vzoriek majú štatisticky najväčšiu váhu ruly z oblastí východne od Klenovca (Kováčik in Hraško et al., 1991). Treba poznamenať, že prakticky všetky typy týchto rúl sa hojne vyskytujú aj v rámci zóny granátických svorov (mnohí autori ich sem tiež priraďovali), väčšiu hrúbku dosahujú napr. v masíve Tŕstia (k. 1 121). Ide predovšetkým o litogeochemickú skupinu *M*, ktorej zloženie v porovnaní s ostatnými skupinami poukazuje na najviac vyzretý sedimentačný materiál (tab. 1). Na druhej strane, aj litologické polohy granátových svorov tvoria integrálnu zložku v danom pararulovom súbore. Skupina *R* reprezentuje prakticky všadeprítomné ruly s rohovcovými textúrami – od najnižšie metamorfovaných asociácií (muskovit – chlorit – biotit – epidot – albit – granát) až po vysoko metamorfované typy (biotit – granát – andezín). Litogeochemická skupina *P* sa kompozične blíži ku granitoidným horninám. Do istej miery to zapríčiňuje ich látkový vplyv (výrastlice kremeňa a kyslého plagioklasu).

Obr. 2 V jemnozrnnom biotitovom kremitom fylite (regionálna metamorfóza) sa vyvinuli glomeroblasty chloritu (kontaktná metamorfóza). Alpínska druhotná bridličnatosť kopíruje plochy pôvodnej vrstvovitosti a deformuje glomeroblasty na tzv. asymetrické klasty (plodová bridlica fylitového pásma; oblasť sedla Hlaviny južne od Revúcej).

Tab. 1 Geochémia základných typov biotitických rúl v širšej oblasti Sineckého masívu a v zóne medzi Klenovcom a Hnúšťou.

Hornin. typ Počet vz.	M 12	R 8	P 15
SiO_2	62,56 (2,03)	66,63 (1,53)	71,33 (2,19)
Al_2O_3	17,21 (1,14)	16,43 (0,60)	13,44 (1,04)
FeO	4,27 (0,74)	3,48 (0,39)	2,72 (0,38)
Fe_2O_3	1,88 (0,75)	1,23 (0,49)	1,18 (0,38)
CaO	1,06 (0,66)	1,91 (0,72)	1,63 (0,53)
MgO	2,91 (0,45)	2,45 (0,54)	1,79 (0,36)
TiO_2	0,79 (0,06)	0,71 (0,06)	0,62 (0,09)
P_2O_5	0,22 (0,01)	0,17 (0,05)	0,19 (0,05)
MnO	0,09 (0,05)	0,06 (0,02	0,06 (0,02)
Na_2O	2,31 (0,45)	3,07 (0,72)	3,12 (0,38)
K_2O	3,56 (0,47)	2,72 (0,45)	2,00 (0,43)

Názvy podľa prevažujúcich horninotvorných minerálov (v zložení dominuje kremeň a väčšina vzoriek obsahuje granát): M – muskovitovo-biotitové ruly s plagioklasom; R – rohovcové plagioklasovo-biotitové ruly rohovcového typu; P – biotitovo-plagioklasové ruly. Chemické zloženie udáva aritmetický priemer, hodnota v zátvorke predstavuje smerodajnú odchýlku.

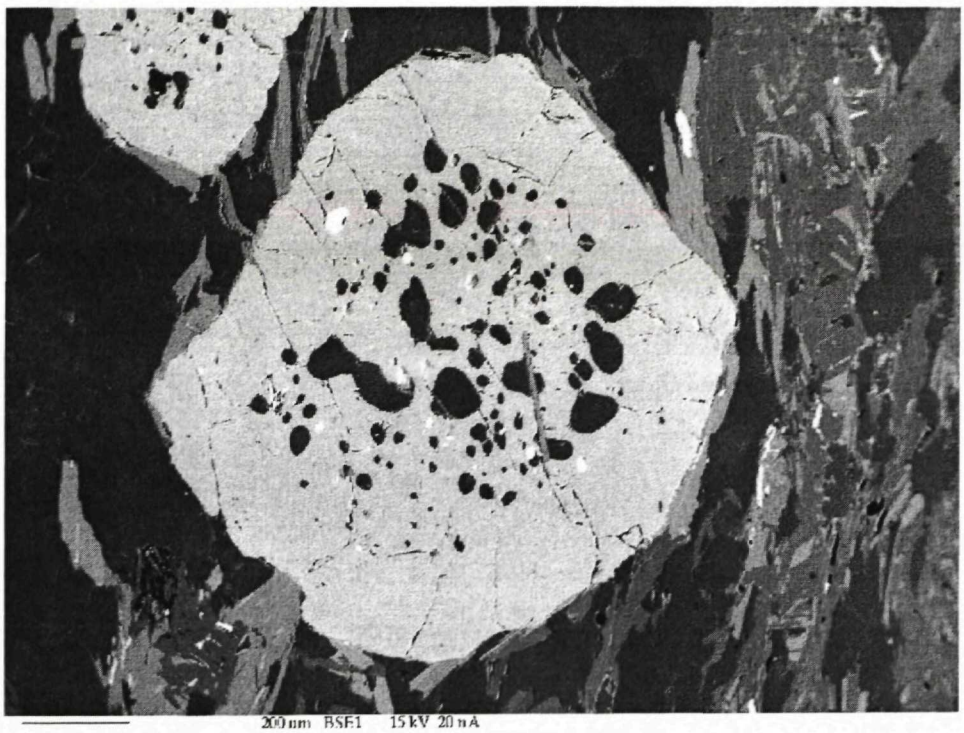
K tomuto litotypu sa pridružujú aj enklávy biotitových rúl zo sineckého granitu, niektoré periplutonicky postihnuté ruly zo severnejších oblastí, ako aj časť rohovcových variet z fylitovej zóny.

Primárnu litologickú i metamorfnú povahu hornín ***migmatitovej zóny***, najmä tzv. severnej zóny, vo významnej miere ovplyvňujú intruzívne účinky granitoidov. Prevažujú strednozrnné biotitické granodiority, miestami očkovité i porfýrické typy – ide predovšetkým o biotitové granodiority – tonality tzv. hybridného typu (Hraško in Bezák et al., 1999). Účasť rozmanitých typov granitoidov na formovaní biotitových rúl až migmatitov je nesporná. Predpokladáme, že tvorba tzv. hybridných granitoidov zároveň reprezentuje hercýnsku metamorfnú kulmináciu. Premenlivosť metamorfných podmienok v značnej miere spôsobujú nerovnomerné účinky granitizácie. Aj keď výpočty teplotného postihnutia rulových enkláv alebo migmatitov indikujú teplotu až nad 700 °C (Kováčik in Bezák, 1988; Siman et al., 1996), na základe minerálnych asociácií (napr. prítomnosť muskovitu, zriedkavý K živec, absencia sillimanitu alebo vo vysoko železitých horninách absencia ferohyperstenu či olivínu) sa domnievame, že systematické teplotné prepracovanie prevažujúcej časti hornín tejto zóny nepresahovalo 650 °C (Kováčik, 2000). Oproti opísaným pararulám, ruly migmatitového pásma bývajú štruktúrne viac homogenizované a je tu menej zastúpený primárny muskovit. Je možné, že podlieha taveniu a spolupôsobí pri tvorbe hybridných granitoidov, ktoré obsahujú množstvo reliktov rulového substrátu (napr. aj usmernené zvyšky grafitu z resorbovaných kvarcitických rúl). Na súčasnom stupni znalostí ťažko vybadať metamorfno-deformačný rozdiel medzi tzv. severnou a južnou migmatitovou zónou.

Žily kyslých granitov prenikajúce týmto súborom spôsobujú okrem kontaktných biotitových lemov aj netradičnú blastézu vyše 1-centimetrových idiomorfných výrastlic granátu almandínového zloženia. Táto relatívne mladšia pegmatitoidná tavenina má obdobne ako dominujúci hybridný granitoid asimilačné účinky vo vzťahu k biotitovým rulám. Blastéza granátu, a nie kordieritu, naznačuje, že prikontaktné účinky granitových žíl na úrovni súčasneho erózneho zrezu nemali nízkotlakový ráz. Predpokladáme, že lokálny teplotný vplyv tejto fázy je obdobný ako predchádzajúce periplutonické (v podstate zásadné) metamorfné prepracovanie (Kováčik, 2000). Obrázok 3 zachytáva skorodované staršie jadro granátu dorastajúce novším lemom, pričom ešte možno rozpoznať ich kompozičné odchýlky (tab. 5; Kováčik, 1998). Ukazuje sa aj to, že naznačené metamorfné fázy nepresahujú strednotlakové podmienky (0,4 – 0,6 MPa – Siman et al., 1996; Kováčik, l. c.). Z hľadiska prikontaktných metamorfných účinkov je pravdepodobné, že základný („hybridný") a následný žilný magmatizmus spolu súvisia. (Toto však nemusí platiť paušálne pre všetky aplitové či pegmatitové žily.)

Interpretačné poznámky

Výskum pararúl z klenoveckej oblasti poukazuje na štruktúrnu i látkovú príbuznosť s metapieskovcami tzv. fylitovej zóny, ktoré zdanlivo vystupujú v inej geologickej konfigurácii. Tieto ruly v mnohých prípadoch pripomínajú kontaktné rohovce nachádzajúce sa vo fylitovej zóne (napr. rulové členy na jv. svahoch masívu Sinca alebo kameňolom v Rimavskej Bani). Skúmané areály para-



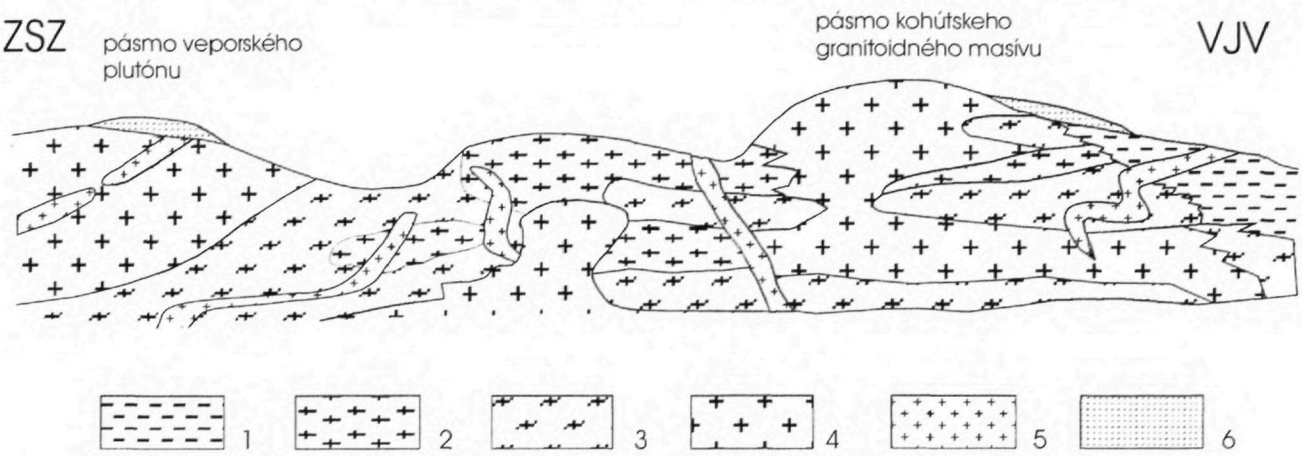
Obr. 3 Skenová kompozícia granátu naznačuje dve rastové epizódy: staršie jadro (tmavé zrná – kremeň, svetlé – jemnozrnný ilmenit) je obrastené fázou, ktorá najskôr súvisí s účinkami mladších granitových žíl (cca 2-milimetrový granát v biotitovej rule 2 km sz. od Kokavy nad Rimavicou).

rúl a fylitov majú okrem veľmi blízkeho psamitického protolitu aj temer zanedbateľný obsah amfibolitov. Fylitické horniny obsahujú granáty oboch základných typov – starší, almandínový, a novotvorený granát obohatený o grossulárový komponent. Z hľadiska mikroštruktúrneho postavenia a sčasti aj zloženia sú granáty podobné, aké poznáme z priľahlého, vyššie metamorfovaného kryštalinika. Kartografické vyčlenenie fylitovej zóny pozdĺž okraja kohútskeho pásma je „bezproblémové", pokiaľ je ohraničené kohútsko-rimavickým (s. l.) granitoidným masívom. No v miestach, kde tieto granitoidy nevystupujú, nastáva, podobne ako v prípade severnejších migmatitov a pararúl, neistota v odčleňovaní rulovo-svorových súborov kryštalinika a fylitovej zóny (napr. v juhozápadnej časti veporika). Fylitová zóna skúmanej oblasti susedí priamo s granitoidmi alebo s injektovanými rulami tzv. južnej migmatitovej zóny (v zmysle Šufa, 1938).

Domnievame sa, že južnú migmatitovú zónu treba ešte rozšíriť o prikontaktné zóny v severných častiach sineckého a krokavského granitoidného telesa. Keďže sa tu granitoidy stýkajú s vyššie metamorfovanými horninami (na rozdiel od fylitov), také markantné kontaktné prejavy nepozorovať často. Z hľadiska metamorfných asociácií termálne účinky granitov vyjadruje kordierit a sillimanit, ktoré opísal Kamenický (1977) severne od Hnúšte. Zreteľné periplutonické účinky na severnej strane granitoidov kohútskej zóny možno potvrdiť aj zo susedného územia (Kováčik et al., 2001).

V závislosti od intenzity vplyvu granitoidov badať prechody od migmatitov a periplutonických rúl cez (granátovo)-biotitové ruly a regionálne rozšírené granátovo-dvojsľudové a až po biotitové a muskoviticko-chloritické fylity, ktoré vystupujú v nadložnej pozícii kohútskych granitoidov. Povedľa metamorfných textúr a blastézy granátu progresívnu metamorfózu dobre vyjadruje fázová sukcesia fylosilikátov: chlorit – muskovit, chlorit – muskovit – biotit, muskovit – biotit až po periplutonické biotitové ruly. Úzku spätosť tepelných účinkov granitoidov a regionálnej metamorfózy dokumentujú blízke metamorfné podmienky oboch metamorfných fáz, tak vo fylitovej zóne, ako aj v rulovo-migmatitových súboroch. Predchádzajúca regionálna metamorfóza predgranitizačného obdobia je zle čitateľná. Zdá sa, že nepresahovala podmienky fácie zelených bridlíc. Spôsobila ju zrejme hercýnska kolízia, ktorú sprevádza deformácia strižno-vrásového (násunového) charakteru. Potenciálne relikty starších metamorfných procesov iných ako barrowského typu neboli dosiaľ doložené. Na základe štruktúrnych vzťahov a minerálnej sukcesie možno teda chronologicky rozlišovať tri predalpínske metamorfné fázy (nevylučujeme však ich príčinnú prepojenosť): 1. nižšiestupňová regionálna metamorfóza; 2. (regionálna) periplutonická metamorfóza spôsobená hercýnskym granitoidným plutonizmom; 3. prikontaktné účinky leukokratných granitových žíl.

Predpokladáme, že biotitové a dvojsľudové pararuly („klenovecké ruly") tvoria prechodný metamorfovaný súbor medzi metapieskovcami fylitovej zóny a rulami severnej aj južnej migmatitovej zóny. Pararulový súbor prechádza do biotitových rúl (nezriedka migmatitov až hybridných granitoidov), kde sa znižuje podiel granátovo-muskovitových litotypov. Väčšinou sa zvyšuje obsah biotitu a živcov, čo vo veľkej miere závisí od látkovo-tepelných účinkov granitoidov. Aj pararuly obsahujú rohovcové biotitické typy, nerozlíšiteľné od tých, ktoré sa nachádzajú v migmatitových zónach. Aj v týchto súvislostiach sa vcelku javia plynulé prechody, podobné, aké zistil Šuf (1937) medzi tzv. južnou migmatitovou a fylitovou zónou. V kartograficky vyčlenenom areáli „klenoveckých" pararúl by sa pravdepodobne týmto spôsobom dali vysvetliť aj odlišnosti v stupni metamorfózy jednotlivých horninových domén.



Obr. 4 Schematický geologický profil naprieč kohútskym kryštalinikom.
1 – fylitová zóna; 2 – biotitové a dvojsľudové pararuly; 3 – biotitové ruly, migmatity, ortoruly; 4 – granitoidy (vpravo kohútska elevácia, vľavo veporský plutón); 5 – žily leukokratných granitov; 6 – mladopaleozoicko-mezozoické obalové jednotky.

Naznačená metamorfná zákonitosť nie je vždy prehľadná pre narušenie zónami alpínskej diaftorézy, a predovšetkým vzhľadom na nepravidelnosti intruzívnych účinkov granitoidov kohútskeho pásma (známe pod názvami ako kohútsky granit, systém rimavických granitov, granit typu Hiagu a Hrlice, sinecký, krokavský granit atď.) tak v priestore, ako aj v čase. Táto unifikujúca predstava vo vzdialenej podobe pripomína koncepcie zo 60. rokov, podľa ktorých sa metamorfity kohútskej zóny (odhliadnuc od súdobých vekových predstáv) začleňujú do tzv. kohútskej alebo kokavskej série (Máška a Zoubek in Buday et al., 1961; Kamenický in Maheľ et al., 1967). Predstavu o homogénnom predalpínskom súbore, ktorý sa metamorfoval v odlišných hĺbkových úrovniach v silnej závislosti od miery granitizácie, podopiera z hľadiska širšej geologickej stavby výskyt obalových jednotiek, ktoré sa priestorovo viažu na granitoidy alebo fylitové pásmo (sčasti aj na priľahlé južné migmatitové pásmo). Naopak, na vyššie metamorfovanej spodnej stavbe obalové súvrstvia nesedimentovali asi preto, lebo v danom období tieto domény nedosahovali eróznu úroveň. V rámci kohútskej zóny sa od severu na juh v hrubých črtách pohybujeme k vyšším úrovniam granitizovaného kôrového substrátu.

Napriek nejednoznačnej argumentácii v problematike polyfázovo deformovaného kryštalinika sa prikláňame k názoru, že prevažne na sever smerujúce úklony severnej migmatitovej zóny a južné až juhovýchodné úklony južnej migmatitovo-fylitovej zóny možno osvetliť antiklinálnou stavbou metamorfitov kohútskeho pásma. Táto štruktúra prebiehajúca približne sv.-jz. (až v.-z.) smerom sa sformovala v dôsledku hercýnskej kolízie. Jej tektonometamorfné podmienky pravdepodobne vyjadruje regionálna metamorfóza z obdobia pred intrúziami hlavnej masy kohútskych granitoidov. Oslabené zóny boli preniknuté karbónskym granitoidným plutonizmom, ktorý spoluvytváral jej konečnú podobu (obr. 4). Je zrejmé, že základné intruzívne fázy hybridných granitoidov ešte súvisia s konvergentným (kompresným) kôrovým režimom.

Ukazuje sa, že v určitej miere dynamická, vysokostupňová metamorfóza je viazaná na hlbšie zóny granitoidného plutonizmu, no viac statická, nižšia metamorfóza fylitovej zóny (okrem pruhu južnej migmatitovej zóny) vystupuje v plytších horizontoch neskorohercýnskeho plutonizmu. Metamorfózu viazanú na spodnejšie časti granitoidných telies sprevádza intenzívnejšia látková infiltrácia z tuhnúcich granitov (živce, kremeň, sľudy), viac duktilných deformačných textúr, ako aj systematický vývoj granátu. Periplutonická metamorfóza nadložia granitoidných telies má popri teplote aj o niečo nižší tlak (napr. menej granátu, občasný kordierit). Keďže magma vo vyšších horizontoch tuhne rýchlejšie, aj prikontaktná metamorfóza prebehla rýchlejšie (vo fylitovej zóne je charakteristická všesmerná rekryštalizácia, duktilné synkinematické prepracovanie je okrem úzkych zón nevýrazné). Z toho možno vyvodiť aj dlhší čas periplutonického metamorfného pretvorenia – skorší začiatok a neskoršie zakončenie – v spodnejších častiach kryštalinika v porovnaní s plytšími (najmä nadložnými) horizontmi umiestňujúcich sa granitoidov. Časový predstih metamorfózy v hlbších horizontoch a oneskorenie vo vrchnejších horizontoch môže byť zapríčinené výstupom granitoidných telies so súbežným vyklenovaním celého územia. Ak neuvažujeme prevrátený vrstvový sled, potom spodné horizonty v rámci metamorfovaných hornín kohútskeho pásma sa javia stratigraficky staršie ako najvyššie členy. V otázke veku určitých domén fylitovej zóny nevylučujeme preto ani spodnokarbónsky vek.

Obdobná okrajová až podložná pozícia vysoko metamorfovaných súborov vo vzťahu k veporskému plutónu (s. l.) na severe alebo kohútskym (rimavickým) granitom na juhu evokuje ideu o geodynamickej kogenetite daných granitoidných systémov (obr. 4). Aj v študovanej oblasti generálne platí pohľad na tzv. kráľovohoľský komplex ako granitoidné teleso, v podloží ktorého sa vyskytujú granitizované migmatity a biotitové ruly (Klinec, 1966). Nepredpokladáme však jeho tektonickú definíciu. Domnievame sa, že granitoidy prenikali predvrchnokarbónskym horninovým súborom a vo forme lakolitov či jazykových prienikov v príhodných podmienkach stuhli.

Diskusia

Príbuzný predmetamorfný pôvod skúmaných hornín a ich predpokladaná úvodná nízkostupňová regionálna metamorfóza môžu vytvárať dojem istej schematizácie. Týka sa to najmä niektorých prvkov v severnej migmatitovej zóne. Komplikovaný je predovšetkým vzájomný vzťah granitoidov. V duktilných deformačných štruktúrach rulovo-migmatitového substrátu sa miestami objavujú budinované granitoidy, ktoré sú relatívne staršie ako základná intruzívna fáza. Textúrne sa potom javí, že migmatitizácia súvisí s najstaršími granitoidmi. Toto sme sa pokúsili osvetliť v podstate kontinuálnymi procesmi, ale idea o staršom veku (prinajmenšom veku základnej metamorfózy) určitých horninových blokov v migmatitovej zóne je v mnohom stále príťažlivá. Napriek tomu, že v študovanej oblasti severná migmatitová a fylitová zóna sa priamo nestýkajú, treba overiť názor Gregora (1964) o tektonickej diskordancii medzi migmatitmi a nadložnými fylitmi. Vo výskume týchto štruktúrnych vzťahov nestráca svoju aktuálnosť ani idea o staršom, pravdepodobne predhercýnskom deformačno-metamorfnom (-magmatickom) cykle.

Na viacerých miestach litologicky i metamorfne nepríliš homogénnej fylitovej zóny zostáva stále otvorená otázka odlišovania veporického poorogénneho vrchného karbónu od starších fylitov. Zo štruktúrno-metamorfného hľadiska z vekových údajov o granitoch vek skúmaných fylitických hornín sa črtá ako staropaleozoicko-spodnokarbónsky. To ale nemusí platiť pre stratigrafické začlenenie celej zóny. V oblastiach, kde bridličnaté súvrstvia tohto pruhu nenesú stopy granitizácie, sa staršie fylity odlišujú od mladopaleozoických súvrství pomocou litologických, štruktúrnych a metamorfných znakov (prítomnosť granátu a biotitu; Zoubek a Snopko, 1954). Obvyklá argumentácia oponentov mladopaleozoického veku tzv. slatvinského súvrstvia sa zakladá na karbónskych rádiometrických vekoch granitov s intruzívnymi vzťahmi k fylitickým súborom. Vo svetle prípadných analógií s novými geochronologickými údajmi z priľahlých geologických jednotiek sa však problematika rozširuje o ďalší moment. Niektoré dvojsľudové granity až granitové porfýry (drobné telesá v oblasti Klenovca alebo granit pri Turčoku) pripomínajú anorogénne granity (tzv. typ A), ktoré majú afinitu ku granitom gemerika (Uher a Gregor, 1992; Hraško et al., 1997). Pri podstatnej časti gemerických granitov bol stanovený permský vek (Kovách et al., 1986; Poller et al., 2000). Podobne v severnom veporiku datovanie granitu typu Hrončok prinieslo vek 238 Ma (Putiš et al., 2000), čo zasahuje až do spodného triasu. V prípade, že niektoré kyslé granity injektujúce fylitovú zónu by sa ukázali ako permské, v daných prípadoch by to neprotirečilo koncepcii o vrchnokarbónskom súvrství. Ak by sme však prijali predstavu o permských granitových prienikoch, vzniká problém, kam zaradiť základnú regionálnu metamorfózu vrchnokarbónskeho súvrstvia. Na význam teplotných udalostí tohto obdobia poukazujú v ostatnom období aj údaje z viacerých oblastí austroalpinika, kde sa otvára aj otázka permskej metamorfnej fázy (Schuster et al., 2001; Thoeni a Miller, 1996; Bussi et al., 1998 atď.). Lokálne nemožno vylučovať ani termálne účinky skrytých telies alpínskych granitov, obdobných ako rochovecká intrúzia, ich konkrétne preukazovanie je však obťažné.

Iný, viac petrologický problém tkvie v interpretácii genézy regionálne rozšírených drobných novotvorených granátov obohatených o grossulárovú zložku. Prevažuje mienka, že ide o produkty alpínskej regionálnej metamorfózy (Zoubek, 1936; Vrána, 1966, 1980; Vozárová a Krištín, 1985; Méres a Hovorka, 1991), ktorú možno prirovnávať k alpínskym metamorfným prejavom vo Východných Alpách. Taktiež sa prikláňame k alpínskemu pôvodu tohto granátu, i keď práve vo fylitovej zóne máme v interpretácii novotvorených fáz granátu pochybnosti (pozri obr. 8; Kováčik et al., 1996). V súlade s predchádzajúcimi pozorovaniami (napr. Nemčok, 1953; Vozárová a Krištín, 1985) sa javí (Kováčik et al. in Hraško et al., 1993; Gargulák et al., 1994), že vyhojovanie starších (almandínových) jadier granátu postkinematickými lemami granátu súvisí so všesmernou blastézou sľúd, zväčšovaním zrna minerálnej asociácie a pod. Táto naložená blastéza sa priestorovo často viaže na prieniky granitov, o ktorých nemáme dôkazy v prospech alpínskeho veku. Výklad genézy novotvorených granátov vo vyššie metamorfovaných horninách západne od rimavických granitov ako výsledok metasomatického pôsobenia granitov či hercýnskej retrográdnej metamorfózy bol naznačený už dávnejšie (napr. Árkai et al., 1975; Korikovskij et al., 1990). Regionálne jednoznačné stanovenie veku, ale aj mechanizmu vzniku tohto zaujímavého petrologického fenoménu zostane asi ešte dlhší čas predmetom polemík.

Záver

Skúmané metamorfované horniny napriek nerovnakému stupňu metamorfózy a odlišnej pozícii majú množstvo spoločných znakov. Fylitické členy v oblasti Hnúšte, pararuly na území medzi Klenovcom, Kokavou nad Rimavicou a Hnúšťou, ako aj granitizované ruly-migmatity v blízkosti Kokavy nad Rimavicou majú blízku biotitovo-kremeňovo-živcovú (kyslý plagioklas) litologickú náplň, ktorú možno rozdeliť na tri základné litogeochemické skupiny. Pre všetky domény metamorfovaných hornín sú príznačné lokálne polohy čiernych kremitých bridlíc, svetlé metakvarcity, zriedkavé silikátovo-vápenaté horniny (bázické metatufity?) a pod. Pre sledované horninové súbory je príznačný len ojedinelý výskyt metamorfovaných bázických vulkanitov (tzv. amfibolity s. s.). Pararulový súbor z oblasti Klenovca je zastúpený aj v tzv. severnej migmatitovej zóne, je bežný aj v doménach granátových svorov. Antiklinálna štruktúra metamorfitov prebiehajúca približne sv.-jz. (až v.-z.) smerom sa formovala ako výsledok hercýnskej kolízie, pričom karbónsky granitoidný plutonizmus spoluvytváral jej podobu. Na súčasnom stupni znalostí sa prikláňame k predstave, že dané metamorfované súbory boli v predmetamorfnom období súčasťou spoločného, aj keď premenlivého sedimentárneho priestoru.

Všeobecne sa podmienky hercýnskej metamorfózy pohybujú od stredných zón fácie zelených bridlíc až po vyššie časti amfibolitovej fácie. Nárast metamorfného

stupňa je v rozhodujúcej miere zapríčinený (látkovo)-tepelnými účinkami granitoidných telies. Na základe štruktúrnych vzťahov a minerálnej sukcesie možno chronologicky rozlišovať tri predalpínske metamorfné fázy: 1. regionálna metamorfóza nižšieho stupňa; 2. hercýnska (regionálna) periplutonická metamorfóza; 3. prikontaktné účinky leukokratných granitov. Maximálne metamorfné podmienky migmatitovo-rulových blokov uzavreté v granitoidoch odzrkadľujú podmienky generovania tzv. hybridných granitoidov v procese parciálnej anatexie. Vzhľadom na charakter deformácie a intruzívnych účinkov predpokladáme, že značný podiel týchto granitoidov vznikal v kolíznom tektonickom režime. Teplotný vplyv granitoidov zapríčiňuje vývoj rohovcových textúr v metapsamitoch a v sľudnatých litotypoch stimuluje aj duktilný deformačný štýl. Rohovcové textúry sa hojne vyskytujú v pararulách klenoveckej oblasti, ale aj v rámci fylitovej a migmatitovej zóny. Teplotne dynamický typ metamorfózy (duktilné štruktúry, charakteristický granát) sa v rulovom súbore smerom na juh vytráca, v prikontaktne prepracovanej fylitovej zóne pozorovať viac teplotne statický a nižšietlakový typ metamorfózy (plodové bridlice, občas kordierit). V naznačenom zmysle sa v regionálnom meradle znižuje teplota základného metamorfného postihnutia, vyjmúc intruzívne kontakty s granitoidmi. Pôvodnú „predgranitizačnú" regionálnu metamorfózu môžu snáď priblížiť metamorfné podmienky tých častí fylitovej zóny (približne stredná zóna fácie zelených bridlíc), ktoré sú relatívne najmenej ovplyvnené intruzívnymi účinkami. Dané hercýnske metamorfné procesy pravdepodobne prebiehali vo vyšších úrovniach kôry. Petrologické indikátory svedčia o dosiahnutí maximálne strednotlakových podmienok.

Tektonickú superpozíciu granitoidov a ich metamorfného plášťa všeobecne nepredpokladáme. Domnievame sa, že granitoidy prenikali predvrchnokarbónskym horninovým súborom a vo forme lakolitov či jazykových prienikov v príhodných podmienkach stuhli. Najskôr preto, že vrcholové časti intrúzie kohútskych granitoidov (s. l.) sa nachádzali v plytšej kôrovej úrovni a bližšie k teplote svojho tuhnutia, lebo nadložná fylitová zóna (okrem tzv. južného migmatitového pásma a rulových enkláv) nie je metamorfovaná tak intenzívne ako pôvodne hlbšie situované severné oblasti. V rámci staropaleozoického metamorfovaného sledu je fylitová zóna zrejme najmladšia, nemožno vylúčiť ani spodnokarbónsky vek. Je pravdepodobné aj to, že počiatok zásadného metamorfného prepracovania („druhá fáza") je smerom na juh o niečo oneskorený. Leukokratné žily pegmatitového aj aplitového typu sa objavujú tak vo fylitovej zóne, ako aj v severnej migmatitovej zóne. Tam povedľa biotitových kontaktných lemov možno pozorovať aj blastézu novej generácie granátu (tretia hercýnska metamorfná fáza), ktorá predchádza vývoj najmladšej fázy granátu obohatenej o grossulárovú zložku.

Poďakovanie: RNDr. P. Simanovi, PhD., za užitočné recenzentské pripomienky a RNDr. J. Madarásovi, PhD., za prevedenie obrázkov do elektronickej formy.

Literatúra

Árkai, P., Nagy, G. a Pantó, Gy., 1975: Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance. In: Acta geol. Acad. Sci. hung., 19, s. 17 – 42.

Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. In: Geol. Práce, Spr., č. 75, s. 27 – 56.

Bezák, V., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Plašienka, D., Pristaš, J. a Siman, P., 1996: Geologická mapa 1 : 25 000 a vysvetlivky, listy 36-244 (časť), 36-422. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 72 s.

Bezák, V., 1988: Tektonický vývoj juhovýchodnej časti veporika. In: Miner. slov., 20, s. 131 – 142.

Bezák, V., Beňuška, P., Dovina, V., Hók, J., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Lobík, M., Pulec, M. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-423 Hnúšťa-Likier-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8300), 60 s.

Bezák, V., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 178 s.

Bibikova, E., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. a Arakeliants, M. M., 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohut zone of Veporides). In: Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, s. 137 – 157.

Biely, A., 1955: Geologické pomery v okolí Lovinobane. In: Geol. Práce, Zpr., č. 2, s. 125 – 129.

Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. a Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha, Vyd. Ústř. Úst. geol. a ČSAV, 254 s.

Bussy, F., Venturini, G., Hunziker, J. a. Martinotti, G., 1998: U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. In: Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 78, s. 163 – 168.

Cambel, B., Kráľ, J. a Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia Západných Karpát. Bratislava, Veda, vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.

Cambel, B. a Korikovskij, S. P., 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorphism i alpinskij diaftorez v kristallinikume Zapadnych Karpat. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, s. 335 – 364.

Gargulák, M., Kováčik, M., Molák, B. a Határ, J., 1994: Metalogenetické vyhodnotenie vrtov RBA-1 a RBA-2 (Rimavská Baňa). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Grecula, P., 1994: Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti veporika a gemerika – problémy a námety. In: Miner. slov., 26, s. 411 – 426.

Gregor, T., 1964: K poznaniu geologickej stavby územia v okolí Podrečian a Tuhára. In: Geol. Práce, Zpr., č. 33, s. 31 – 41.

Gubač, J., 1957: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave nad Rimavicou. In: Geol. Práce, Zpr., č. 11, s. 89 – 99.

Hraško, Ľ., Bezák, V. a Molák, B., 1997: Postorogénne peraluminózne dvojsľudné granity a granitové porfýry v kohútskej zóne veporika (oblasť Klenovec – Zlatno). In: Miner. slov., 29, s. 113 – 135.

Hraško, Ľ., Vozárová, A., Kováčik, M., Hók, J., Fiľo, M., Határ, J., Greguš, J., Ďurkovičová, J., Martinský, L., Siman, P., Michalko, J., Sládková, M., Wiegerová, V. a Gregor, T., 1993: Alpínske granitoidy, možnosť existencie v stykovej zóne s gemerikom, postavenie v štruktúre Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hraško, Ľ., Kováčik, M., Martinský, L., Žáková, E. a Vozárová, A., 1991: Litogeochemický výskum hornín v styčnej zóne veporika s gemerikom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hraško, Ľ., Michalko, J., Határ, J., Hók, J., Vaasjoki, M. a Kotov, A. B., 1995: Upper Cretaceous granit in Western Carpathian region. In: Terra nova, 7, Abstract suppl. N°1, 307 s.

Kamenický, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). In: Miner. slov., roč. 9, č. 3, s. 161 – 184.

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, č. 6, s. 7 – 28.

Klinec, A. a Planderová, E., 1979: Paleozoické metamorfity v oblasti Hnúšte (kohútska zóna veporíd). In: Geol. Práce, Spr., č. 72, s. 193 – 194.

Klinec, A. a Planderová, E., 1981: Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny. In: Geol. Práce, Spr., č. 75, s. 13 – 18.

Korikovskij, S. P., Dupej, J., Boronikhin, V. A. a Zinovieva, N., 1990: Zoned garnets and their equilibria in mica schist and gneisses af Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, Western Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, s. 99 – 123.

Kovách, A., Svingor, E. a Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians. In: Miner. slov., 18, s. 1 – 14.

Kováčik, M., 2000: Petrogenesis of Metamorphosed Ironstones near the Kokava nad Rimavicou (Veporicum, Western Carpathians). In: Slovak Geol. Mag., 6, s. 367 – 376.

Kováčik, M., Kráľ, J. a Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfitov. In: Miner. slov., 28, s. 185 – 202.

Kováčik, M., 1998: Príspevok k petrogenéze územia. In: Petro, Ľ. (ed.): Kokava nad Rimavicou, grafit. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 25 s.

Kováčik, M., Kráľ, J. a Bachlinski, R., 2001: The „Muráň" orthogneisses: contribution to tectonics, origin, metamorphism and Sr-isotopes constraint (Southern Veporicum, Western Carpathians). In: Slovak Geol. Mag., 7, s. 207 – 211.

Kuthan, M., Biely, A., Boehm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. a Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII Zvolen. Bratislava, Geofond, 131 s.

Kužvart, M., 1955: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol. (Praha), 22, s. 145 – 195.

Láznička, P., 1963: Metasomatické ložisko pod Medeným u Klenovce a geologie jeho okolí. In: Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. 19B, s. 1 – 42.

Maheľ, M., Buday,T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, Západní Karpaty, 1. vyd. Praha, ČSAV, 407 s.

Méres, Š. a Hovorka, D., 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). In: Miner. slov., 23, s. 435 – 442.

Nemčok, A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, roč. 4, č. 3 – 4, s. 589 – 622.

Ondrášik, R., Hovorka, D. a Matějček, A., 1987: Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štôlni PVE Ipeľ. In: Miner. slov., 19, s. 29 – 44.

Poller, U., Broska, I., Finger, F., Uher, P. a. Janák, M., 2000: Permian age of gemeric granites constrained by single zircon and EMPA monazite dating. In: Miner. slov., 32, s. 189 – 190.

Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, E. B. a Korikovsky, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok pre-orogenic A-type granite related to continental rifting: a new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). In: Geol. carpath., 51, s. 59 – 66.

Schuster, R., Bertle, R. a. Frank, W., 2001: Indication for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine Silvretta nappe (Eastern Alps). In: Geol. Palaeont. Mitt. (Innsbruck), 25, s. 195 – 196.

Siman, P., Johan, V., Ledru, P., Bezák, V. a Madarás, J., 1996: Deformation and p-T conditions estimated in „layered migmatites" from southern part of Veporicum basement. In: Slovak Geol. Mag., 3 – 4, s. 209 – 213.

Šuf, J., 1936: Příspěvek k poznání geologie a petrografie jv. části Slovenského Krušnohoří. In: Carpathica (Praha), 10, s. 143 – 184.

Šuf, J., 1937: Zpráva o nalezištích užitečních nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zřetelem ke geologickým poměrům této oblasti. In: Báň. Svět (Praha), s. 2 – 4.

Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečních nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), s. 91 – 103.

Thoeni, M. a Miller, Ch., 1996: Garnet Sm-Nd data from Saualpe and Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and p-T constrains on the thermal and tectonic history. In: J. met. Geol., 14, s. 453 – 466.

Uher, P. a Gregor, T., 1992: Turčocký granit – produkt postorogénneho magmatizmu A-typu? In: Miner. slov., 24, s. 301 – 304.

Vass, D., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (1 : 50 000). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

Vozárová, A. a Krištín, J., 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskeho granitoidu južnej časti veporika. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., č. 10, s. 199 – 221.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. In: Geol. Práce, Spr., č. 78, s. 169 – 194.

Vrána, S., 1962: Nová hlediska v petrogenezi veporidního krystalinika. In: Geol. Práce, Zoš., č. 62, s. 81 – 84.

Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-serie im Mittelteil der Veporiden. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, s. 29 – 84.

Vrána, S., 1980: Newly formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. In: Čas. Mineral. Geol., 25, s. 41 – 54.

Zoubek, V., 1932: Predbežná správa o mapovaní na liste Veľká Revúca (4564). Věst. St. geol. Úst. (Praha), VII.

Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. In: Věst. St. geol. Úst., 12, s. 207 – 237.

Zoubek, V. a Snopko, L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slovošovcami a Rejdovou. In: Zpr. geol. Výsk. v r. 1954 (Praha), Ústř. Úst. geol., s. 211 – 213.

Geologické práce, Správy 109, s. 93 – 100, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Vrchnopleistocénna a holocénna fauna mäkkýšov Slovenska v oblasti Malých Karpát, Podunajskej nížiny, Hornonitrianskej kotliny a Záhorskej nížiny

JANA KERNÁTSOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstract. The reconstruction of fossil ecosystems has been supported by information acquired from the abiotic component (litology and geochemistry of sediments). This study has been based on the quantitative and qualitative analysis of fauna, searching the structure of assemblages (diversity, dominance...), zoogeographical distribution of taxons, their ecological and climatic conditions. Using the principal of analogy with the recent taxons, a paleoclimatic characteristics of the Slovakia´s Upper Pleistocene has been created, with help of the malaco-thermometer method. By biometric measurements completed on the taxon *Trichia striolata* (C. PF.), the relation between size of the shell and the habitat´s paleoecological conditions has been confirmed, whereas structure design of the shell has not changed.

Finally, 116 taxons field into 31 families have been determined. They can be grouped into 9 main areatypes according to their geographical location. Couple of taxons, rare in our Quaternary, have been found, e. g. *Neostyriaca corynodes* (HELD.), *Quickella arenaria* (BOUCH – CHAN.), *Pupilla bigranata* (ROSS.), *Vallonia enniensis* (GRED.), *Vertigo moulinsiana* (DUP.), *Vertigo geyery* LIND., *Vertigo pseudosubstriata* LŽK. The correlation stratigraphic scheme of the Upper Pleistocene of Slovakia has been completed, with the basic characteristic of fauna and paleotemerature for different periods.

Key words: Upper Pleistocene, Holocene, mollusca, paleoecology, biometric characteristic, diversity, paleotemperatura, biostratigraphy

Úvod

Prvé biostratigrafické výskumy kvartéru v oblasti Záhorskej a Podunajskej nížiny spadajú už do obdobia rakúsko-uhorskej monarchie. Začiatky 20. storočia sú spojené s menom Horuszitského (1905, 1906, 1909). Neskôr v období medzi dvoma svetovými vojnami vychádzajú priekopnícke práce Petrboka (1923, 1924, 1935) a v povojnovom období aj ďalších významných osobností českej a slovenskej malakozoológie, ako sú Ložek (1952, 1955, 1956, 1957, 1964) a Schmidt (1966, 1968, 1977, 1978).

Biostratigrafický výskum kvartéru Slovenska prebieha aj v súčasnosti v rámci regionálnogeologického výskumu v ŠGÚDŠ. Výsledky biostratigrafických výskumov, ktoré uskutočnila autorka článku v predchádzajúcich rokoch v oblasti nížin, stredohoria a kotlín Slovenska, sú súborne obsiahnuté v jej dizertačnej práci (Kernátsová, 2001).

Cieľom tohto príspevku je poskytnúť základné informácie o spôsobe a výsledkoch spracúvanej témy.

Charakteristika problému a metodika práce

Kvartér je najkratšie trvajúca éra v histórii vývoja Zeme a zároveň jedinečná z hľadiska vývoja ľudskej spoločnosti. Priebeh klimatických zmien ovplyvnil všetky prírodné deje, vyvolal zmeny v živých ekosystémoch a ovplyvnil spôsob života našich predkov. Výsledky štúdia tohto obdobia sa stávajú dôležitými nielen pre geológov, evolučných biológov a celý rad ďalších špecialistov, ale aj pre nás všetkých, ktorí sa musíme vyrovnávať s dôsledkami klimatických zmien prebiehajúcimi v súčasnosti. Stáva sa pre nás dôležité poznať minulosť, aby sme vedeli pochopiť našu budúcnosť.

Naopak, poznanie recentných ekosystémov a prírodných dejov nám pomáha odhaliť vekmi pochované tajomstvá. Využitie princípu analógie v spojení s modernými matematickými a štatistickými metódami je úspešné aj v našich historických vedách o Zemi.

Pri rekonštrukcii fosílnych ekosystémov sme sa opierali o informácie získané z abiotickej zložky (litológia a geochémia sedimentov). Vychádzali sme z kvantitatívno-kvalitatívnej analýzy fauny, sledujúc štruktúru spoločenstiev (diverzita, dominancia, equitabilita...), zoogeografické rozšírenie taxónov v zmysle Lisického (1991) a ich ekologické a klimatické podmienky v zmysle Ložka (1964) a Lisického (1991). Metódou malakotermometrie v zmysle Szööra et al. (1991) sme vypočítali (pozri tab. 3 a obr. 1) júlové paleoteploty prostredia. Na vybraných taxónoch sa uskutočnili biometrické merania v zmysle Alexandrovicza (1993). V oblasti Malých Karpát a Bratislavy bola vypracovaná aj multivariačná faktorová analýza v zmysle Holcovej a Maslowskej (1994), využitá pri charakteristike fosílnych spoločenstiev.

Rozsiahla časť práce bola venovaná systematike, ktorá vychádza z revidovaného systému v zmysle Falknera (1990). Pri každom určenom taxóne bola uvedená jeho synonymika, počet exemplárov, odkaz na opis, jeho zoogeografická príslušnosť, ekológia, geografické a stratigrafické rozšírenie v kvartéri, výskyt vo vrchnom pleistocéne a holocéne Slovenska a v prípade možnosti mapa jeho recentných výskytov na území Slovenska.

Klimatické deje vrchného pleistocénu až holocénu a ich dôsledky

Na základe štruktúrnych zmien v spoločenstvách mäkkýšov sa nám podarilo vyčleniť niekoľko klimaticky teplejších období rôznej intenzity (pozri tab. 2). Najteplejšie obdobie oddeľujúce jednotlivé glaciály predstavuje interglaciál. Teplé obdobia vyššieho rádu oddeľujúce chladné obdobia štadiálov nazývame interštadiálmi. Teplé a suché klimatické intervaly oddeľujúce mladšiu a staršiu fázu štadiálov nazývame subinterštadiálmi. Označujeme ich číselnými indexmi, čo sa nám zdá prehľadnejšie.

Charakteristika chronostratigrafických stupňov na základe fosílnych spoločenstiev mäkkýšov

R/W (eem)

Obdobie posledného interglaciálu R/W sa na študovanom území nepodarilo doložiť v jeho klimatickom optime. Za predpokladu, že posledný interglaciál chápeme v poňatí s. l., a nie s. s., zachytili sme jeho vrchnú časť, ktorú nazývame **prewürmská fáza** (pozri tab. 2). Koreláciou s morskou stratigrafiou OIS v prewürmskej fáze vyčleňujeme dva štadiály ($špW_1$ a $špW_2$) a interštadiály (ipW_1 a ipW_2).

$špW_1$

Dobre dokumentovaný faunou je najmä prvý prewürmský štadiál na lokalitách Bratislavy v oblasti Mlynskej doliny a v Mnešiciach pri Novom Meste nad Váhom. Fauna má zmiešaný charakter prechodného typu [*Pupilla triplicata* (STUD.), *Pupilla sterri* (VTH.), *Columella columella* (MART.), *Vertigo pygmaea* (DRAP.), *Vertigo parcedentata* (A. BR.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Pupilla muscorum* (L.), *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Clausilia dubia* DRAP., *Orcula dolium* (DRAP.), *Succinella oblonga* DRAP...]. Tvoria ju tak chladnomilné taxóny, ako aj taxóny teplých období, pripomína pleniglaciál. Klíma je teplá, priemerná vypočítaná júlová paleoteplota dosahuje hodnotu 15,5 °C. Vysoká je aj vlhkosť vzduchu. Dôkazom toho je vyšší podiel lesných prvkov.

ipW_2

O dva stupne vyššiu teplotu zaznamenávame v období druhého prewürmského interštadiálu, ktorý sme zachytili na lokalite Moravany nad Váhom a na lokalite Grnica. Spoločenstvá sa vyznačujú prítomnosťou väčšieho množstva lesných a teplomilných prvkov frutikovej a striatovej fauny [*Fruticicola fruticum* (MULL.), *Cochlodina laminata* (MONT.), *Arianta arbustorum* (L.), *Truncatellina cylindrica* (FÉR.), *Euomphalia strigella* (DRAP.)...]. Prítomné sú aj prvky chladnej pupilovo-kolumelovej fauny.

$W1_1$

Staršia fáza prvého würmského štadiálu nastupuje v podmienkach suchej a chladnej klímy. Priemerná vypočítaná júlová paleoteplota má hodnotu 13,8 °C. Spoločenstvá majú charakter pupilovo-tridensovej a pupilovo-striatovej fauny [*Pupilla triplicata* (STUD.), *Pupilla sterri* (VTH.), *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Limacidae/Agriolimacidae...*].

$W1_{1/2}$

Subinterštadiál prvého würmského štadiálu sa vyznačuje vysokou priemernou júlovou paleoteplotou dosahujúcou až 16,7 °C . Spoločenstvá majú charakter tridensovej fauny vo vlhkejšom vývoji s prvkami pupilovej fauny. Častejšie sa vyskytuje taxón *Quickella arenaria* (BOUCH. – CHAN.), *Pupilla bigranata* (ROSS.) *a Fruticicola fruticum* (MÜLL).

$W1_2$

Mladšia fáza prvého würmského štadiálu sa vyznačuje vyššou priemernou júlovou paleoteplotou ako staršia fáza, a to 14,7 °C. Spoločenstvá majú charakter pupilovo-tridensovej fauny bez *Chondrula tridens* (MÜLL.). Znovu sa objavuje *Pupilla sterri* (VTH.).

$W2_1$

Staršia fáza druhého würmského štadiálu nastupuje chladnou klímou. Priemerná júlová paleoteplota nadobúda hodnotu 13 °C. Spoločenstvá majú charakter pupilovo-striatovej fauny s prvkami kolumelovej fauny [*Helicopsis striata* (MÜLL.), *Pupilla sterri* (VTH.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla musc. densegyrata* LŽK., *Pupilla loessica* LŽK., *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Trichia hispida* (L.)...]

$W2_{1/2}$

Subinterštadiál druhého würmského štadiálu nadobúda priemernú júlovú paleoteplotu 15,4 °C. V suchom vývoji sa vyznačuje spoločenstvami charakteru pupilovo-tridensovej fauny a vo vlhkom vývoji pupilovo-ariantovej fauny v zmysle Ložka (1964).

$W2_2$

Mladšia fáza druhého würmského štadiálu má priemernú júlovú paleoteplotu 14,8 °C. Spoločenstvá majú charakter pupilovej fauny s prvkami kolumelovej fauny. Dominantné postavenie zaujíma *Pupilla muscorum* (L.) *a Vallonia tenuilabris* (A. BR.). *Helicopsis striata* (MÜLL.) je na ústupe.

$W3_1$

Staršia fáza posledného würmského štadiálu nadobúda priemernú júlovú paleoteplotu okolo 14 °C. Spoločenstvá majú charakter chladnomilnej fauny s boreálno-alpínskymi taxónmi, ako sú *Columella columella* (MART.), *Vertigo parcedentata* (A. BR.), *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla muscorum densegyrata* LŽK., *Pupilla loessica* LŽK., *Succinella oblonga* DRAP., *Trichia hispida* (L.)..., ale bez *Pupilla sterri* (VTH.).

$W3_{1/2}$

Subinterštadiál posledného würmského štadiálu sa vyznačuje suchšou a teplejšou klímou. Priemerná júlová paleoteplota má hodnotu 14,7 °C. Spoločenstvá majú charakter pupilovo-kolumelovej fauny s prvkami tridensovej fauny bez *Chondrula tridens* (MÜLL.).

Tab. 1 Prehľad vrchnopleistocénnej a holocénnej fauny mäkkýšov Slovenska v oblasti Malých Karpát, Podunajskej nížiny, Hornonitrianskej kotliny a Záhorskej nížiny.

	Taxón	Hl. ek. skup.	Biotop	Biostrat. údaje	Areotyp
1	*Platyla polita* (HARTM.)		L	!	IVa
2	*Acanthinula aculeata* (MÜLL.)		L	!	IIf
3	*Vertigo pusilla* (MÜLL.)		L	/ ! /	IIe
4	*Ena montana* (DRAP.)		L	!	IVa
5	*Discus ruderatus* (FÉR.)		L	–	Ic
6	*Discus perspectivus* (MUHL.)		L	!!	IVj
7	*Semilimax semilimax* (FÉR.)		L	–	IVi
8	*Vitrea diaphana* (STUD.)		L	!	VIIIb
9	*Aegopinella pura* (ALD.)		L	!	IIe
10	*Aegopinella nitens* (MICH.)		L	!	IVa
11	*Aegopinella nitidula* (DRAP.)		L	!	IIIc
12	*Cohlodina laminata* (MONT.)		L	!	IIe
13	*Ruthenica filograna* (ROSS.)		L	!	IVg
14	*Macrogastra plicatula* (DRAP.)		L	!	IIe
15	*Bulgarica cana* (HELD.)		L	!	IVa
16	*Monachoides incarnatus* (MÜLL.)		L	!	IVa
17	*Petasina unidentata* (DRAP.)		L	!	Vc
18	*Discus rotundatus* (MÜLL.)		L /M/	–	IIIb
19	*Semilimax kotulae* (WEST.)		L /M/	–	Vb
20	*Balea biplicata* (MTG.)		L /M/	–	IVf
21	*Trichia striolata* (C. PF.)		L /M/	/+/	Vc
22	*Arianta arbustorum* (L.)		L /M/	/+/	IVd
23	*Vitrea crystallina* (MÜLL.)		L /V/	/+/	IIe
24	*Macrogastra ventricosa* (DRAP.)		L /V/	–	IIe
25	*Perforatella bidentata* (GMEL.)		L /V/	/+/	IVc
26	*Aegopinella minor* (STAB.)		L /S/	–	IVh
27	*Fruticicola fruticum* (MÜLL.)		L /S/	!	IIe
28	*Helix pomatia* L.		L /S/	–	IVe
29	*Clausilia pumila* C. PF.		L / V	–	IVg
30	*Cepaea vindobonensis* (FÉR.)		S/L/	!	VIIe
31	*Granaria frumentum* (MÜLL.)		S	+	VIIIa
32	*Pupilla triplicata* (STUD.)		S	+	VIIIa
33	*Pupilla sterri* (VTH.)		S	+	Ic
34	*Pupilla bigranata* (ROSS.)		S	/+/	VIIIc
35	*Chondrula tridens* MÜLL.		S	/+/	VIIId
36	*Oxychilus inopinatus* UL.		S	M	Vf
37	*Cecilioides acicula* (MÜLL.)		S	M	VIIIa
38	*Xerolenta obvia* (MENKE)		S	–	VIIa
39	*Helicopsis striata* (MÜLL.)		S	/+/	IVa
40	*Columella columella* (MART.)		O	++	VIf
41	*Truncatellina cylindrica* FÉR.		O	!	IIe
42	*Vertigo pygmaea* (DRAP.)		O	/G/	Ib
43	*Vertigo parcedentata* A. BR.		O	++	X
44	*Vertigo pseudosubstriata* LŽK.		O	++	X
45	*Pupilla muscorum* (L.)		O	+	Ib
46	*Pupilla musc.densegyrata* LŽK.		O	++	X
47	*Pupilla loessica* LŽK.		O	++	X
48	*Vallonia costata* (MÜLL.)		O	/+/	Ib
49	*Vallonia pulchella* (MÜLL.)		O	G	Ib
50	*Vallonia tenuilabris* A. BR.		O	++	IIg
51	*Quickella arenaria* (BOUCH. - CHAN.)		O	/+/	IIIc
52	*Cochlicopa lubricella* (PORR.)		XS	/!/	Ib
53	*Monacha cartusiana* (MÜLL.)		XS	!	VIIIc
54	*Euomphalia strigella* (DRAP.)		XS	!	IVb
55	*Cochlicopa lubrica* (MÜLL.)		M	/+/	Ib
56	*Punctum pygmaeum* (DRAP.)		M	/+/	Ic
57	*Vitrina pellucida* (MÜLL.)		M	/G/	Ic

Pokračovanie tab. 1

	Taxón	Hl. ek. skup.	Biotop	Biostrat. údaje	Areotyp
58	*Vitrea contracta* (WEST.)		M	!	IIe
59	*Nesovitrea hammonis* (STRÖM)		M	/+/	Ic
60	*Limacidae / Agriolimacidae*		M	/+/	Ib
61	*Euconulus fulvus* (MÜLL.)		M	/+/	Ib
62	*Neostyriaca corynodes* HELD.		M	–	VIa
63	*Trichia hispida* (L.)		M	+	IIe
64	*Trichia lubomirskii* (SLÓS.)		M	–	Vh
65	*Orcula dolium* (DRAP.)		RL	/+/	Vc
66	*Clausilia dubia* DRAP.		RL	/+/	Vc
67	*Lacinaria plicata* (DRAP.)		RL	/+/	IVa
68	*Carychium tridentatum* (RISS.)		VS	!	IIe
69	*Succinella oblonga* (DRAP.)		VS	+	IIe
70	*Nesovitrea petronella* (L. PF.)		VS	/G/	IIa
71	*Vertigo angustior* JEFF.		VS	–	IIe
72	*Carychium minimum* (MÜLL.)		B	–	IIa
73	*Succinea putris* (L.)		B /+/	/+/	IIa
74	*Oxyloma elegans* (RISS.)		B	–	Ic
75	*Cochlicopa nitens* (GALL.)		B	–	IIe
76	*Vertigo antivertigo* (DRAP.)		B	–	Ic
77	*Vertigo moulinsiana* (DUP.)		B	–	VIIIc
78	*Vertigo genesii* (GRED.)		B	–	VIf
79	*Vertigo geyery* LIND.		B	–	VIf
80	*Vallonia enniensis* (GRED.)		B	–	VIIIa
81	*Zonitoides nitidus* (MÜLL.)		B	–	Ib
82	*Euconulus alderi* (GRAY)		B	–	IVd
83	*Pseudotrichia rubiginosa* (A. SCH.)		B	–	IIa
84	*Valvata cristata* MÜLL.		PD	–	Ic
85	*Planorbis planorbis* (L.)		PD	–	Ic
86	*Segmentina nitida* (Müll.)		PD	–	Ic
87	*Anisus vortex* (L.)		PD – SV	–	IIa
88	*Bathyomphalus contortus* (L.)		PD – SV	–	Ic
89	*Gyraulus acronicus* (FÉR.)		PD – SV	–	Ib
90	*Pisidium personatum Malm*		PD – TV	–	IIa
91	*Valvata pulchella* (STUD.)		PDt	–	IIa
92	*Aplexa hypnorum* (L.)		PDt	–	Ib
93	*Anisus leucostoma* (MILL.)		PDt	–	Ic
94	*Anisus spirorbis* (L.)		PDt	–	Ic
95	*Pisidium obtusale* (LAM.)		PDt	–	Ib
96	*Galba truncatula* (MÜLL.)		PDt – SV /+/	/+/	Ib
97	*Pisidium casertanum* (POLI.)		PDt – TV	–	Ia
98	*Physa fontinalis* (L.)		SV	–	Ib
99	*Radix auricularia* L.		SV	–	Ic
100	*Gyraulus crista cristatus* DRAP.		SV	–	Ib
101	*Gyraulus crista nautileus* (L.)		SV	–	Ib
102	*Gyraulus albus* (MÜLL.)		SV	–	Ib
103	*Gyraulus laevis* (ALD.)		SV	–	Ib
104	*Planorbarius corneus* (L.)		SV	–	IIa
105	*Lithoglyphus naticoides* (C. PF.)		TV	–	VIIa
106	*Pisidium amnicum* (MÜLL.)		TV	–	Ic
107	*Pisidium henslowanum* (SHEPP.)		TV/SV/	–	Ib
108	*Belgrandiella bojnicensis* LŽK. – BRT.		TV/P/	–	Va
109	*Bythynella austriaca* (FRAU.)		TV/P/	–	Vd
110	*Valvata piscinalis* (MÜLL.)		SV – TV	–	Ic
111	*Bithynia tentaculata* (L.)		SV – TV	–	Ic
112	*Radix peregra* (MÜLL.)		SV – TV	–	Ic
113	*Pisidium subtruncatum Malm*		SV – TV	–	Ib

Pokračovanie tab. 1

114	*Pisidium milium* HELD		SV – TV	–	Ib
115	*Stagnicola palustris* (MÜLL.)		SV – TV	–	Ib
116	*Radix peregra ovata* L.		SV – TV	–	Ic
	Acicula sp. *Vertigo* sp. *Pupilla* sp. *Discus* sp. *Cochlodina* sp. *Perforatella* sp. *Trichia* sp. *Helix* sp. *Gyraulus* sp. *Pisidium* sp. *Pupillidae* *Helicidae* *Clausilidae* *Bivalvia*				

Vysvetlivky k tab 1:

Hlavná ekologická skupina:
A – les,
B – krajina bez lesa,
C – les aj krajina bez lesa,
D – mokrade, vodné prostredie.

Biotop: L – les; L /M/ – les, miestami aj stredne vlhké stanovištia bez lesa; L/V/ – les, miestami aj vlhké stanovištia bez lesa; L /S/ – les, miestami aj suché stanovištia bez lesa; L/V – vlhké lesy; S – step, xerotermné skaly; O – otvorená krajina; XS – suchá lesná alebo otvorená krajina; M – stredne alebo rôzne vlhké stanovištia (mezofilné druhy); RL – stredne vlhké skaly, kmene stromov v lese; VS – vlhkejšie lesné aj bezlesné stanovištia; B – brehy a mokrade; PD – zarastajúce mokrade a močiare; PDt – zarastajúce mokrade a močiare periodického charakteru; SV – stojaté vody, rybníky, priekopy; P – pramene; TV – tečúce vody.

Biostratigrafické údaje: ! – charakteristický druh teplých období; ++ – indexový spraš ový druh; + – spraš ový druh; /+/ – miestne alebo príležitostne spraš ový druh; /G/ – druh prežívajúci glaciál mimo spraš ovej zóny ako relikt; M – moderný prisťahovalec; G – druh prežívajúci glaciál mimo spraš ovej zóny.

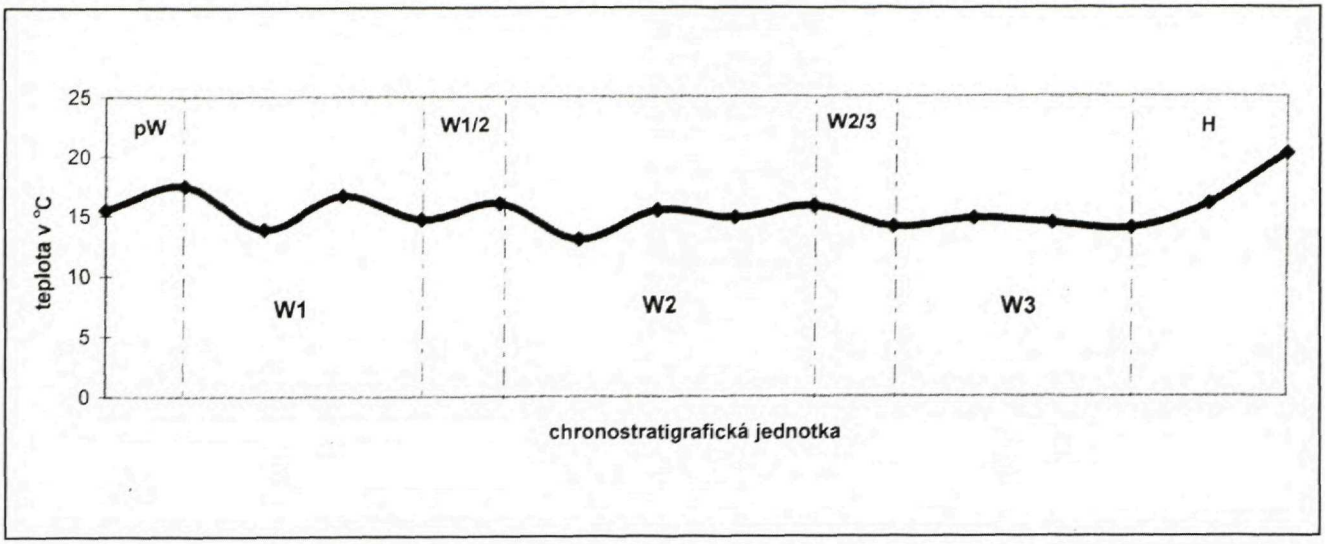
Areotypy:
I – skupina *eurychorných* areotypov:
  Ia – eurychorný,
  Ib – holarktický,
  Ic – palearktický.
II – skupina *eurosibírskych* areotypov:
  IIa – eurosibírsky,
  IIe – európsky,
  IIf – západo-palearktický,
  IIg – sibírsky.
  III – skupina *západoeurópskych* areotypov:
  IIIb – stredo-západoeurópsky,
  IIIc – atlantický.
IV – skupina *stredoeurópskych* areotypov:
  IVa – stredoeurópsky,
  IVb – stredo-východoeurópsky,
  Ivc – stredoeurópsko-sarmatský,
  IVd – stredo-severoeurópsky,
  Ive – stredo-juhovýchodnoeurópsky,
  IVf – moeticko-stredoeurópsky,
  Ivg – baltsko-dácko-stredoeurópsky,
  Ivh – mediteránno-stredoeurópsky,
  IVi – alpsko-stredoeurópsky,
  IVj – peripanónsky.
V – skupina *karpatských* areotypov:
  Vb – alpsko-karpatský,
  Vc – alpsko-západokarpatský,
  Vd – východoalpsko-karpatský,
  Vf – balkánsko-subkarpatský,
  Vh – západokarpatský.
VI – skupina *alpských* areotypov:
  Via – alpský,
  VIe – západoeurópsko-alpský,
  VIf – boreálno-alpínsky.
VII – skupina *pontických* areotypov:
  VIIa – pontický,
  VIIe – ponticko-panónsky.
VIII – skupina *meridionálnych* areotypov:
  VIIIa – stredoeurópsko-meridionálny,
  VIIIb – alpsko-meridionálny,
  VIIIc – atlanticko-meridionálny,
  VIIId – ponticko-meridionálny.
X – skupina areotypov *vymretých taxónov.*

$W3_2$

Mladšia fáza posledného würmského štadiálu má o niečo chladnejšiu klímu. Priemerná júlová paleoteplota má hodnotu 14,4 °C. Spoločenstvá majú charakter pupilovo-kolumelovej fauny s taxónom *Pupilla sterri* (VTH.).

Interštadiály würmu

Interštadiály würmu nadobúdajú vysokú priemernú júlovú paleoteplotu, W1/2 16 °C a W2/3 15,8 °C. Zaujímavý je fakt, že subinterštadiál $W1_{1/2}$ nadobúda vyššiu priemernú júlovú paleoteplotu ako oba spomenuté interštadiály. Všetky majú z hľadiska charakteru fauny recentný ráz.



Obr. 1 Júlová teplotná krivka vrchného pleistocénu a holocénu Slovenska stanovená metódou malakotermometrie.

Tab. 3 Optimálne teploty a oblasť aktivity vybraných taxónov na paleoklimatické rekonštrukcie (Sólymos a Sumegi, 1999).

Biotop	Druh	Optimálna júlová teplota v (°C)	Oblasť aktivity v (°C)
L/V/	*Vitrea crystallina* (MÜLL.)	15 + 1	(11 – 21)
S/L/	*Cepaea vindobonensis* (FÉR.)	22 + 2	(18 – 26)
S	*Granaria frumentum* (MÜLL.)	21,5 + 1	(17 – 26)
S	*Pupilla triplicata* (STUD.)	20 + 2	(16 – 24)
O	*Columella columella* (MART.)	10 + 1	(5 – 15)
O	*Pupilla muscorum* (L.)	16 + 1	(10 – 22)
O	*Vallonia costata* (MÜLL.)	17 + 1	(10 – 24)
O	*Vallonia tenuilabris* (A. BR.)	9 + 2	(4 – 14)
M	*Punctum pygmaeum* (DRAP.)	16 + 1	(10 – 22)
M	*Trichia hispida* (L.)	15 + 1	(10 – 20)
RL	*Clausilia dubia* DRAP.	16 + 1	(12 – 20)
VS	*Succinella oblonga* DRAP.	16 + 1	(13 – 19)

W1/2

Spoločenstvá interštadiálu W1/2 majú charakter zmiešanej tridensovej fauny s prvkami vlhkej ariantovej fauny. Vo vlhkom vývoji badáme častejší výskyt taxónu *Vallonia enniensis* (GRED.).

W2/3

Spoločenstvá interštadiálu W2/3 majú charakter zmiešanej pupilovo-tridensovej fauny bez *Chondrula tridens* (MÜLL.) s častým *Helicopsis striata* (MÜLL.). Vo vlhkejšom vývoji je častý taxón *Vallonia pulchella* (MÜLL.) a *Punctum pygmaeum* (DRAP.). V oboch štadiáloch nachádzame nálezy chrbtových doštičiek slizniakov. Krajina má charakter lesostepných oblastí s teplou a vlhkejšou klímou.

Neskorý glaciál (LG)

Obdobie nástupu neskorého glaciálu sa vyznačuje ešte chladnou a suchšou klímou s júlovou paleoteplotou 13,9 °C. Neskôr prevláda vlhkejšia klíma s júlovou paleoteplotou okolo 14,9 °C. Zaznamenávame v ňom dva výraznejšie teplé intervaly charakteru interštadiálov. Celkovo nastáva ústup chladnomilných prvkov otvorených formácií, ako sú *Pupilla loessica* LŽK. a *Vertigo parcedentata* (A. BR.) a nastupujú teplomilné druhy najmä v teplých a suchých intervaloch [*Fruticicola fruticum* (MÜLL.), *Carychium tridentatum* (RISS.), *Discus ruderatus* (FÉR.), *Pupilla triplicata* (STUD.), *Helicopsis striata* (MÜLL.)...].

Holocén (H)

Postglaciál (holocén) predstavuje všeobecne obdobie teplejšieho a vlhkejšieho klimatického vývoja. Júlová paleoteplota dosahuje hodnotu 18 až 20 °C, hoci jeho nástup prebieha ešte v chladnejšom klimatickom vývoji. Fauna najmä v obdobiach väčšej humidity (A, EA, SA) má charakter lesostepnej až lesnej formácie. Do tohto obdobia spadá aj tvorba sypkých penovcov v oblasti Hornonitrianskej kotliny. Vplyvom činnosti človeka v oblastiach starého osídlenia sa šíri moderná stepná fauna s mladoholocénnymi prisťahovalcami, ako sú *Oxychilus inopinatus* (UL.) a *Cecilioides acicula* (MÜLL.).

Poznámka ku klimatickému vývoju W3

Vývoj všetkých štadiálov würmského glaciálu prebiehal cyklicky, pričom smerom od prvého štadiálu würmu až po neskorý glaciál badať globálny nárast klimatickej vlhkosti.

Tab. č. 2: Korelačná schéma stratigrafie vrchného pleistocénu a holocénu s charakteristikou malakofauny a vypočítanou júlovou paleoteplotou

Vek v BP	OIS	Geologické obdobia							Júlová paleotep. v °C	Významnejšie lokality	Charakter spoločenstva mäkkýšov v zmysle Ložka (1955; 1964)
800	1	HOLOCÉN		Mladý		(Postglaciál)	subrecent	SR		Čáry – Bojnice	moderná stepná fauna s mladoholocénnymi prisťahovalcami ***Oxychilus inopinatus, Cecilioides acicula....***
4 500							subatlantik	SA			
							subboreál	SB			
				Stredný			epiatlantik	EA	20,2	Prietržka	rozvoj lesných taxónov
8 000							atlantik	A			
				Starý			boreál	B			
10 000							preboreál	PB			
			Würm (Weichsel, Wisia)	Mladý		Neskorý (vrchný) glaciál	mladý dryas	JD		Devín - Merice	nástup teplomilných taxónov (***Fruticicola fruticum, Carychium tridentatum, Discus ruderatus, Pupilla triplicata, Helicopsis striata...***)
							alleröd	AL			
							stredný dryas	MD			
							bölling	BL	16		ústup prvkov otvorených formácií (***Pupilla loessica, Vertigo parcedentata*** ...)
13 000							starý dryas	OD	13,9		
	2			Stredný	?tursac	würm 3	mladšia fáza	$W3_2$	14,4	T. Bohuslavice – Tvrdošovce – Nixbrod	**pupilovo-kolumelová fauna** s ***Pupilla sterri***
24 000							**subinterštadiál**	$W3_{1/2}$	14,7		**pupilovo-kolumelová fauny** s prvkami **tridensovej fauny** bez ***Chondrula tridens***
							staršia fáza	$W3_1$	14		**boreálno-alpínska fauna** bez ***Pupilla sterri***
	3				?denekamp		**würm 2/3**	W2/3	15,8	Moravany n.Váhom	**pupilovo-tridensová fauna** bez ***Chondrula tridens*** s ***Helicopsis striata*** vo vlhkejšom vývoji s ***Vallonia pulchella*** a ***Punctum pygmaeum***
					?hengelo	würm2	mladšia fáza	$W2_2$	14,8	Preseľany – Dúbravka – Ivanka pri Nitre	**pupilová fauna** s prvkami **kolumelovej fauny**
							subinterštadiál	$W2_{1/2}$	15,4		**pupilovo-tridensová fauna**; vo vlhkom vývoji **pupilovo-ariantová fauna**
59 000							staršia fáza	$W2_1$	13		**pupilovo-striatová fauna** s prvkami **kolumelovej fauny**
				Starý	?moershooft		**würm 1/2**	W1/2	16		**tridensová fauna** s prvkami **ariantovej fauny** vo vlhkom vývoji s ***Vallonia enniensis***
	4				?brörup	würm1	mladšia fáza	$W1_2$	14,7	Očkov	**pupilovo-tridensová fauna** bez ***Chondrula tridens*** s ***Pupilla sterri***
74 000							**subinterštadiál**	$W\ 1_{1/2}$	16,7		**tridensová fauna**; vo vlhkejšom vývoji s prvkami **pupilovej fauny**
							staršia fáza	$W1_1$	13,8		**pupilovo-tridensová/striatová fauna**
	5a		Posledný interglaciál		?amersfoort	**druhý prewürmský interštadiál**		ipW_2	17,5	Grnica – Mnešice	**frutikovo-striatová s prvkami pupilovo-kolumelovej fauny**
85 000											
	5b			Vrchný	Prewürmská fáza	druhý prewürmský štadiál		$špW_2$			
94 000											
	5c					**prvý prewürmský interštadiál**		ipW_1			
105 000											
	5d					prvý prewürmský štadiál		$špW_1$	15,5	Mlynská dolina	**pupilovo-tridensová a kolumelovo-ariantová fauna**
117 000											
130 000				Starý	Eem	**R/W**		R/W			

Posledný štadiál würmu z hľadiska vypočítanej júlovej paleoteploty sa javí ako najvyrovnanejší a podstatne teplejší, ako sa doteraz predpokladalo. Priemerná júlová paleoteplota štadiálu W3 je 14,4 °C. Zároveň sa zdá, že riečna sieť, ako aj vodný režim riek dosahovali najväčší rozvoj a intenzitu práve v období posledného štadiálu würmu (W3). To súvisí aj s neotektonickými pohybmi, s intenzívnym poklesávaním Podunajskej panvy, čo ovplyvňovalo prúdnice riek. Voda v riekach nezamŕzala a v priebehu teplejších intervalov, zahŕňajúc aj sezónne obdobia, vznikali záplavy. Preto sa v oblasti Podunajskej nížiny tak často stretávame s mokraďovými sprašami a bohatou faunou vodných druhov. Zároveň sa v blízkosti vodných tokov udržiaval poriečny les, ktorý umožnil rozvoj lesných a vlhkomilných prvkov. Dôkazom dostatočnej vzdušnej vlhkosti sú aj menej početné nálezy chrbtových doštičiek slizniakov. Početnejšie ich nachádzame v teplejších a suchších obdobiach, keď sa v dôsledku ochrany svojho nekrytého tela museli zahrabávať do sedimentu a tam boli následne pochované. V sedimentoch posledného würmu sme nikde nenašli suchomilný prvok *Helicopsis striata* (MÜLL.), čo opätovne poukazuje na vlhký klimatický vývoj. Zároveň stavia tento taxón do pozície indexového prvku spodnej časti stredného a starého würmu.

Zoogeografické rozšírenie taxónov a ich migrácia

Zaujímavé poznatky prinieslo sledovanie zoogeografického rozšírenia jednotlivých taxónov v priestore a čase. Potvrdilo sa, že v porovnaní s dneškom v období vrchného pleistocénu mnoho taxónov obývalo rozsiahlejší areál – napr. *Pupilla bigranata* (ROSS.), *Pupilla sterri* (VTH.), *Vallonia enniensis* (GRED.), *Columella columella* MART., *Quickella arenaria* (BOUCH. – CHANT.), *Helicopsis striata* (MÜLL.)...

Stratigraficky využiteľný je fakt, že v teplejších klimatických fázach majú vo fosílnych spoločenstvách prevahu taxóny skupiny eurychorných areotypov. Prejavilo sa to aj v teplotne nevyhranených vodných spoločenstvách. Naopak, v obdobiach chladnejších štadiálov sa prejavilo prevažné zastúpenie taxónov skupiny eurosibírskych areotypov. Zmeny v zoogeografickom rozšírení môžeme sledovať aj na úrovni subinterštadiálov. Dokazujú schopnosť zdanlivo málo pohyblivých mäkkýšov migrovať v čase a priestore viacerými migračnými cestami.

Z hľadiska migrácie treba zdôrazniť dokázateľnosť tzv. dunajskej migračnej cesty pre viacero alpských a západoeurópskych prvkov, ktorá sa na našom území otvorila niekedy v priebehu stredného pleistocénu. Dôkazom jej existencie sú nálezy alpského paleoendemitu *Neostyriaca corynodes* (HELD.), ako aj taxónu *Trichia striolata* (C. PF.) na mnohých lokalitách, najmä v bratislavskej časti Malých Karpát. Ich nálezy sa stratigraficky viažu na obdobie prewürmskej fázy posledného interglaciálu (pozri tab. 2) a nástupu würmského glaciálu. Z tohto hľadiska najmä *Neostyriaca corynodes* (HELD.) sa javí ako významný stratigrafický prvok. *Trichia striolata* (C. PF.) bol v období staršej polovice würmu rozšírený na veľkej ploche. Svedčí o tom jeho výskyt aj na lokalite Hlohovec-Vinohrady. Z územia Slovenska dnes poznáme najmä jeho geografický poddruh *Trichia striolata danubialis* (CLESS.).

Biometrické merania – prostriedok taxonomickej a ekologickej charakteristiky jedinca

Na vybraných lokalitách Bratislavy sa uskutočnili biometrické merania niekoľkých fosílnych aj recentných jedincov taxónu *Trichia striolata* (C. PF.) a *Trichia striolata danubialis* (CLESS.).

Meraniami biometrických charakteristík a zmenou biometrických parametrov schránok sme preukázali schopnosť mäkkýšov odrážať rôzne paleoekologické podmienky ich ekosystému tvarom a parametrami schránky. Platí, že schránky jedincov, ktorých vývoj prebiehal vo vlhkejšom prostredí, dosahovali väčšie rozmery ako schránky jedincov, ktorých vývoj prebiehal v suchšom a teplejšom prostredí. Zákonitosti stavby schránky sa však nemenili, o čom svedčí zachovaný pomer medzi biometrickými charakteristikami.

Záver

Na skúmanom území Slovenska sa určilo 116 taxónov zaradených do 31 čeľadí v zmysle Falknera (1990). Zaraďujeme ich do 9 hlavných areotypov podľa geografickej príslušnosti (pozri tab. 1).

Zastúpené sú taxóny všetkých hlavných ekologických skupín s rôznymi nárokmi na vlhkosť a teplotu prostredia. Biotopové spektrum je pestré. Našlo sa niekoľko, v našom kvartéri vzácnych taxónov, ako sú *Neostyriaca corynodes* (HELD.), *Quickella arenaria* (BOUCH – CHAN.), *Pupilla bigranata* (ROSS.), *Vallonia enniensis* (GRED.), *Vertigo moulinsiana* (DUP.), *Vertigo geyery* LIND., *Vertigo pseudosubstriata* LŽK...

Vytvorili sme korelačnú stratigrafickú schému (tab. 2) so základnou charakteristikou fauny a paleoteploty jednotlivých chronostratigrafických stupňov.

Rozsiahlejšie spracovaná systematická časť práce s regionálnym prehľadom fosílnych aj recentných taxónov spolu s uvedenými zisteniami môže byť dobrým podkladom na ďalší biostratigrafický a paleoklimatický výskum nášho územia.

Klimatický vývoj vrchného pleistocénu a holocénu Slovenska nie je jednoduchý. Dôsledkom toho je náročnejšia stratigrafická interpretácia sedimentačných oblastí. Je preto nevyhnutné, aby sme pri výskume uplatňovali viaceré metódy štúdia (napr. štatistické, biometrické, izotopové...) a doplňali ich údajmi z iných vedných disciplín.

Naša práca je porovnateľná s tvorbou mandaly. Starostlivo ukladáme kamienok ku kamienku, až na konci utvoríme obraz poznania. Je to moment pravdy, výsledok nášho úsilia, ktorý sa v tú chvíľu stáva už nedostatočným, a my začíname odznova.

Literatúra

Alexandrowicz, S. W., 1993: Biometrical study of *Choanomphalus maacki* Gersfeldt, 1859 from the Baikal Lake. In: *Folia Malacologica* (Krakow), č. 5, s. 97 – 107.

Falkner, G., 1990: Vorschlag für eine Neufassung der Roten Liste der in Bayern vorkommenden Mollusken (Weichtiere). In: Mit einem revidierten systematischen Verzeichnis der in Bayern nachgewiesenen Molluskenarten. *Schriftenreihe Bayer.* München, Landensamt für Umweltschutz, 97, s. 61 – 112.

Holcová, K. a Maslowská, H., 1994: Štatistické metódy v paleontológii. Bratislava, Univ. Komenského, 130 s.

Horusitzky, H., 1905: *Die Umgebung von Tornócz und Ürmény im Komitat Nyitra.* In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1903 (Budapest), s. 268 – 305.

Horusitzky, H., 1906: *Über die agrogeologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen dem Vágflllusse und der kleinen Donau.* In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1904 (Budapest), s. 298 – 320.

Horusitzky, H., 1909: *Die agrogeologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen.* In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1907 (Budapest), s. 141 – 167.

Kernátsová, J., 2001: Vrchnopleistocénna a holocénna fauna mäkkýšov v oblasti Malých Karpát, Podunajskej nížiny, Hornonitrianskej kotliny a Záhorskej nížiny. *Dizertačná práca.* Manuskript. Bratislava, 252 s.

Lisický, M. J., 1991: *Mollusca Slovenska.* Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 340 s.

Ložek, V., 1952: Zpráva o paleontologickém výzkumu kvartéru v okolí Štúrova. In: *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 27, s. 174 – 179.

Ložek, V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. In: *Rozpr. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 17, č. 3, 510 s.

Ložek, V., 1956: *Klíč československých měkkýšů.* Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 487 s.

Ložek, V., 1957: Zoopaleontologický výzkum pleistocénnych travertínů. In: *Zpr. geol. Výzk. v r. 1957* (Praha), s. 124 – 126.

Ložek, V., 1964: Quarter mollusken der Tschechoslowakei. In: *Rozpr. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 31, č. 7, 374 s.

Petrbok, J., 1923: Příspěvek k seznání holocenních a pleistocenních měkkýšů Slovenska. In: *Čas. Mineral. Geol.* (Praha), 1, s. 1 – 3.

Petrbok, J., 1924: Měkkýši Slovenských travertínů. In: *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.* (Praha), 4, s. 155 – 171.

Petrbok, J., 1935: Měkkýši Slovenského kvartéru. In: *Rozpr. Čes. Akad. Věd* (Praha), 15, 16 s.

Sólymos, P. a Sümegi, P., 1999: The shell morphothermometer method and its application in paleoclimatic reconstruction. In: *Ann. Univ. Sci. budapest. Rolando Eötves, Sect. geol.* (Budapest), 32, s. 137 – 148.

Szöör, Gy., Sümegi, P. a Hertelendi, E., 1991: Malacological and isotope geochemical methods for tracing upper Quarternary climatic changes in Pécsi. *M. Studies in geography in Hungary.* Budapest, Geographical Research Inst., Hungarian Acad. Sci., s. 61 – 73.

Schmidt, Z., 1966: Paleomalakozoologický obsah sprašového komplexu v Komjaticiach a vzoriek z orientačného paleontologického výskumu na lokalitách Nitra – Čermáň, Čenkovský les a Marcelová. *Čiastková správa za rok 1966.* Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Schmidt, Z., 1968: Fauna fosílnych mäkkýšov sprašových komplexov Podunajskej nížiny (profil Milanovce, Moravany, Bratislava), Ipeľskej kotliny (Želovce) a Východoslovenskej nížiny (Veľké Kapušany, Kráľovský Chlmec). *Čiastková správa za rok 1968.* Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 2 – 31.

Schmidt, Z., 1977: Kvartérne mäkkýše Žitného ostrova. *Čiastková záverečná správa za rok 1977.* Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 2 – 81.

Schmidt, Z., 1978: Pleistocénna malakofauna spraší Hronskej pahorkatiny. *Čiastková záverečná správa za rok 1978.* Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 3 – 14.

Zhodnotenie foraminiferových asociácií vo vrte HGŽ-3 (Želiezovce, Dunajská panva, južné Slovensko)

ADRIENA ZLINSKÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia, zlinská@gssr.sk

Abstract. In borehole HGŽ-3 situated near the village Želiezovce (Danube Basin) from 39 samples on the basis of the study of foraminifers 2 stratigraphic stages, the Badenian (Early, Middle, Late) and Sarmatian (Early) were distinguished. The Early Badenian as to microfauna belongs to the *Lagenid* Zone (Grill, 1943), the Middle Badenian to the *Spiroplectammina carinata* Zone (Grill, 1941), the Late Badenian to the *Bulimina-Bolivina* Zone (Grill, 1941) and the Early Sarmatian to the *Elphidium reginum* Zone (Grill, 1941) (Tab. 1).

Kľúčové slová: vrt HGŽ-3, Dunajská panva – želiezovská priehlbina, biostratigrafia, stredný miocén (báden, sarmat), foraminifery

Obr. 1 Orientačná lokalizácia vrtu HGŽ-3 Želiezovce.

Obr. 2 Lokalizácia vrtu HGŽ-3 Želiezovce.

Na základe štúdia foraminifer boli sedimenty vo vrte HGŽ-3 (Želiezovce, Dunajská panva, obr. 1, 2, 3) začlenené do 2 chronostratigrafických jednotiek:

1. Spodný sarmat (10 – 200 m)

Spodnosarmatská mikroasociácia s prevahou elfídií (zóna *Elphidium reginum*; Grill, 1941, tab. 1), ale bez typickej formy *Elphidium reginum* (ORB.), sa zistila v hĺbke 150,4 – 155,5 m. Prítomné sú napr. *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.), *E. rugosum* (ORB.), *Bolivina sarmatica* DIDK., *Cibicides badenensis* (ORB.), *Lobatula lobatula* (W. – J.), *Ammonia beccarii* (L.). Rod *Elphidium* sa 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). Foraminifery sprevádzajú centrické, prevažne pyritizované rozsievky.

Z ostrakód bol prítomný druhu *Cytheridea hungarica* ZÁLANYI, ktorý poukazuje na spodnosarmatskú biozónu *Cytheridea hungarica – Aurila mehesi* (Jiříček, 1983).

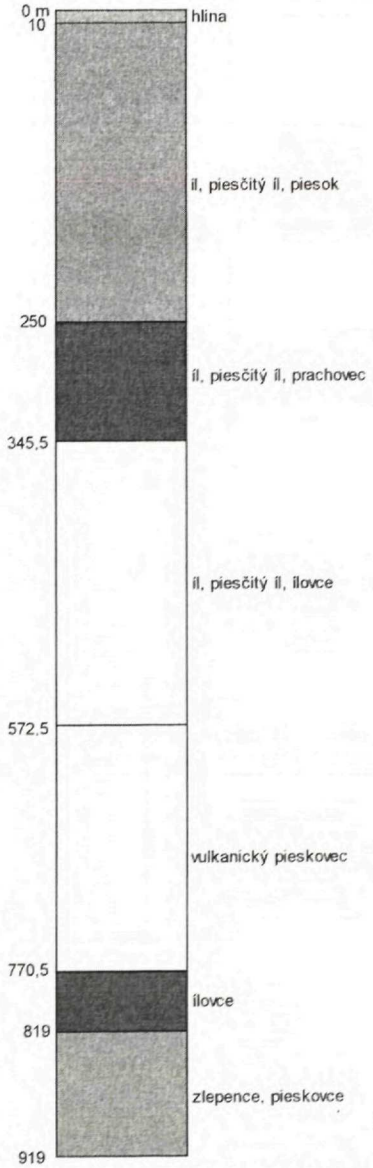
2. Vrchný báden (200 – 480 m)

V intervale 250,4 – 457,6 m má v určitých úsekoch kvantitatívnu prevahu bulimínovo-bolivínová asociácia foraminifer typická pre vrchný báden s výskytom druhov *Bulimina elongata elongata* ORB., *Valvulineria complanata* (ORB.), *Bolivina dilatata dilatata* RSS., *Bulimina schischkinskayae* (SAMOILOVA), *Bolivina dilatata maxima* C. – Z., *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Bulimina pupoides* (ORB.), *Bulimina ovula* (ORB.), *Bulimina elongata longa* (VENGL.), *Bolivina hebes* MACF., *Bolivina kodymi* C. – Z., *Bolivina pokornyi pokornyi* C. – Z., *Globigerina druryi* AKERS, *Valvulineria marmaroschensis* PISHV., *Bolivina dilatata brevis* C. – Z., *Bulimina insignis* LUCZKOWSKA. Mikrofaunisticky toto súvrstvie prislúcha k *bulimínovo-bolivínovej* biozóne (Grill, 1941; tab. 1).

V hĺbke 453,3 m má 98-percentné zastúpenie v mikrofaune planktonická zložka. Svedčí to o výbornej komunikácii sedimentačného priestoru s otvoreným morom.

3. Stredný báden (480 – 770,5 m)

V hĺbke 551,4 m sa z foraminifer – vápnitého planktónu – zistila *Globigerina nepenthes* TODD, obmedzená na stredný báden (vielič), a z vápnitého bentosu *Uvigerina aculeata orbignyana* CZJZ. Kompletná asociácia je znázornená v tab. 2. Mikrofaunisticky prislúcha k biozóne *Spiroplectammina carinata* (Grill, 1941; tab. 1).



Obr. 3 Litologický profil vrtu HGŽ-3 Želiezovce.

Tab. 1 Korelačná tabuľka chronostratigrafických jednotiek a foraminiferových zón bádenu a spodného sarmatu.

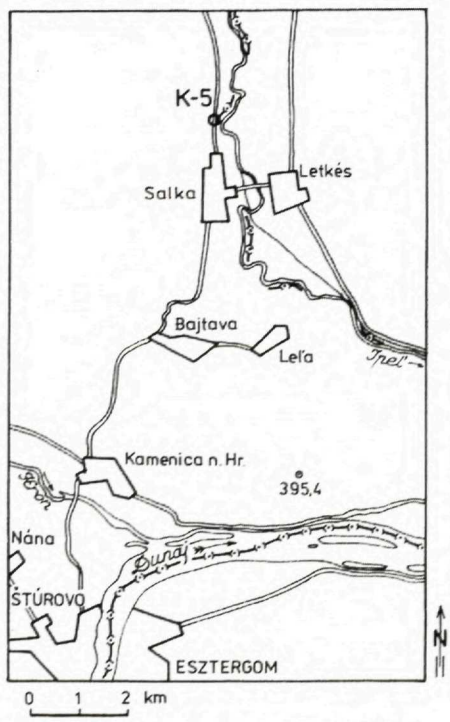
STUPEŇ			FORAMINIFEROVÉ ZÓNY (GRILL, 1941, 1943)
SARMAT	spodný	volhyn	*Elphidium reginum* (z. veľkých elfídií)
			amóniová zóna
BÁDEN	vrchný		bulimínovo-bolivínová z.
	stredný		*Spriroplectammina carinata* (z. aglutinancií)
	spodný		lagenidová

4. Spodný báden (770,5 – 916 m)

V hĺbke 801,5 – 801,6 m sa zistila v asociácii foraminifer (tab. 2) *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), v centrálnej Paratétys rozšírená iba v spodnej časti spodného bádenu (moravu), a v hĺbke 852,6 – 852,8 m *Uvigerina macrocarinata* P. – T., v centrálnej Paratétys obmedzená na spodný báden. Spoločenstvo foraminifer poukazuje na *lagenidovú* biozónu (Grill, 1941; tab. 1).

Biostratigrafické závery

Vo vrte HGŽ-3 sa študovalo celkovo 39 vzoriek na mikrofaunu. Prehľad zastúpenia jednotlivých taxónov je v tab. 2. Na základe foraminifer sme zistili 2 stratigrafické stupne: báden (spodný, stredný a vrchný) a sarmat. Ich korelácia s biozónami je znázornená v tab. 1.



Obr. 4 Lokalizácia vrtu Salka (K-5).

Študovaný vrt možno korelovať s neďalekými fáciostratotypovými vrtmi bádenu a sarmatu Salka (K-5) a Lontov (ŽI-2) (obr. 4, 5, 6).

Literatúra

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

Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. In: Oel u. Kohle (Berlin), 37, s. 595 – 602. Obr. 5 Lokalizácia vrtu Lontov (ŽI-2).

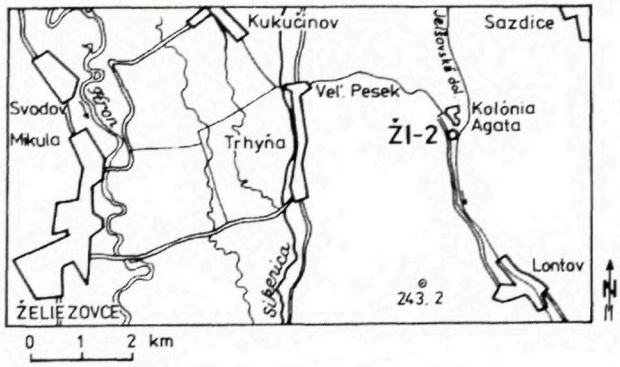
Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. In: Mitt. Reichsamts Bodenforsch. (Wien), 6, s. 33 – 44.

Jiříček, R., 1983: Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 4, s. 195 – 236.

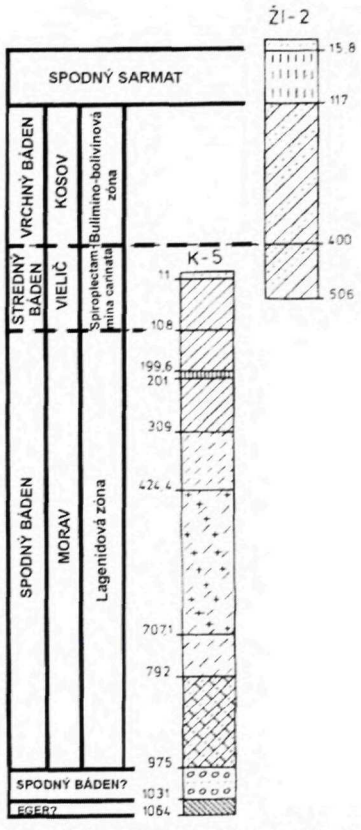
Tab. 2 Tabuľka zastúpenia taxónov v jednotlivých metrážach vrtu HGŽ-3

FORAMINIFERY	20	35	50,5	53,4	55,1	150,4-150,5	151,5-151,8	152,6-152,8	152,8-153,0	154,0 m	154,0-154,1	154,5-155,0	154,6-154,7	155,5	250,4	250,5-250,6	251,8	252,5-252,6	254,3-254,4	254,8	353,9	355,8	450,6	451,5	452,7-452,8	453,3	456,0-456,2	457,5-457,6	550,2	551,4	559,1	650,9	652,4-652,6	654,7-654,8	800,7-800,8	801,5-801,6	801,8-802,0	852,6-852,8	853,4-853,6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	SARMAT					SPODNÝ SARMAT									VRCHNÝ BADEN														STR.BADEN			SPODNÝ BADEN							
Allomorphina trigona Rss.																													+	+	+		+						
Ammonia beccarii (L.)				+	+	+	+		+		+					+	+			+		+	+									+							
Angulogerina angulosa (Williamson)																+																							
Asterigerinata planorbis (Orb.)						+									+	+	+					+											+						
Bolivina aff. viennensis Marks																															+								
Bolivina dilatata brevis C.-Z.																												+											
Bolivina dilatata dilatata Rss.				+											+		+			+	+	+																	
Bolivina dilatata maxima C.-Z.																+				+	+	+			+		+												
Bolivina ex gr. dilatata Rss.					+														+							+													
Bolivina hebes Macf.																				+																			
Bolivina kodymi C.-Z.																				+																			
Bolivina plicatella Cush.																														+									
Bolivina pokornyi pokornyi C.-Z.																							+		+														
Bolivina sarmatica Didk.						+																																	
Bolivina scalprata retiformis Cush.																													+										
Bolivina sp.																							+		+						+								
Budashevaella willsoni (Smith)																															+								
Bulimina aculeata Orb.																													+										
Bulimina cf. aculeata Orb.																									+														
Bulimina elongata (Orb.)				+	+						+					+						+		+			+				+								
Bulimina elongata elongata (Orb.)																	+	+		+			+		+	+	+			+									
Bulimina elongata longa (Vengl.)																		+		+					+														
Bulimina insignis Luczkowska																												+											
Bulimina pupoides (Orb.)																	+						+		+	+	+		+	+	+								
Bulimina pyrula (Orb.)																		+							+			+											
Bulimina schischkinskayae (Samoilova)																+					+		+		+			+											
Bulimina striata mexicana Cush.)																													+										
Bulimina striata striata Orb.																														+	+								
Cassidulina laevigata Orb.					+											+				+										+									
Cassidulina oblonga (Rss.)																													+										
Cibicides badenensis (Orb.)						+																																	
Cibicides sp.					+										+							+								+									
Cibicidoides pseudoungerianus (Cush.)																												+	+	+									+
Cibicidoides ungerianus (Orb.)																													+	+		+							
Cribrostomoides columbiensis columbiensis (Cush.)																	+																						
Cribrostomoides sp.																													+										
Cycloforina contorta (Orb.)																								+															
Elphidium crispum (L.)				+		+				+		+	+																										
Elphidium ex gr. flexuosum (Orb.)														+																									
Elphidium fichtelianum (Or.)					+			+	+			+									+					+													
Elphidium flexuosum flexuosum (Orb.)	\					+			+	+				+																									
Elphidium granosum (Orb.)														+																									
Elphidium macellum (F.-M.)				+		+			+	+	+	+		+			+																					
Elphidium obtusum (Orb.)									+	+		+		+																									
Elphidium rugosum (Orb.)						+	+		+	+	+	+	+	+																									
Fissurina sp.																+																							
Frondicularia sp.											+																												
Fursenkoina acuta (Orb.)				+	+											+	+	+					+		+	+	+	+	+	+			+						
Globigerina aff. apertura Cush.																														+									
Globigerina apertura Cush.																+																							
Globigerina bulloides (Orb.)															+	+	+			+	+	+	+		+	+		+		+	+								
Globigerina concinna Rss.				+							+				+					+		+	+						+										
Globigerina diplostoma Rss.																														+									
Globigerina druryi Akers																							+																
Globigerina nepenthes Todd																														+									
Globigerina praebulloides Blow					+						+					+					+				+				+										
Globigerina quinqueloba Natland																														+									
Globigerina sp.																			+	+											+					+			
Globigerina tarchanensis Subb.-Chutz.																+															+								
Globigerinella cf. regularis (Orb.)																																			+				
Globigerinella obesa (Bolli)				+											+	+					+			+						+	+								
Globigerinella regularis (Orb.)																												+			+								
Globigerinoides quadrilobatulus (Orb.)																								+		+		+		+	+								
Globigerinoides sp.																							+																
Globigerinoides subsacculifer Cita - Premoli-Silva - Rossi																										+													
Globigerinoides trilobus (Rss.)									+		+						+					+		+	+	+		+	+	+	+	+			+	+		+	+
Globoquadrina altispira (Cush.-Jarvis)																													+										
Globoquadrina larmeui Akers																													+										
Globoquadrina sp.																																				+			
Globorotalia bykovae bykovae (Aisenstat)																						+																	
Globorotalia sp.																				+					+														
Guttulina communis Orb.																													+	+									
Hansenisca soldanii (Orb.)																+													+	+	+								+
Hanzawaia boueana (Orb.)															+	+																							
Haplophragmoides ex gr. vasicekí C.-Z.																	+																						
Haplophragmoides sp.																								+															
Haplophragmoides vasicekí vasicekí C.-Z.																							+	+					+		+								
Heterolepa dutemplei (Orb.)																		+					+	+	+	+	+	+		+	+			+					+
Lagena acuticosta Rss.																					+																		
Lagena hispida Rss.																+																							
Lagena sp.					+																																		
Lenticulina cultrata (Montf.)																													+										
Lenticulina sp.																															+								
Lobatula lobatula (W.-J.)							+	+				+												+															
Melonis pompilioides (F.-M.)																																						+	+
Nodosaria sp.																								+															
Nonion bogdanowiczi (Volosh.)								+																															
Nonion commune (Orb.)					+						+					+	+	+				+	+		+		+	+					+	+	+		+		
Nonion sp.															+																								
Orbulina suturalis Broenn.				+							+														+	+	+	+											+
Pappina compressa (Cush.)																												+											
Pappina ex gr. bononiensis (P.-T.)				+	+																																		
Pappina primiformis (P.-T.)																+																							
Paragloborotalia? mayeri (Cush.-Ell.)																	+																						
Plectofrondicularia digitalis (Neugeb.)																+						+																	
Praeglobulina ovula (Orb.)																	+	+																					
Praeorbulina glomerosa (Blow)																	+								+														
Pullenia bulloides (Orb.)																+						+							+	+	+		+	+				+
Pullenia quinqueloba (Rss.)																													+										
Quinqueloculina sp.																	+								+														
Reophax sp.																									+				+										
Reticulophragmium venezuelanum (Maync)																														+									
Sphaeroidina bulloides Orb.																											+		+	+	+								+
Spiroloculina canaliculata Orb.																														+									
Spiroplectinella acuta (Rss.)																															+								
Spiroplectinella carinata (Orb.)																											+			+	+								
Stilostomella adolphina (Orb.)																+																							
Stilostomella advena (Cush. - Laim.)					+											+																	+			+			
Stilostomella sp.																			+	+																			
Subbotina aff. cognata (Pischv.)																											+												
Trifarina bradyi Cush.																+																							
Uvigerina aculeata aculeata Orb.																								+															
Uvigerina aculeata orbignyana Czjz.																														+									
Uvigerina brunnensis Karrer																															+								
Uvigerina ex gr. semiornata Orb.																																		+					
Uvigerina kusteri Daniels-Spiegler																															+								
Uvigerina macrocarinata P.-T.																																						+	
Uvigerina semiornata Orb.																													+	+	+								+
Uvigerina sp.																					+																		
Valvulineria complanata (Orb.)		+													+		+				+	+				+				+	+				+				
Valvulineria marmaroschensis Pischv.																									+	+			+			+							

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
GEOLOGICKÁ KNIŽNICA



Obr. 5 Lokalizácia vrtu Lontov (ŽI-2).



Obr. 6 Profil vrtov K-5 (Salka) a ŽI-2 (Lontov).

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

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

Vysvetlivky k fototabuľkám

Fototab. I

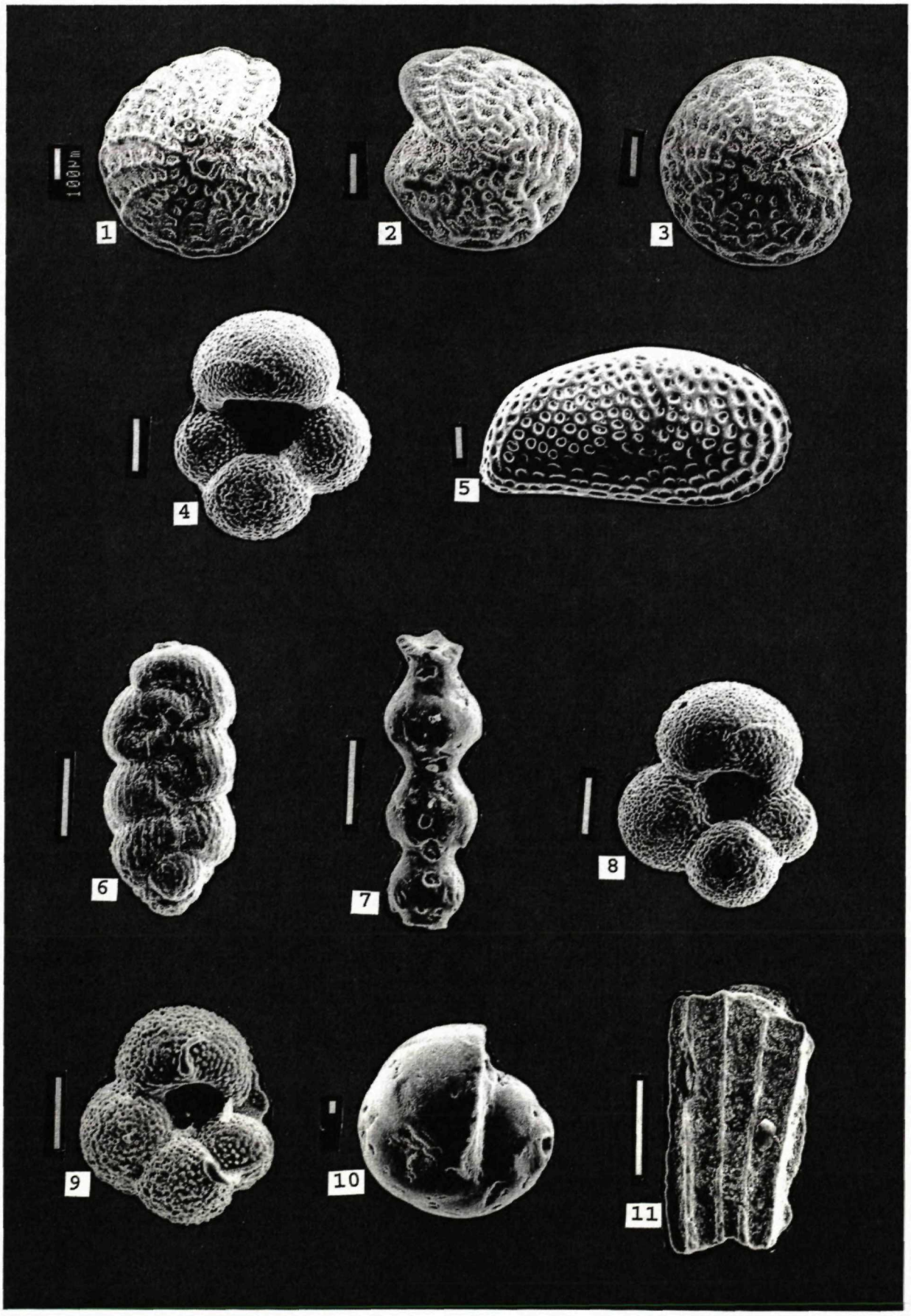
1 *Elphidium rugosum* (ORB.), 154 m.
2 *Elphidium macellum* (F. – M.), 154 m.
3 *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.), 154 m.
4 *Globigerina praebulloides* BLOW, 250,5 m.
5 *Cytheridea hungarica* (ZAL.), 154 m.
6 *Pappina primiformis* (P. – T.), 250,5 m.
7 *Stilostomella adolphina* (ORB.), 250,5 m.
8, 9 *Globigerina praebulloides* BLOW, 250,5 m.
10 *Pullenia bulloides* (ORB.), 250,5 m.
11 *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEB.), 250,5 m.

Fototab. II

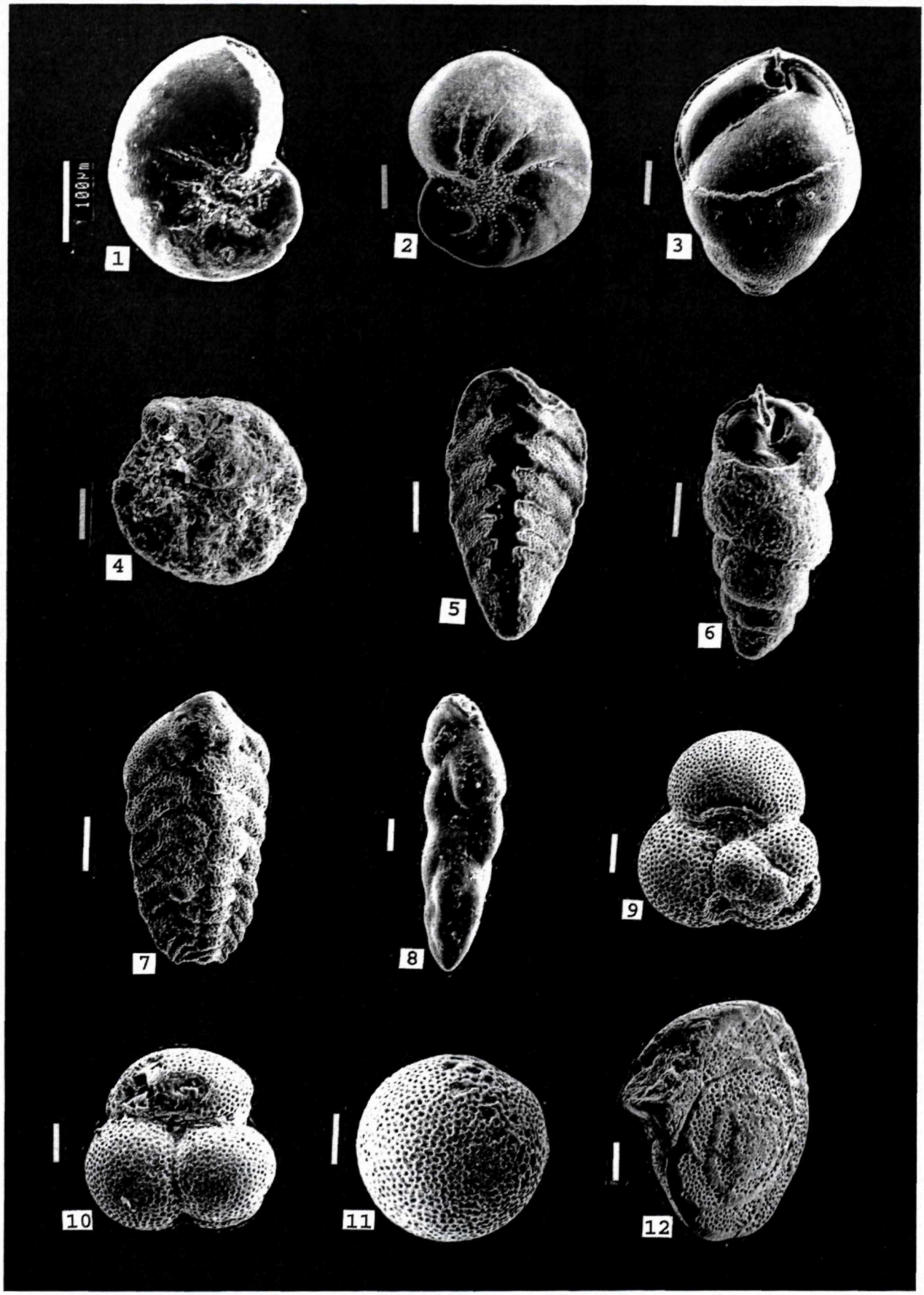
1,2 *Nonion commune* (ORB.), 250,5 m.
3 *Bulimina pupoides* (ORB.), 251,8 m.
4 *Haplophragmoides* ex *gr. vasiceki* C. – Z., 251,8 m.
5 *Bolivina dilatata maxima* C. – Z., 254,8 m.
6 *Bulimina elongata elongata* ORB., 254,8 m.
7 *Bolivina sp.*, 450,6 m.
8 *Fursenkoina acuta* (ORB.), 452,7 m.
9, 10 *Globigerinoides subsacculifer* CITA – PREMOLI-SILVA – ROSSI, 453,3 m.
11 *Orbulina suturalis* BROENN., 453,3 m.
12 *Heterolepa dutemplei* (ORB.), 453,3 m.

Fototab. III

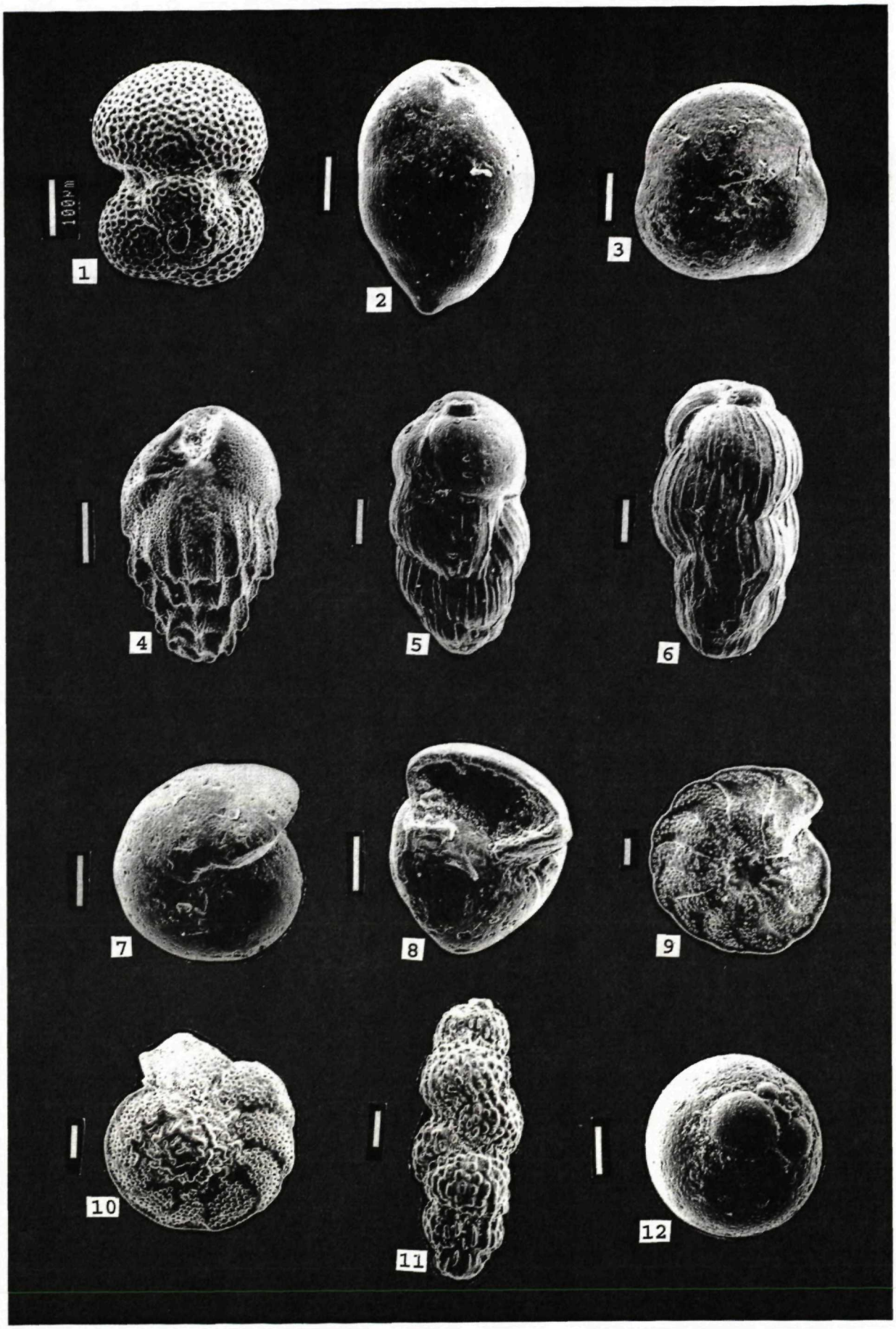
1 *Globigerinoides trilobus* (RSS.), 453,3 m.
2 *Bulimina pupoides* (ORB.), 453,3 m.
3 *Sphaeroidina bulloides* ORB., 550,2 m.
4 *Bulimina striata mexicana* CUSH., 550,2 m.
5, 6 *Uvigerina semiornata semiornata* ORB., 550,2 m.
7, 8 *Hansenisca soldanii* (ORB.), 550,2 m.
9, 10 *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.), 550,2 m.
11 *Uvigerina kusteri* VON DANIELS – SPIEGLER, 559,1 m.
12 *Orbulina suturalis* BROENN., 801,6 m.



Fototab. I



Fototab. II



Fototab. III

Nové stratigrafické údaje z paleogénu Zvolenskej kotliny

ADRIENA ZLINSKÁ[1], IVAN FILO[1], AIDA ANDREJEVA-GRIGOROVIČ[2] a ZUZANA SIRÁŇOVÁ[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
zlinska@gssr.sk, filo@gssr.sk, siranova@gssr.sk
[2]PF UK, Katedra geológie a paleontológie, 842 26 Bratislava, Slovenská republika, aida_grigorovich@mail.ru

Abstract. From outerops situated at the NW margin of the Zvolenská kotlina depression (Fig. 1) 6 samples were studied (B-28 Kordíky, BB-35 Tajov, BB-40 Tajov, BB-45 Králiky, BB-62 Malachov and SH-1 Kordíky; Fig. 2) as to foraminifers and nannoplankton from the point at view of stratification. The earliest associations were found in the area of Tajov (sample BB-40), which indicate the Lower Kiscelian belonging to the nannoplankton NP-23 Zone (Tab. 1).

The association from the area of Kordíky (sample BB-28) belongs to the upper part of the Lower to lower part of the Upper Kiscelian, samples BB-45 (Králiky), BB-62 (Malachov) and SH-1 (Kordíky) may be dated to the Upper Kiscelian (NP-24 Zone). The latest associations come from sample BB-35, which we range to the Upper Kiscelian to Lower Egerian (NP 24-25 Zone; Tab. 2).

The lower most lower part of the flysch formation (BB-40 and BB-28 samples) corresponds in stratigraphy to the flyschoid formation with prevalence of the pelitic constituent from the area of Ľubietová, the higher part (BB-45, BB-62, BB-35 and SH-1 samples) is somewhat younger.

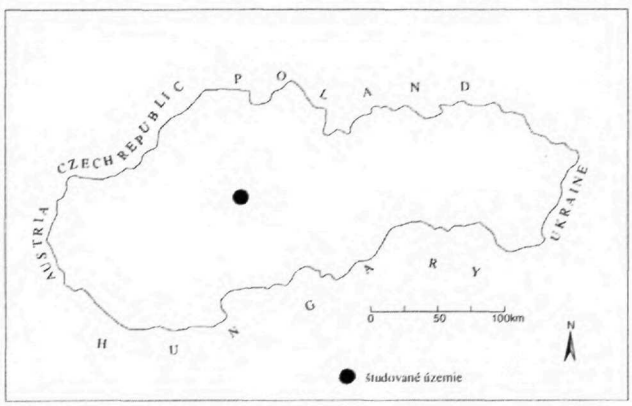
Key words: biostratigraphy, foraminifers, nannoplankton, Paleogene, Zvolenská kotlina depression

Úvod a charakteristika skúmaného problému

V rámci geologického mapovania regiónu Starohorské vrchy – Čierťaž – severná časť Zvolenskej kotliny (listy 1 : 25 000, 36-141 Staré Hory – Havrila et al., 2001; 36-143 Banská Bystrica – Kováč et al.., 2001) sme biostratigraficky na základe malých foraminifer a vápnitého nanoplanktónu vyhodnotili paleogénne flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov na sz. okraji Zvolenskej kotliny (obr. 1, 2). Paleogén v tejto oblasti v minulosti spracovali viacerí autori (Jaroš a Losert, 1957; Losert a Náprstek, 1957; Náprstek a Röhlich, 1957; Stáhalík, 1958; Jaroš et al., 1966; Pacltová, 1966; Pulec, 1967, 1969). Konkrétne a relevantné biostratigrafické výsledky však prinieslo len štúdium veľkých foraminifer z okolia Králik a Kordík (Vaňová, 1972) a nanoplanktónu z vrtu JK-9 pri Kordíkoch (Bystrická, 1979).

V paleogénnych sedimentoch sv. úpätia Kremnických vrchov možno vymedziť 2 súvrstvia: bazálne (cf. borovské) a flyšové s výraznou prevahou pelitickej zložky (cf. hutianske – Filo in Havrila et al., 2001; Kováč et al., 2001; obr. 3).

Bazálne súvrstvie tvorené drobnozrnnými karbonátovými zlepencami, jemnozrnnými pieskovcami, organodetritickými pieskovcami, piesčitými a organodetritickými

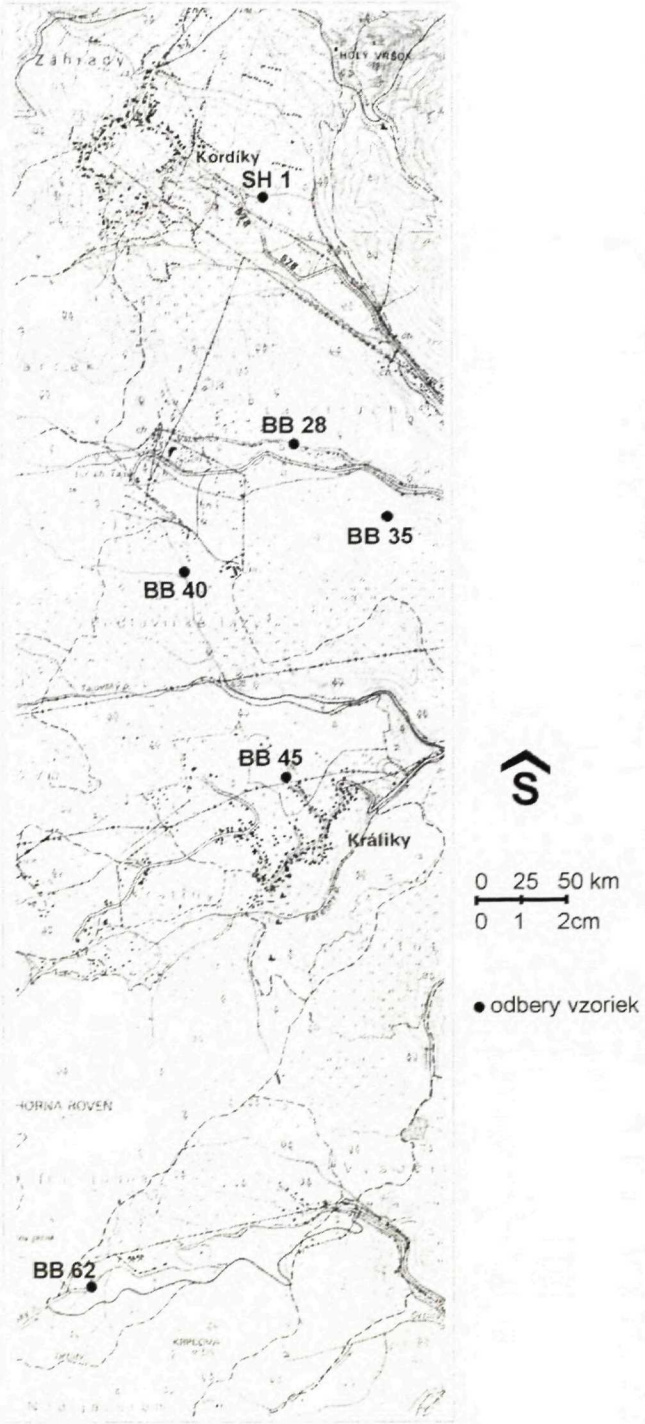


Obr. 1 Mapka študovaného územia.

vápencami poskytlo bohatú faunu veľkých foraminifer, ktorú Buček (2001) zaradil do spodného priabónu [*Nummulites* cf. *anomalus* DE LA HARPE, *N. chavanessi* DE LA HARPE, *N.* cf. *fabianii* (PREVER), *N.* cf. *garnieri* BOUSSAC, *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. pulchellus* DE LA HARPE, *N. semicostatus* (KAUFMANN), *N. striatus* (BRUGUIERE), *N. variolarius* (LAMARCK), *Assilina (Operculina) alpina* (DOUVILLÉ), *A. gomezi* COLOM et BAUZÁ, *Discocyclina augustae* WEIJDEN, *D. nummulitica* (GUEMBEL), *D. pratti* (MICHELIN), *D. pulcra* CHECCHIA – RISPOLI, *D. sella* (D'ARCHIAC), *D. varians* (KAUFMANN)].

Flyšové súvrstvie sa začína horizontom stredno- až hrubozrnných pieskovcov (vápnitých sublitických arenitov – Siráňová, 2001) s veľkými foraminiferami vrchného priabónu [*Nummulites fabianii* (PREVER), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N.* cf. *pulchellus* DE LA HARPE, *N. semicostatus* (KAUFMANN), *N. striatus* (BRUGUIERE), *Assilina gomezi* COLOM et BAUZÁ, *Discocyclina pratti* (MICHELIN), *D. sella* (D'ARCHIAC)] (Buček, l. c.).

Nadložnú časť súvrstvia charakterizuje výrazná prevaha pelitickej zložky zastúpenej bridličnatými sivými, tmavosivými, svetlozelenosivými a hnedými vápnitými ílovcami s okrovými a čiernymi povlakmi. Ílovce väčšinou obsahujú prachovitú prímes. V takých prípadoch sú často laminované a obsahujú uhoľnú drvinu. Aleuritickú zložku súvrstvia tvoria tenkodoskovité sivočierne laminované prachovce s uhoľnou drvinou a okrovými povlakmi. Psamitickú zložku zastupujú doskovité rovnoploché sivé a sivomodré, stredno- až jemnozrnné pieskovce s pozi-



Obr. 2 Mapka lokalizácie vzoriek.

tívnym gradačným zvrstvením, planparalelnou až vlnovitou laminációu (intervaly Ta – Tc), so sľudou a drobnou uhoľnou drvinou. V súvrství sa lokálne vyskytujú aj lavicovité nerovnoploché sivé, stredno- až hrubozrnné pieskovce (litické až sublitické ± vápnité arenity – Siráňová, l. c.) s veľkými foraminiferami, intraklastmi diskocyklínových vápencov a obliakmi kremeňa, dolomitov, kremencov, vápencov, bridlíc a metamorfitov.

Metodika

Z ílovcov flyšového súvrstvia sa spracovalo 6 vzoriek (obr. 1, 2), ktoré poskytli nasledujúce spoločenstvá malých foraminifer (Zlinská, 2001) a vápnitého nanoplanktónu (Grigorovič in Zlinská, l. c.) (tab. 1).

BB-28 (Kordíky)

Foraminifery: *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *G. ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *G. postcretacea* MYATLYUK, *Lobatula lobatula* (W. et J.), *Nonion affine* (REUSS), *Tenuitella danvillensis* (HOWE et WALLACE).

BB-35 (Tajov)

Foraminifery: *Ammodiscus tenuissimus* GRZYBOWSKI, *Bathysiphon filiformis* SARS, *Bolivina* sp., *Catapsydrax* cf. *primitivus* (BLOW et BANNER), *Cyclammina* sp., *Globoquadrina winkleri* (BERMUDEZ), *Hansenisca girardana* (REUSS), *Subbotina gortanii* (BORSETTI), *Vulvulina haeringensis* (GÜMBEL).

Nanoplanktón: *Coccolithus* sp., *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Reticulofenestra bisecta* (HAY et ALL.), *Sphenolithus* cf. *conicus* BUKRY, *S.* cf. *dissimilis* BUKRY, *S. moriformis* BRONN. et STR., *S.* sp., *Zygrhablithus bijugatus* DEFL.

BB-40 (Tajov)

Foraminifery: *Discorbis discoides* (ORB.), *Globigerina ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *Lobatula lobatula* (W. et J.), *Subbotina linaperta* (FINLAY), *S. tapuriensis* BLOW et BANNER.

Nanoplanktón: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Reticulofenestra bisecta* (HAY et ALL.), *R. lockeri* MÜLLER, *R. ornata* MÜLLER, *R.* sp.

BB-45 (Králiky)

Foraminifery: *Bathysiphon filiformis* SARS, *Bolivina koessenensis* LINDBERG, *Cyclammina* sp., *Dentalina approximata* REUSS, *D. intermedia* HANTKEN, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Hansenisca girardana* (REUSS), *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Karreriella chilostoma* (REUSS), *Lenticulina inornata* (ORB.), *Nodosaria acuminata* HANTKEN, *N. contorta* HANTKEN, *Planularia karolyi* CICHA et RŐGL, *Pullenia bulloides* (ORB.), *Saracenaria arcuata* (ORB.), *Subbotina gortanii* (BORSETTI), *S. praeturritilina* (BLOW et BANNER), *Uvigerina pygmaea* ORB., *Vulvulina haeringensis* (GUMBEL).

Nanoplanktón: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Helicosphaera compacta* BRAML. et WILC., *H. intermedia* MARTINI, *Pontosphaera* cf. *pygmaea* LOCKER, *P.* cf. *rothii* HAG, *Reticulofenestra bisecta* (HAY et ALL.), *Sphenolithus moriformis* BRONN. et STR.

BB-62 (Malachov)

Foraminifery: *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Bathysiphon filiformis* SARS, *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Cyclammina* sp., *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G. praebulloides* BLOW.

Tab. 1 Zastúpenie jednotlivých taxónov v študovaných vzorkách.

Druh	BB-35	BB-45	BB-62	SH-1	BB-28	BB-40
Foraminifery						
Catapsydrax cf. *primitivus* (BLOW et BANNER)	x					
Globoquadrina winkleri (BERMUDEZ)	x					
Ammodiscus tenuissimus GRZYBOWSKI	x					
Vulvulina haeringensis (GÜMBEL)	x	x				
Subbotina gortanii (BORSETTI)	x	x				
Hansenisca girardana (REUSS)	x	x				
Bathysiphon filiformis SARS	x	x	x			
Nodosaria acuminata HANTKEN		x				
Nodosaria contorta HANTKEN		x				
Dentalina approximata REUSS		x				
Dentalina intermedia HANTKEN		x				
Uvigerina pygmaea ORB.		x				
Pullenia bulloides (ORB.)		x				
Heterolepa dutemplei (ORB.)		x				
Bolivina koessenensis LINDBERG		x				
Karreriella chilostoma (REUSS)		x				
Saracenaria arcuata (ORB.)		x				
Planularia karolyi CICHA et RÖGL		x				
Lenticulina inornata (ORB.)		x				
Subbotina praeturritilina (BLOW et BANNER)		x				
Globigerina praebulloides BLOW		x	x	x		
Globigerina officinalis SUBBOTINA			x	x		
Bolivina fastigia CUSHMAN			x	x		
Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)			x	x		
Bulimina coprolithoides ANDREAE				x		
Chiloguembelina gracillima (ANDREAE)				x		
Pararotalia canui (CUSHMAN)				x		
Cibicidoides ungerianus (ORB.)				x		
Bolivina crenulata CUSHMAN				x		
Globigerina ouachitaensis HOWE et WALLACE				x	x	x
Nonion affine (REUSS)					x	
Tenuitella danvillensis (HOWE et WALLACE)					x	
Globigerina ampliapertura BOLLI					x	
Globigerina postcretacea MYATLYUK					x	
Lobatula lobatula (W. et J.)					x	x
Discorbis discoides (ORB.)						x
Subbotina linaperta (FINLAY)						x
Subbotina tapuriensis BLOW et BANNER						x
Nanoplanktón	BB-35	BB-45	BB-62	SH-1	BB-28	BB-40
Sphenolithus cf. *conicus* BUKRY	x					
Sphenolithus cf. *dissimilis* BUKRY	x					
Sphenolithus moriformis BRONN. et STR.	x	x		x		
Reticulofenestra bisecta (HAY et ALL.)	x	x		x		x
Cyclicargolithus floridanus (ROTH et HAY)	x	x		x		x
Zygrhablithus bijugatus DEFL.	x			x		
Helicosphaera intermedia MARTINI		x				
Pontosphaera cf. *rothii* HAG		x				
Pontosphaera cf. *pygmea* LOCKER		x				
Helicosphaera compacta BRAML. et WILC.		x		x		
Coccolithus pelagicus (WALL.)				x		
Pontosphaera multipora (KAMP.)				x		
Cyclicargolithus cf. *abisectus* MÜLLER				x		
Braarudosphaera bigelowi (GRNAN. et BRAARUD.)				x		
Reticulofenestra lockeri (MÜLLER)				x		x
Retilulofenestra ornata MÜLLER						x

SH-1 (Kordíky)

Foraminifery: *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Bolivina crenulata* CUSHMAN, *B. fastigia* CUSHMAN, *Bulimina coprolithoides* ANDREAE, *Chiloguembelina gracillima* (ANDREAE), *Cibicidoides ungerianus* (ORB.), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G. ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *G. praebulloides* BLOW, *Pararotalia canui* (CUSHMAN).

Nanoplanktón: *Braarudosphaera bigelowi* (GRNAN. et BRAARUD.), *Coccolithus pelagicus* (WALL.), *Cyclicargolithus* cf. *abisectus* MULLER, *C. floridanus* (ROTH et HAY), *Helicosphaera compacta* BRAML. et WILC., *H.* sp., *Pontosphaera multipora* (KAMP.), *Reticulofenestra bisecta* (HAY et ALL.), *R. lockeri* (MÜLLER), *Sphenolithus moriformis* BRON. et STR., *Zygrhablithus bijugatus* DEFL.

Záver

Získané spoločenstvá umožňujú nasledujúce stratigrafické zaradenie jednotlivých vzoriek (obr. 3):

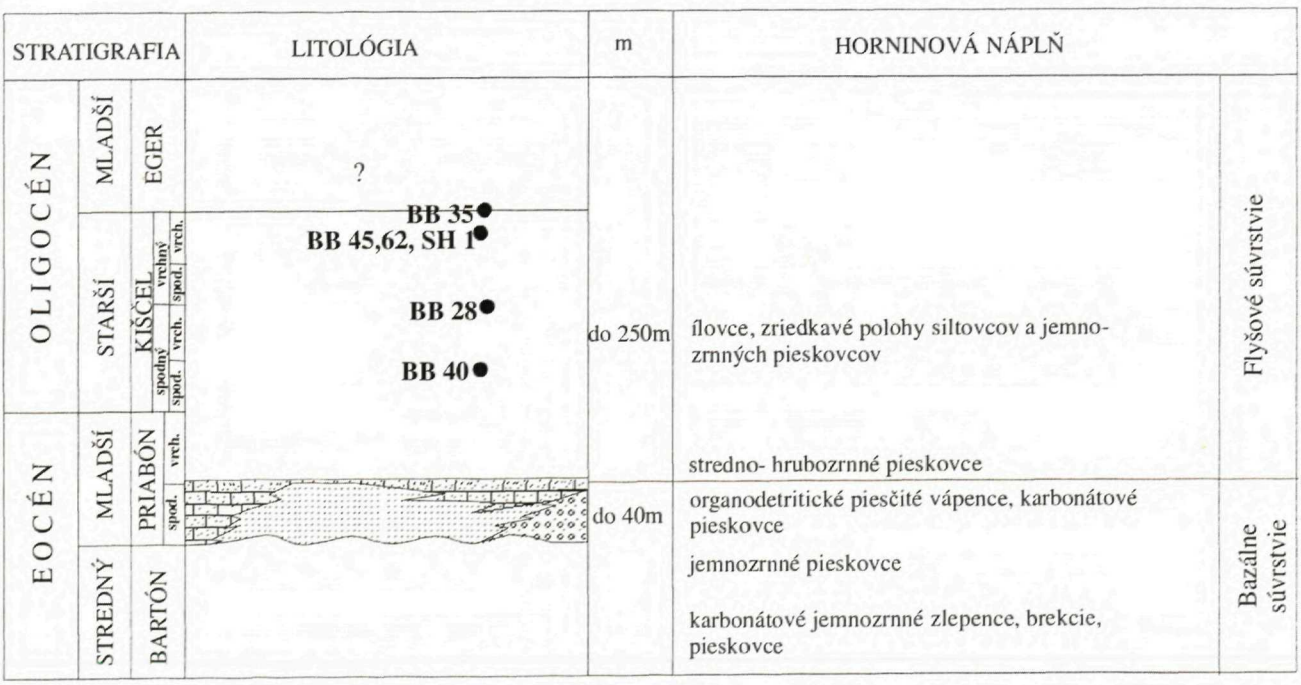
1. najstaršie spoločenstvá pochádzajú z lokality BB-40 (Tajov), ktorú možno zaradiť do spodného kišcelu (nanoplanktónová zóna NP-23) (Martini, 1971; tab. 2),

2. spoločenstvo zo vzorky BB-28 (Kordíky) patrí k vrchnej časti spodného kišcelu až k spodnej časti vrchného kišcelu;

3. vzorky BB-45 (Králiky), BB-62 (Malachov) a SH-1 (Kordíky) možno datovať do vrchného kišcelu (zóna NP-24; Martini, 1971; tab. 2); toto zaradenie je ekvivalentné datovaniu nanoplanktónu z vrtu JK-9 v okolí Kordík (Bystrická, 1979);

Tab. 2 Korelačná tabuľka chronostratigrafických jednotiek a foraminiferových a nanoplanktónových biozón (Zlinská, 2001).

STUPEŇ				Regionálna zonácia ZK (Samuel a Salaj, 1984)	Berggren et al., 1995 (foraminifery)	Martini, 1971 (nanoplanktón)
OLIGOCÉN	vrchný	chat	kišcel	Globigerina angulisuturalis	P 22	NP 25
				Globigerina opima opima	P 21	NP 24
	spodný	rupel		Globigerina ampliapertura	P 20	
				Globigerina postcretacea	P 19	NP 23
						NP 22
EOCÉN	vrchný	priabón	vrch.	Globigerina officinalis	P 18	NP 21
					P 17	
			str.		P 16	NP 19/20
			sp.	Globigerinatheka semiinvoluta	P 15	NP 18



Obr. 3 Litostratigrafická kolónka paleogénu sz. časti Zvolenskej kotliny.

4. najmladšie spoločenstvá pochádzajú zo vzorky BB-35 (Tajov), ktorá patrí k vrchnému kišcelu až spodnému egeru (zóny NP-24 – 25; Martini, 1971; tab. 2).

Nižšia úroveň flyšového súvrstvia [BB-40 (Tajov) a BB-28 (Kordíky)] biostratigraficky zodpovedá flyšoidnému súvrstviu s prevahou pelitickej zložky z okolia Ľubietovej (Zlinská et al., 2001), vyššia časť [BB-45 (Králiky), BB-62 (Malachov), SH-1 (Kordíky), BB-35 (Tajov)] je o niečo mladšia.

Diskusia

Z časti študovaných vzoriek robila analýzy na nanoplanktón aj druhá špecialistka. Rovnako sa študovali aj veľké foraminifery. Žecová (2000) druhovo bohatšie spoločenstvá zaradila do stredného eocénu (BB-40), vrchného eocénu (BB-45) a spodného oligocénu (BB-35, SH-1). Poloha hrubozrnných pieskovcov z bodu BB-35 poskytla veľké foraminifery spodného oligocénu (Buček, 2001).

Problém odlišného zónovania na základe nanoplanktónu, ako aj korelácie medzi veľkými a malými foraminiferami a nanoplanktónom by mali byť predmetom ďalšieho štúdia.

Literatúra

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III a Aubry, M.-P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ., 54, 129 s.

Buček, S., 2001: Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminifer na úl. 150: Starohorské vrchy, Čierťaž a severná časť Zvolenskej kotliny (list 36-143 Banská Bystrica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bystrická, H., 1979: Middle-Oligocene calcareous nannoplankton in the Banskobystrická kotlina (depression). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 123– 145.

Havrila, M., Filo, I., Kohút, M., Lexa, J., Maglay, J., Vozár, J., Vozárová, A. a Buček, S., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Staré Hory (36-141) a časť listu Krížna (36-123). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Jaroš, J., Koutek, J., Kubíny, D. et al., 1966: Vysvetlivky k listu 1 : 50 000, Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Jaroš, J. a Losert, J., 1957: Geologické poměry území mezi Harmancem a Tajovem severozápadně od Banské Bystrice. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 10, s. 107 – 118.

Kováč, P., Hók, J., Maglay, J., Filo, I., Lexa, J., Filová, I., Elečko, M., Boorová, D., Siráňová, Z., Buček, S. a Zlinská, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-143 Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Losert, J. a Náprstek, V., 1957: Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a Banskou Bystricí. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 11, s. 135 – 144.

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Proc. 2nd Plankt. conf. Roma 1970, Roma, s. 739 – 785.

Náprstek, V. a Röhlich, P., 1957: Geologické poměry širšího okolí Králík, Tajova a Malachova západně od Banské Bystrice. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 10, s. 119 – 127.

Pacltová, B., 1966: Závěrečná zpráva o mikropaleobotanickém a palynologicko-biostratigrafickém výzkumu na listu B. Bystrica (M-34-111-C) 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pulec, M., 1967: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Záverečná zpráva. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pulec, M., 1969: Litobiostratigrafický výskum vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Kandidátska práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Samuel, O. a Salaj, J., 1984: Microbiostratigraphical division of West Carpathians Mesozoic and Paleogene. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 9, s. 11 – 71.

Siráňová, Z., 2001: Petrografické vyhodnotenie výbrusov (list Banská Bystrica 36-143 1 : 25 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Stáhalík, J., 1958: Zpráva o geologickém mapování a průzkumu rtuťových ložisek u Malachova a Tajova východně od Banské Bystrice. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 12, s. 59 – 63.

Vaňová, M., 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the Upper Hron Depression, and the Budín paleogene around Štúrovo. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 17, s. 5 – 104.

Zlinská, A., 2001: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek na úl. 150: Starohorské vrchy, Čierťaž a s. časť Zvolenskej kotliny (listy 36-141 Staré Hory, 36-142 Lučatín a 36-143 Banská Bystrica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., Andrejeva-Grigorovič, A. a Filo, I., 2001: Biostratigrafická analýza vzoriek z odkryvov sz. od Ľubietovej. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 71 – 76.

Žecová, K., 2000: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vápnitého nanoplanktónu z lokalít Kordíky, Tajov, Králiky, Ľubietová. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Resumé

Z odkryvov situovaných sz. na okraji Zvolenskej kotliny (obr. 1) sa z hľadiska stratifikácie študovalo 6 vzoriek (BB-28 Kordíky, BB-35 Tajov, BB-40 Tajov, BB-45 Králiky, BB-62 Malachov a SH-1 Kordíky; obr. 2) na foraminifery a nanoplanktón. Najstaršie asociácie sa zistili v oblasti Tajova (vz. BB-40). Indikujú spodný kišcel prislúchajúci k nanoplanktónovej zóne NP-23 (tab. 1). Spoločenstvo z oblasti Kordík (vz. BB-28) patrí k vrchnej časti spodného kišcelu až k spodnej časti vrchného kišcelu, vzorky BB-45 (Králiky), BB-62 (Malachov) a SH-1 (Kordíky) možno datovať do vrchného kišcelu (zóna NP-24). Najmladšie asociácie pochádzajú zo vzorky BB-35, ktorú priraďujeme k vrchnému kišcelu až spodnému egeru (zóny NP-24 – 25).

Nižšia úroveň flyšového súvrstvia (BB-40 a BB-28) stratigraficky zodpovedá flyšoidnému súvrstviu s prevahou pelitickej zložky z okolia Ľubietovej, vyššia časť (BB-45, BB-62, SH-1, BB-35) je o niečo mladšia.

Geologické práce, Správy 109, s. 113 – 118, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Metodika optickej porozimetrie, možnosti využitia

ĽUBOSLAV MAŤO a ANDREJ JANEGA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Regionálne centrum, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, Slovensko
e-mail: mato@gssrbb.sk

Abstrakt. Optická porozimetria sa považuje za štandardnú metódu nielen v geovedných disciplínach, ale aj v mnohých odvetviach aplikovaného výskumu. Nekonkuruje tradičným metódam stanovenia pórovitosti, ale nadväzuje na ich výsledky. Umožňuje objektívne zhodnotiť skúmaný objekt z hľadiska jeho celkovej pórovitosti a na základe analýzy vzniknutej pórovej siete prognózuje odolnosť materiálov a navrhuje prevenciu už postihnutých objektov. Optická porozimetria je integrálna metóda a vytvára priestor na syntézu informácií z viacerých geovedných disciplín, napr. petrológie, ílovej mineralógie, organickej geochémie a sedimentológie.

Kľúčové slová: pórovitosť, porogenéza, diagenéza, optická porozimetria

Úvod

Začiatky používania metódy optickej porozimetrie sa viažu na prvú polovicu 80. rokov 20. storočia. Vtedy bolo po prvýkrát dokumentované (Savkevič, 1971), že v sedimentárnych horninách okrem tzv. ***primárnej pórovitosti*** (t. j. pórovitosti zdedenej) je prítomná aj tvz. ***sekundárna pórovitosť*** ako výsledok porogenetických procesov. Koncom 80. rokov sa už zistilo, že na celkovej pórovitosti sedimentárnych hornín, resp. vo väčšine kolektorských hornín sa sekundárna pórovitosť podieľa 40 – 60 %. Zistené fakty ovplyvnili dovtedajšie metodologické aspekty výskumu, ktoré boli založené len na štúdiu fyzikálnych hodnôt pórovitosti. Z toho vyplynula aj požiadavka objektívnej analýzy pórovej siete a interpretácie dvojrozmerného obrazu siete do trojrozmerného priestoru. Na tento účel sa využili stereologické metódy, ktoré sa už aplikovali vo výskume štruktúrnych fáz v metalografii (Saltykov, 1970). Ich využitie s podporou výpočtovej techniky na objektívnu analýzu pórovej siete v pieskovcoch, ako aj kompatibilitu údajov optickej a ortuťovej porozimetrie pri interpretácii hornín z hľadiska ich pórovitosti prezentovali Erlich et al. (1991) a McCreesh et al. (1991). Metóda optickej porozimetrie postupne s poznatkami z organickej chémie a fyzikálno-chemických interakcií v systéme hornina – roztok vyústila do konceptov genézy sekundárnej pórovitosti sedimentárnych hornín v sedimentárnych bazénoch (napr. Burley, 1993; Surdam et al., 1989a, b, 1993; Scholle, 1979).

V súčasnosti sa optická porozimetria považuje vo svete za štandardnú metódu, ktorá okrem využitia v geovedných disciplínach má značný význam v mnohých odvetviach aplikovaného výskumu. Pionierske roky metodiky na Slovensku sú späté s Geologickým ústavom SAV v Banskej Bystrici, kde v rokoch 1993 až 1996 bola prvýkrát zriadená a úspešne aplikovaná. Dokumentovala to pomerne široká kooperácia napr. vo výskume Levočských vrchov a Hornonitrianskej kotliny (Bebej et al., 1998). Pomerne krátka a úspešná prezentácia metódy optickej porozimetrie na Slovensku sa skončila v roku 1997. V roku 2001 sa technologická sústava optickej porozimetrie opäť štandardne skompletizovala v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Banskej Bystrici.

Význam pórovitosti v materiáloch

Pórovitosť je významnou zložkou materiálov, či už antropogénneho, alebo prírodného pôvodu. Význam pórovitosti je daný predovšetkým funkciou média na transmisiu a akumuláciu rozličných fluíd. Tie predstavujú reaktívnu zložku, ktorá modifikuje dané prostredie alebo antropogénny materiál a zároveň zdroj priemyselne využiteľnej nerastnej suroviny (napr. ropa a zemný plyn).

Celkový charakter pórovej siete udávajú základné charakteristiky jednotlivých elementov – pórov, a to:

- ***parametre pórov*** *(počet pórov určitého typu na jednotku objemu, ich veľkosť, tvar, relatívne objemové zastúpenie),*
- ***časovo-priestorový vzťah medzi jednotlivými elementmi pórovej siete*** *(vzájomná koordinácia a prepojenie pórov, genéza a relatívna postupnosť vzniku jednotlivých pórových typov).*

Uvedené charakteristiky pórovej siete určujú *fyzikálne a technologické vlastnosti prostredia – skúmaného objektu*, napr. hornín, monumentov – pieskovcové objekty (sochy, fasády historicky významných budov), betónových stien priehrad, podložia skládok odpadu a. i., ktoré sú dôležité na stanovenie kvality, a to či už z hľadiska ich využitia na stavebné účely (napr. izolačné technológie) alebo prognózovania zmien hodnôt a vlastností (napr. v nasiakavosti, objemovej hmotnosti, priepustnosti, zásobnosti, vyťažiteľnosti a. i.) kolektora pri ložiskách tekutých uhľovodíkov.

Technologické zariadenia a metodické postupy optickej porozimetrie

Technologické zariadenie metodiky:

Tvoria ho tri základné časti – moduly – zabezpečujúce: 1. úpravu vzoriek, 2. zhotovenie preparátov, 3. snímanie – analýzu objektu a vyhodnocovanie údajov.

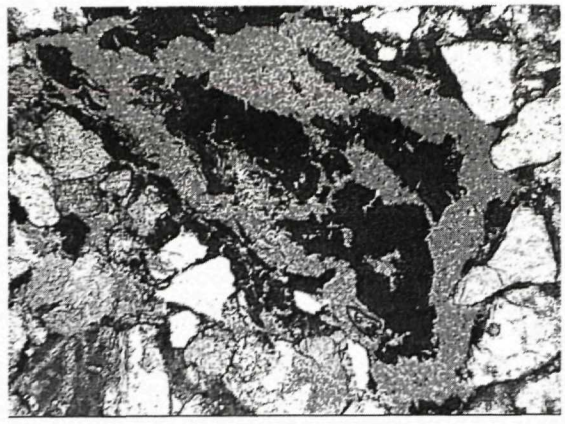
1. Zariadenie na úpravu vzoriek tvorí: *sušiaca jednotka, píla s olejovým zásobníkom, podtlaková (dekompresná) jednotka a impregnačná sústava.* Prvé dve časti technologického zariadenia predchádzajú impregnácii vzoriek. Zabezpečujú prvotnú úpravu vzorky – vysušenie viazanej vody a rezanie vzorky na požadovaný rozmer v olejovom kúpeli (keďže vzorka sa nesmie dostať do kontaktu s vodou, ktorá spôsobuje napúčanie diagenetických ílových minerálov v pórovej sieti, dôsledkom čoho sa negatívne modifikuje primárna pórová sieť). Podtlaková jednotka je prepojená s olejovou výpevou, ktorá slúži na odstránenie pórového vzduchu zo vzoriek pred impregnáciou farebnými, nízko viskóznymi organickými živicami. Súčasťou je poloautomatický regulačný systém na monitorovanie tlaku. Impregnačnú sústavu tvorí: *jednotka na úpravu, homogenizáciu a ohrev živice* pred impregnáciou vzoriek organickými živicami, *vákuová impregnačná nádoba s vákuovou olejovou pumpou* a *tlakový impregnačný systém (GeoBar) s automatickou elektrickou regulačnou jednotkou* na teplotnú reguláciu vákuového – tlakového – vyhrievacieho systému.

2. Zariadenie na zhotovenie preparátov: z impregnovaných vzoriek sa rutinným postupom (rezanie v olejovom kúpeli a leštenie) zhotovujú štandardné leštené výbrusy, ktoré sa mikroskopicky vyhodnocujú.

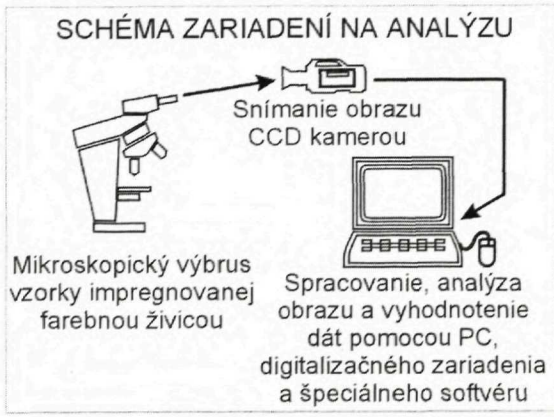
3. Zariadenie na snímanie – analýzu – vyhodnocovanie optickej pórovitosti tvorí: *farebná CCD kamera* na snímanie a prenos obrazu pórovej siete, *digitalizačná karta do PC* zabezpečuje prevod analógového záznamu obrazu do digitálnej formy, *užívateľský softvér (GeoAnal a Impor)* je vysoko univerzálny a okrem ďalších alternatív umožňuje spracovať a vyhodnotiť údaje z optickej pórovitosti na získanie stereologických (3D) parametrov pórovej siete, špecifikovať pórové typy, vyhodnotiť prepojenie pórovej siete a databázu obrazových údajov, resp. tvorbu štatistických ukazovateľov.

Metodický postup

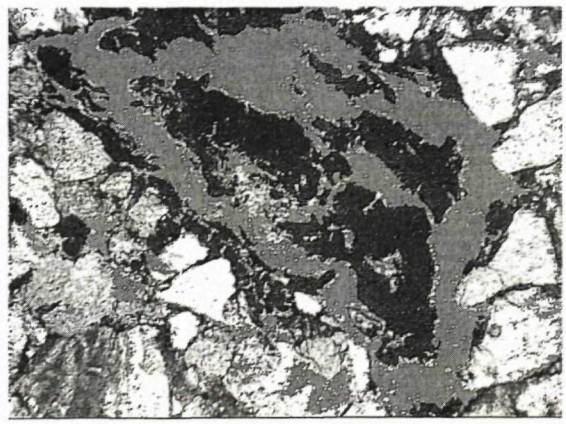
Hlavným princípom optickej porozimetrie (OP) je ***vizualizácia pórovej siete farebnými, nízko viskóznymi organickými živicami*** v preparátoch – leštených výbrusoch, ktoré sa zhotovujú zo vzoriek skúmaných objektov. Pred vyhotovením výbrusu sa impregnuje pórová sieť vzoriek farebnými, nízko viskóznymi organickými živicami. Proces impregnácie prebieha v dvoch etapách: 1. vo vákuu (podtlaku), 2. v tlakovom režime (P = 25 – 30 atm, T = 65 °C), počas ktorého nastáva polymerizácia. Pórové priestory vyplnené farebnou živicou tvoria vo výbruse pri prechádzajúcom svetle v mikroskope špecificky zafarbené plochy – POREĽY (Porosity element; Ehrlich et al., 1991). V závislosti od homogenity a izotropie pórovej siete sa z každého preparátu zhotoví potrebný počet snímok, ktoré sa nasnímajú pomocou CCD kamery (obr. 1).



Obr. 1 Vizualizovaná pórová sieť vo výbruse.



Obr. 2 Schéma zariadení na spracovanie obrazu do digitálnej polohy.



Obr. 3 Digitálna forma obrazu so zvýraznenou pórovou sieťou.

Použitím CCD kamery, PC techniky – digitalizačného zariadenia (obr. 2) – je zabezpečený prevod – prenos – výstup analógového záznamu obrazu z mikroskopu na monitor PC vo forme digitalizovanej snímky (obr. 3). Optickú pórovitosť (OP) vzorky tak reprezentuje pomer zafarbených plôch pórovej siete (***porel***) k celkovej ploche preparátu.

Na získanie objektívnych údajov sa zdigitalizovaná snímka softvérovo upravuje – odstránenie horninového pozadia a binarizácia (obr. 4). Pórovú sieť z hľadiska jej druhu, veľkosti, distribúcie v priestore a štatisticko-fyzikálnych vlastností možno charakterizovať pomocou softvérovej podpory a vzniknutých výstupov digitálnej analýzy obrazu (DAO). DAO zodpovedá analýze stôp trojrozmerných pórov v rovine výbrusu – porel, ktorá sa vykonáva špeciálnymi algoritmami zahrnutými v programe GeoAnal. Porely sa vyznačujú špecifickou veľkosťou a tvarom, ktoré v DAO charakterizuje hydraulický polomer (HR). Na základe HR, ktoré DAO stanoví pomocou dilatačno-eróznych operácií (obr. 5), možno každú porelu rozložiť na dve zložky – komponenty S a R, pričom hodnota ich pomeru (S/R) determinuje dva kontrastné typy porel.

Význam DAO spočíva v objektívnej špecifikácii:

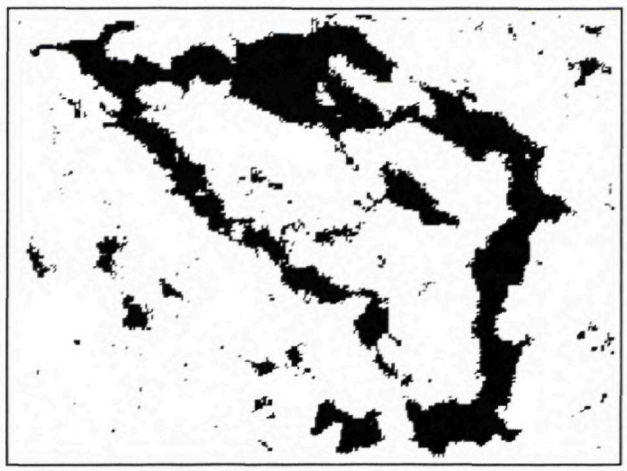
- ***hodnoty totálnej optickej pórovitosti [%]***, ktorá je menšia ako celková (fyzikálna) pórovitosť a zodpovedá efektívnej pórovitosti materiálu,
- ***stupňa izotropie pórovej siete***,
- ***percentuálneho zastúpenia jednotlivých pórových typov*** v rámci príslušnej vzorky,
- ***vzájomného prepojenia (efektivity) pórovej siete*** pomocou tzv. indikátora prepojenia, resp. efektivity vzájomného prepojenia jednotlivých pórových typov,
- ***základných pórových typov*** v rámci vzorky horniny,
- ***veľkosti pórových priestorov*** jednotlivých pórových typov a ich percentuálneho podielu na celkovej pórovitosti danej vzorky.

Aby charakteristika horniny z hľadiska pórovitosti bola komplexná, je potrebné výsledky analýz doplniť údajmi získanými *vizuálnou analýzou pórovej siete*, na základe ktorých sa definuje:

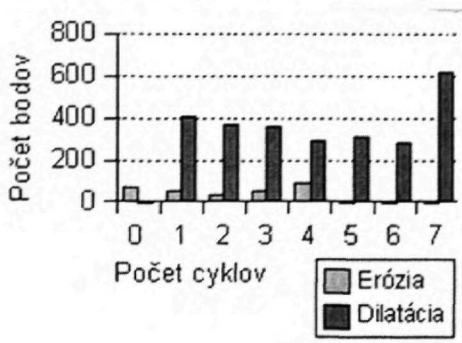
- ***typ pórovitosti*** z hľadiska genézy (primárna, sekundárna) a pozície pórov k ostatným zložkám horniny (napr. intergranulárna, intragranulárna; obr. 6),
- ***tvar elementov pórovej siete*** (napr. kompaktný, komplexný, puklinovitý; obr. 7),
- ***vývoj pórovitosti v čase a priestore*** (vznik/zánik jednotlivých typov pórovitosti súvisiaci s rozpúšťaním alebo vyzrážaním minerálnych fáz počas diagenézy horniny),
- ***vzájomná koordinácia pórových priestorov***.

Využitie metódy optickej porozimetrie

Optická porozimetria (OP) je integrálna metóda. Vhodná syntéza metodických postupov umožňuje jej aplikáciu nielen v rôznych smeroch geologického výskumu alebo v rezorte baníctva a ťažobného priemyslu, ale aj v stavebníctve, energetike, urbanistike a architektúre. V geovedných disciplínach optickú porozimetriu možno využiť prakticky vo všetkých oblastiach základného a aplikovaného výskumu, teda všade tam, kde sa venuje pozornosť transportu kvapalného a plynného média (ropa, zemný plyn) a pevnej fáze (napr. rozličné typy hornín – predovšetkým kolektorov). Z toho vyplývajú možnosti využitia OP v hydrogeológii, inžinierskej, environmentálnej a štruktúrnej geológii, sedimentológii, seizmike, výskume recentných geotermálnych systémov, ako aj pri prospekcii ložísk uhľovodíkov. Stručný prehľad demonštruje súčasné možnosti, ktoré sú v jednotlivých smeroch vo svete bežné.



Obr. 4 Snímka upravená na DAO – odstránené horninové pozadie, binarizácia.

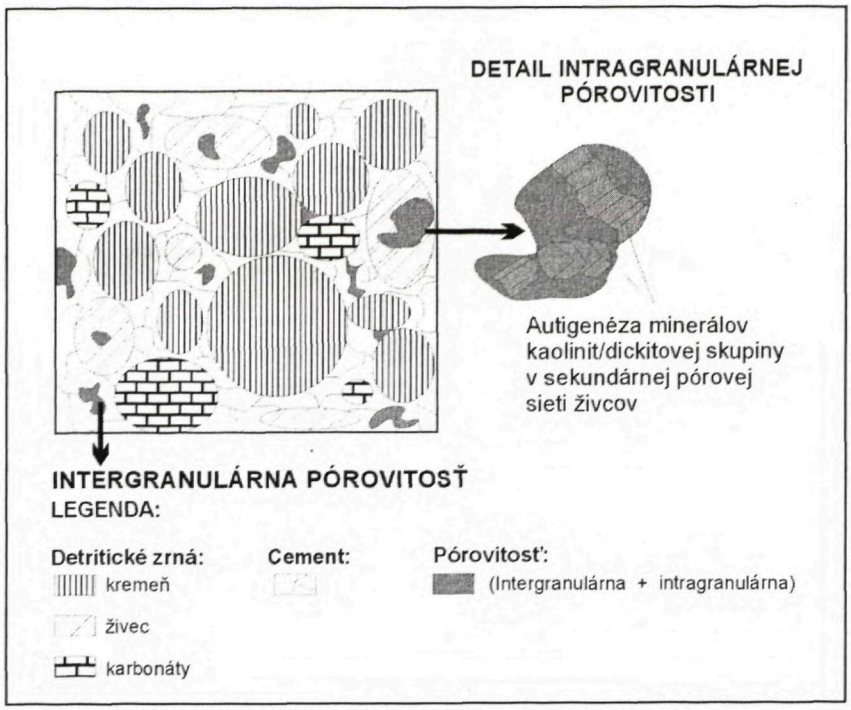


Obr. 5 Indikátor prepojenia pórovej siete (dilatačno-erózne spektrum).

- ***Environmentálna geológia***

V starých skládkach rozličného odpadu (vrátane starých háld nerastných surovín a odkalísk) sa po určitom časovom intervale tvoria agresívne kvapalné produkty, ktoré dlhodobo pôsobia na podklad. Tieto roztoky aj v relatívne kompaktnom horninovom podklade spôsobujú vznik sekundárnej pórovitosti. Otvoria sa tak cesty na prenik škodlivých roztokov do podzemných vôd. Optickou porozimetriou sa monitoruje stav horniny v podloží skládok vzhľadom na neporušenú či skládkou nezaťaženú horninu. Pri projektovaní nových skládok odpadu sa OP využíva na stanovenie porozity, typu cementácie horniny a vhodnosti skladovania určitého typu materiálu v danom prostredí tak, aby nedochádzalo k tvorbe sekundárnej pórozity a tým k zaťaženiu životného prostredia.

Metódou OP sa napr. aj v urbanistike monitoruje vplyv rozličných škodlivých látok (od exhalácií cez poveternostné zmeny až po chemické látky) na rozličné monumenty (sochy), stavby – historické objekty, obkladové materiály na budovách, monitoruje sa rozsah a intenzita zvetrávania – deštrukcie – mechanického rozpadu. Analý-

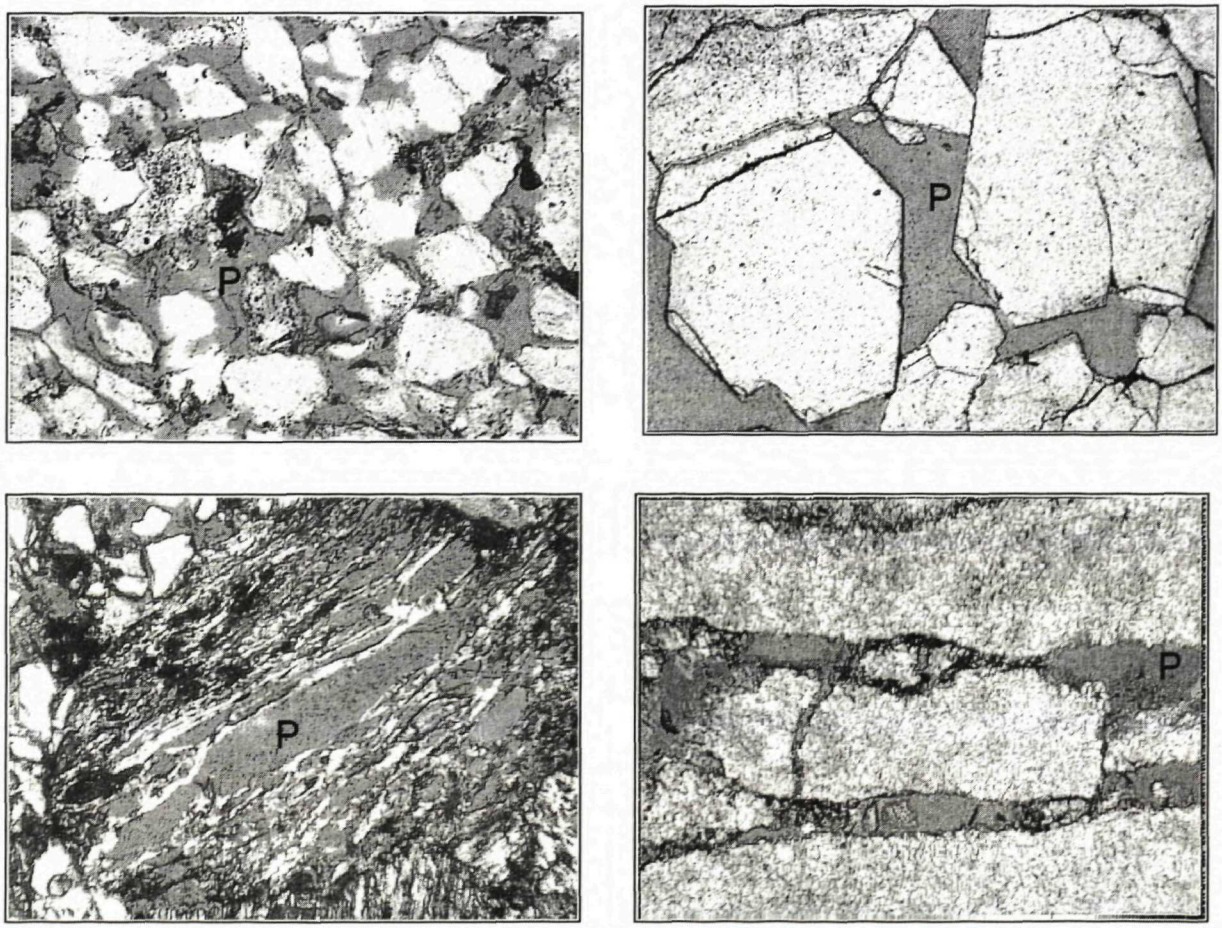


Obr. 6 Príklad typov pórovitosti a pozície vo vzťahu k ostatným zložkám horniny.

zou vzniknutej pórovej siete sa v rámci urbanistického celku vytypujú pre oblasť záťaže prostredia, prognózuje sa odolnosť materiálov a navrhuje sa prevencia už postihnutých objektov.

- ***Hydrogeológia, recentné geotermálne systémy, seizmika***

Definovanie celkovej a efektívnej porozity horninového prostredia metódou OP má význam pre stanovenie kapacity rezervoára (vody) a geotermálnych kolektorov (napr. aj pri sledovaní modifikácie pórovej siete po „otvorení" kolektora). Vyžaduje si to orientované vzorky z prostredia na demonštráciu systému otvorených – ak-



A B
C D

Obr. 7 Mikrofotodokumentácia niekoľkých typov pórovej siete.
A – intergranulárna pórová sieť v pieskovci; B interkryštalická pórovitosť v žilke kremeňa,; C – puklinová pórovitosť; D – intragranulárna pórovitosť v litickom fragmente. Mierka: 1 cm = 100 μm; P – optická pórovitosť vo výbruse.

tívnych – puklín, ale aj na určenie parametrov a genézy puklín v paleosystémoch a recentných oblastiach. Získané údaje zároveň indikujú možný smer prúdenia fluíd a vôd. Fakt je, že v tomto smere nastáva určité „prelínanie" údajov, ktoré sú rovnako využiteľné v štruktúrnej geológii, seizmike, hydrogeológii, ako aj pri výskume recentných geotermálnych systémov. V hydrogeológii je napr. poznanie genézy pórovitosti vrátane vzniku/zániku sekundárnej (cementácia – rozpúšťanie minerálnych fáz vo vzťahu k diagenéze hornín alebo preniku agresívnych povrchových – podzemných vôd) dôležité pri definovaní zmien v hydrologickom režime, rovnako aj monitorovanie kvality podzemných vôd, resp. v seizmike pri prognózovaní účinkov zemetrasenia na rôzne materiály a prostredia (horniny).

- ***Štruktúrna geológia***

Vzhľadom na dispozíciu pórových typov kumulovať sa v určitom priestorovom obraze – smere – metódou OP je možné analyzovať – zhodnotiť – vývoj puklín v napäťovom poli a získať údaje potrebné na modelovanie napätia v danej oblasti. Súhrn uvedených poznatkov spolu s charakteristikou pórovej siete a údajmi zo štruktúrno-tektonickej analýzy oblasti predstavuje veľmi významný faktor pri vyhľadávaní *trvalého úložiska rádioaktívneho odpadu (TÚ RAO)* v Slovenskej republike. Zároveň determinuje stupeň ochrany životného prostredia proti rádioaktívnemu odpadu uloženému v horninovom prostredí v hlbších úrovniach.

- ***Sedimetológia***

Analýza optickej porozity je prínosom aj do výskumu diagenézy sedimentárnych hornín. Vznik a zánik jednotlivých typov pórovitosti vo vzťahu k disolúcii alebo precipitácii určitých minerálnych fáz umožňuje interpretovať *diagenetické procesy v čase a priestore*. Zostavenie *genetických modelov vývoja sedimentárnych bazénov z hľadiska vývoja a premien organickej hmoty, tvorby – deštrukcie – tzv. sekundárnych pórových priestorov a štúdium časovej postupnosti (porogenetických a poronekrotických procesov počas diagenézy) v sedimentárnych horninách* a pod. prakticky nie je možné bez analýzy pórovitosti. Tieto poznatky je potom možné aplikovať v oblasti vyhľadávania a prieskumu ložísk uhľovodíkov, ako aj pri prospekcii zásobníkov ropy a zemného plynu.

- Prospekcia ložísk ropy a plynu

Aplikácia optickej porozimetrie je zvlášť významná pri vyhľadávaní a prieskume ložísk uhľovodíkov, pretože charakter pórovej siete v rezervoári je jedným z najdôležitejších kritérií pri prognózovaní ich ťažby. Získanie relevantných petrofyzikálnych charakteristík potenciálnych kolektorov ropy a zemného plynu v ložiskových oblastiach je signifikantné pre objasnenie zákonitostí výťažnosti uhľovodíkov z kolektorských obzorov, resp. optimalizáciu ich ťažby. Metódou OP možno: objektívne stanoviť *efektívnu pórovitosť horniny, primárnu a sekundárnu pórovitosť* a jej bližšiu špecifikáciu, definovať *kapacitu a typ rezervoára*, dešifrovať *pórové typy*, ktoré sa najvýznamnejšou mierou podieľajú na akumulácii a migrácii fluíd. Vizuálnou analýzou pórovej siete je možné špecifikovať efektívnosť výťažnosti uhľovodíkov z kolektorských hornín.

Odlišnosti optickej porozimetrie od štandardných petrofyzikálnych metód

V súčasnosti pri výskume pórovitosti najakceptovanejšie metódy vo svete sú optická porozimetria a Hg porozimetria. Z hľadiska využitia obidvoch metód výskumu možno konštatovať, že výsledky jednej metódy štúdia pórovitosti sú využiteľné druhou metódou. Obidve metódy si navzájom neodporujú a tam, kde sa začínajú metodologické „hranice" jednej metódy, otvára sa priestor poznávania pre druhú metódu.

Hg porozimetria charakterizuje pórovitosť pevného média pomocou *kumulatívnej krivky pórovitosti*, ktorá je založená na injektáži ortuti do pórovej siete hornín pri zmene tlaku. S narastaním tlaku ortuť preniká do pórovej siete, pričom ortuť progresívne vstupuje do pórových priestorov s čoraz *nižším pórovým prahom*. Táto skutočnosť sa prejaví ubúdaním objemu ortuti v jej zásobníku a naopak, *nárastom objemu ortuti zachytenej v pórovej sieti pri narastajúcom tlaku*. Z kumulatívnej krivky Hg pórovitosti je síce možné odpočítať *celkovú pórovitosť, ako aj údaje o veľkosti pórových priestorov (teda aj pórových typov PT)*, ale tieto informácie nám *neposkytujú žiadne poznatky o priestorovej distribúcii PT v rámci vzorky*. Podobne z údajov Hg porozimetrie nie je možné získať poznatky o *druhu pórovitosti (primárnej alebo sekundárnej)*, ani o procesoch *reálne determinujúcich transport kvapalnej fázy v pevnom médiu* (sekundárne minerály, napr. minerály skupiny illit/smektit, ktoré sa vyskytujú v sekundárnych pórových priestoroch a sú schopné eliminovať transport kvapalného média v pórovej sieti).

Optická porozimetria vizualizáciou pórovej siete umožňuje bezprostredne študovať *priestorovú distribúciu geneticky odlišných typov pórovitosti* v rámci skúmaného objektu (napr. horniny), ako aj *prítomnosť sekundárnych minerálov v tejto sieti*. Týmto spôsobom sa OP vyjadruje práve k tým otázkam, kde Hg porozimetria nedisponuje v podstate žiadnymi údajmi. Metóda OP garantuje kompatibilitu výsledkov s najmodernejšími trendmi základného a aplikovaného výskumu v tejto oblasti vo svete.

Z hľadiska údajov o celkovej pórovitosti určených týmito dvomi metódami existujú relevantné fakty, že Hg porozimetria mierne nadhodnocuje celkovú pórovitosť skúmaného objektu (najmä na úkor tzv. mikropórovitosti), kým OP tieto hodnoty mierne podhodnocuje. Veľmi dobrá zhoda výsledkov sa dosahuje v hodnotách pórovitosti v intervale 5 – 9 %. Pri vyšších hodnotách OP – najmä pri vzorkách s vyšším obsahom makropórov – sú odlišnosti medzi týmito dvomi metódami väčšie. Príčinou je inhomogenita analyzovaných vzoriek s heterogénnou distribúciou pórov, pri ktorej je prakticky nemožné poskytnúť – využiť – identické vzorky na štúdium obidvomi metódami.

Záver

Optická porozimetria umožňuje objektívne zhodnotiť skúmaný objekt z hľadiska jeho pórovitosti a špecifikovať fyzikálno-chemické podmienky vzniku. Poskytuje široké spektrum informácií o evolúcii diagenetických procesov v kolektoroch, o dynamike prúdenia sedimentárnych fluíd, o faktoroch kontrolujúcich pórovitosť a permeabilitu v sedimentoch atď. Nekonkuruje tradičným metódam stanovenia pórovitosti, ale naopak, vhodným spôsobom nadväzuje na ich výsledky. Optická porozimetria vytvára široký priestor na syntézu informácií z petrológie, ílovej mineralógie, organickej geochémie, petrofyziky sedimentov, sedimentológie a ďalších geovedných disciplín. Tým sa zvyšuje úroveň interpretácie výsledkov.

Literatúra

Bebej, J., Vas, D., Elečko, M., Bíroň, A. a Pitoňák, P., 1998: Diagenéza a porogenéza v pieskovcoch zubereckého a hutianskeho súvrstvia Hornonitrianskej kotliny (vrt Š-1 NB-III). In: Elečko, M. et al. (ed.), 1998: Geologické zhodnotenie vrtu Š-1 NB-III v Prievidzi. Region. geol. Západ. Karpát, Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 63 – 76.

Burley, S. D., 1993: Models of burial diagenesis for deep exploration plays in Jurassic fault traps of the Central and Northern North Sea. In: Parker, J. R. (ed.): Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference, Petrol. Geology, s. 1 353 – 1 375.

Ehrlich, R., Crabtree, S. J., Horkowitz, K. O. a Horkowitz, J. P., 1991: Petrography and Reservoir Physics I: Objective Classification of Reservoir Porosity. In: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 75, 10, s. 1 547 – 1 562.

McCreesh, C. A., Ehrlich, R. a Crabtree, S. J., 1991: Petrography and Reservoir Physics II: Relating Thin Section Porosity to Capillary Pressure, the Association Between Pore Types and Throat Size. In: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 75, s. 1 563 – 1 578.

Saltykov, S. A., 1970: Stereometričeskaja metallografia. Moskva, Metallurgia, 370 s.

Savkevič, S. S., 1971: O vozmožnosti svjazi vtoričnoj poristosti vyščelačivanija s glavnoj fazoj nefteobrazovanija. Izv. Akad. Nauk SSSR, s. geol., 6, s. 70 – 78.

Scholle, P. A., 1979: Constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. In: Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.), 28, s. 201.

Surdam, R. C., MacGowan D. B. a Dunn, T. L., 1989a: Diagenetic Pathways of Sandstone/Shale Systems: Contributions to Geology. University of Wyoming, s. 21 – 32.

Surdam, R. C., Crossey L. J., Hagen, E. S., a Heasler, H. P., 1989b: Organic-Inorganic Interactions and Sandstone Diagenesis. In: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 73, s. 1 – 23.

Surdam, R. C., Zun S. J. a MacGowan, D. B., 1993: Redox Reactions Involving Hydrocarbons and Mineral Oxidants: A Mechanism for Significant Porosity Enhancement in Sandstones. In: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 77, s. 1 509 – 1 518.

Geologické práce, Správy 109, s. 119 – 121, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Vyhľadávanie sklárskych pieskov, ktoré po úprave dosiahnu kvalitu vhodnú na výrobu krištáľového skla

ZUZANA HRONCOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, regionálne centrum Banská Bystrica, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, e-mail: hroncova@gssrbb.sk

Abstrakt. V severnej časti Lučenskej kotliny v pruhu Poltár – Vyšný Petrovec – Hrabovo – Briežky geologické práce vymedzili ložisko Hrabovo – Nižný Petrovec. Ide o ložisko kaolinitových pieskov, ktoré po úprave dosiahli požadovanú akostnú triedu TS 15/08.

Ložisko kaolinitových pieskov je viazané na sedimenty poltárskeho súvrstvia pontského veku.

Surovinu tvoria kaolinitové prachovité piesky a štrkopiesky. Súvrstvie pieskov je uložené horizontálne medzi horizontom ílov a prachov poltárskeho súvrstvia. Íly a prachy vystupujúce na ložisku majú variabilné granulometrické zloženie a tvoria šošovky nepravidelných rozmerov.

Vhodnosť suroviny sa overila laboratórnymi a modelovými skúškami. Testovaním vzoriek sa overil spôsob úpravy pieskov a dosiahla sa kvalita sklárskeho piesku TS 15/08. Takto upravený produkt sa testoval modelovou skúškou v rozsahu téglikovej tavby a výsledky preukázali vhodnosť jej využitia na výrobu krištáľového skla.

Úvod

V severovýchodnej časti Lučenskej kotliny medzi Kalinovom a Poltárom vystupuje najrozsiahlejší doteraz známy horizont kaolinitovýh pieskov v neogénnych panvách Západných Karpát. Celé produktívne súvrstvie je overené v dĺžke približne 10 km a v šírke 2 – 2,5 km. Geologické práce v katastrálnom území Hrabovo cca 5 km východne od obce Kalinovo overili ložisko sklárskych pieskov Hrabovo – Nižný Petrovec.

1. Základná charakteristika kaolinitových pieskov

Kaolinitové piesky vystupujú jednak v podloží kaolinitových ílov, jednak v nich vytvárajú aj samostatné horizonty. Vek kaolinitových pieskov nie je síce faunisticky doložený, ale predpokladáme, že sú súčasťou poltárskeho súvrstvia pontského veku.

Kaolinitové piesky veľmi často pozvoľna prechádzajú do štrkov, štrkopieskov, prachov až piesčitých ílov. V sz. časti overeného pruhu (oblasť Kalinova) dosahujú hrúbku 10 – 30 m a v sv. časti (oblasť Poltár – Vyšný Petrovec) dosahujú hrúbku 20 – 60 m.

Zrnitostné a chemické zloženie kaolinitových pieskov ložiska uvádzame v tabuľkách 1 a 2.

Z mineralogického hľadiska kaolinitové piesky tvoria trojkomponentný systém zložený z kremeňa, sľudy a kaolinitu. Priemerné minerálne zloženie je dokumentované v tabuľke 3.

Tab. 1 Zrnitostné zloženie kaolinitových pieskov.

Zrnitostná trieda v mm	Hmotnostný výnos v %	
	A – Hrabovo – Nižný Petrovec	B – Poltár – Vyšný Petrovec
nad 2,0	30,2	12,12
0,355 – 2,0	21,1	35,74
0,1 – 0,355	17,4	13,02
0,05 – 01	5,4	6,21
– 0,05	25,9	32,91

Tab. 2 Chemické zloženie kaolinitových pieskov ložiska Hrabovo – Nižný Petrovec.

Stanovenie %	Hrabovo – Nižný Petrovec
SiO_3	95,84
Al_2O_3	1,84
Fe_2O_3	0,22
CaO	0,21
MgO	0,01
TiO_2	0,005
P_2O_5	0,01
Na_2O	0,09
K_2O	0,9
Strata žíhaním	0,38

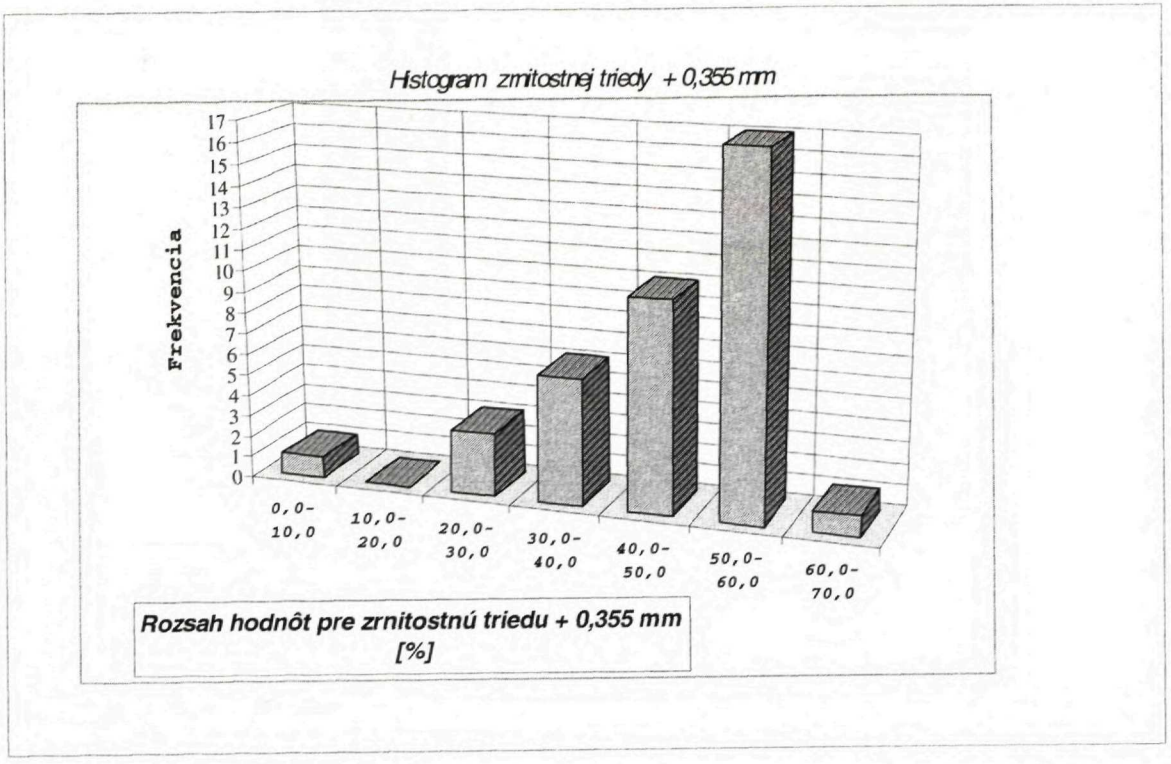
Tab. 3 Minerálne zloženie kaolinitových pieskov.

Obsah v hmotnostných %	Hrabovo – Nižný Petrovec	
	min.	max.
Kremeň	67,0	98,0
Sľuda	1,0	2,0
Kaolinit	14,04	19,59

Okrem uvedených minerálov sú ojedinele prítomné úlomky fylitov (1 – 8 %), živcov (1 – 5 %) a akcesorických minerálov – rutil, anatas, zirkón, monazit a limonit do 0,6 %. Limonit sa nachádza buď vo forme limonitických povlakov na povrchu zŕn, alebo vytvára tmel medzi zrnami kremeňa. Semikvantitatívny obsah limonitových zátekov sa zistil v rozmedzí 1 – 20 %.

2. Úprava suroviny

Vychádzajúc zo zrnitostného a chemického zloženia kaolinitových pieskov v pôvodnom, neupravenom stave sa zistilo, že surovinový typ nie je vhodný na priemyselné



Obr. 1 Histogram zrnitostnej triedy +0,355 mm.

využitie. Výnimkou je využitie niektorých vhodných polôh na výrobu bieleho slinku z časti Poltár – Vyšný Petrovec (Kozáč, 1978).

Spôsobmi úpravy a následného využitia získaných produktov sa zaoberali odborníci už dávnejšie.

Účelom skúšok úpravy suroviny bolo separátne overenie jednotlivých úpravníckych postupov s cieľom získať kvalitné kremenné piesky a kaolín. V poslednom období bola úprava kaolinitových pieskov zameraná na overenie úpravníckych postupov s cieľom získať kremenné piesky, ktoré budú vyhovovať kvalitatívnym parametrom na výrobu krištáľového skla.

Overilo sa, že optimálnou zrnitostnou frakciou je frakcia väčšia než 0,355 mm. Jej obsah sa pohybuje od 36,0 do 66,56 %, v priemere 50 %.

Na obr. 1 je histogram zobrazujúci rozsah hodnôt zrnitostnej triedy väčšej ako 0,355 mm. Z obrázka vidieť, že najviac sú zastúpené triedy 40 – 50 % a 50 – 60 %.

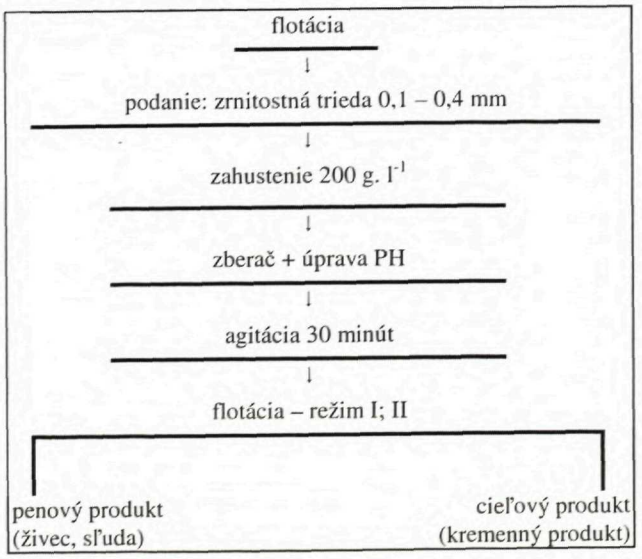
Po stanovení základného zrnitostného a chemického zloženia sa overoval úpravnícky postup úžitkovej frakcie 0,1 – 0,4 mm. Schéma úpravy je znázornená na obr. 2.

Na posúdenie vhodnosti spôsobu úpravy boli limitujúce kvalitatívne parametre:

SiO_2 – min. 99,3 %,
Al_2O_3 – max. 0,20 %,
Fe_2O_3 – max. 0,015 %,
TiO_2 – max. 0,05 %.

Chemické zloženie upraveného produktu umožňuje použiť kaolinitové piesky na výrobu krištáľového skla akosti TS 15/08.

V tabuľke 4 sú uvedené výsledky chemického zloženia upraveného piesku.



Obr. 2 Schéma úpravy úžitkovej frakcie 0,1 – 0,4 mm

Režim I – dávkovanie zberača 280 g/t – čas flotácie 5 minút.
Režim II – dávkovanie zberača 300 g/t – čas flotácie 10 minút.
Režim III – dávkovanie zberača 1 500 g/t – čas flotácie 4 minúty.

Takto upravené kaolinitové piesky z ložiska sa podrobili téglikovej tavbe v sklárni Slovglass, a. s., Poltár. Výtavky skla z upraveného kaolinitového piesku sú porovnateľné s výtavkom skla zo sklárskeho piesku Sklopísek Střeleč. Téglikovou tavbou sa potvrdil spôsob úpravy a kvalita upraveného produktu na výrobu krištáľového skla akostnej triedy TS 15/08.

Tab. 4 Chemické zloženie upraveného kaolinitového piesku.

Lokalita	Hmotnostný výnos produktov v % vzhľadom na pôvod. vzorku		SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2
			%			
Oblasť Hrabovo – Nižný Petrovec	režim I	29,8	99,12	0,008	0,22	0,023
	režim II	28,0	99,39	0,009	0,18	0,016

3. Záver

Dosiahnuté výsledky preukázali, že v Lučenskej kotline v oblasti Kalinovo – Vyšný Petrovec – Poltár vystupujú kaolinitové piesky poltárskeho súvrstvia, ktoré po úprave flotáciou sú vhodné na výrobu krištáľového skla akosti TS 15/08 a na výrobu obalového a plochého skla akosti TS 23/10 a TS 30/13.

Literatúra

Hroncová, Z. et al., 1990: Poltár – Vyšný Petrovec – Tovík – II. etapa, kaolinické piesky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hroncová, Z. et al., 1999: Vyhľadávanie sklárskych pieskov, ktoré po úprave dosiahnu kvalitu pre výrobu krištáľového skla. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kozáč, J. et al., 1978: Dielčia správa Vyšný Petrovec – Laboratórne výskumy úpravy kaolinitických pieskov z oblasti Lučeneckej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Geologické práce, Správy 109, s. 123 – 130, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Polymetalická mineralizácia skarnovo-porfýrového systému Zlatno v Štiavnických vrchoch

RUDOLF KÚŠIK

Slnečná 24, 974 04 Banská Bystrica

Abstrakt. K najzávažnejším zisteným skutočnostiam patrí fakt, že toto zrudnenie sa nevyskytuje v strednotriasových dolomitoch, alebo len veľmi zriedkavo. Je viazané predovšetkým na vrchnotriasové sedimenty, ktoré boli v rozsiahlej miere skarnizované a mineralizované. Podľa týchto predstáv polymetalická etapa nevznikala zo zvyškových magmatických roztokov, ale pri jej vzniku nastalo vstreknutie nových roztokov z intrúzie v hĺbke. V dôsledku toho v porovnaní s predchádzajúcimi etapami pozorujeme v tomto prípade nielen žilníkovo-impregnačné zrudnenie (v centrálnej časti), ale aj žilno-žilníkové zrudnenie v periférnej časti ložiska. Prejavuje sa aj mierne odlišnou mineralizáciou, predovšetkým neprítomnosťou magnetitu a pyrotínu, ktoré sú pri žilníkovo-impregnačnom zrudnení dosť časté. Uvedené skutočnosti sú graficky znázornené v texte. Vo vertikálnom smere je chalkopyrit v značnej prevahe nad zložkou sfalerit – galenit. Naproti tomu, v horizontálnom smere v prechodnej a vonkajšej zóne ustupuje chalkopyrit mierne do úzadia. Najviac závislá zložka od granodioritového porfyritu, a teda najtesnejšie spätá s vystupovaním telesa granodioritového porfyritu, je Cu ako zložka chalkopyritu. V prípade bornitu táto zonalita nie je vyvinutá tak výrazne.

Kľúčové slová: polymetalická mineralizácia, skarnovo-porfýrový systém, stredoslovenské neovulkanity, mineralógia, Slovensko

Úvod

Toto zrudnenie Rozložník a Zábranský (1971) v názve svojho článku označujú ako žilníkovo-impregnačné. V texte uvádzajú: „1. Buď ide o priame genetické a časové spojenie mineralizácie so skarnotvornými procesmi a tým zároveň aj s hodrušským intruzívnym komplexom, alebo 2. Ide o zrudnenie naložené, mladšie, vzniknuté geneticky a časove nezávisle na skarnotvorných procesoch v tektonicky exponovanej zóne, v zóne puklinatosti, pričom skarny slúžili, ako látkovo – mechanicky priaznivé prostredie pre tvorbu štruktúr vhodných pre lokalizáciu zrudnenia..."

Burian a Smolka (1982) na základe makroskopických kritérií rozlíšili v mladšom paleozoiku prítomnosť nielen permu, ale aj karbónu. Uvádzajú vek zrudnenia 17,2 až 16,9 milióna rokov. Do etapy intermineralizačnej tektoniky zahŕňajú „aj polymetalické žily, z ktorých jednu overil vrt R-18 v prostredí vylúhovaných skarnov. Žila je krátka, a preto ju susedné vrty nezachytili".

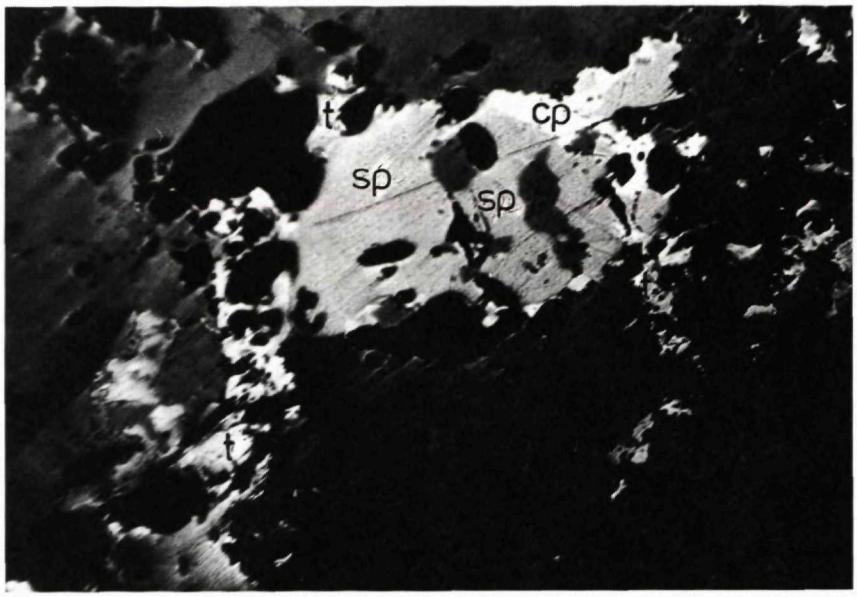
Marsina (1992) litogeochemickými metódami zistil zonalitu distribúcie medi na Zlatne, ako aj v hrubých črtách zonálne usporiadanie Zn a Pb na obvode Cu zóny. V svojom ďalšom článku (Marsina, 1995) konštatuje, že „neprítomnosť drobného sieťovitého rozpukania v intruzívnych horninách svedčí o tom, že neprešli tzv. sekundárnym varom spôsobujúcim ich dostatočnú priepustnosť pre rudodarné hydrotermálne roztoky". Dôvodom je nedostatočné nasýtenie magmy prchavými zložkami a nepriaznivý tvar intrúzie (vo väčšej miere dajkové roje, v menšej kompaktné štoky).

Označila et al. (1995) uvádzajú, že pôvodná hĺbka umiestnenia intrúzie pod povrchom bola v rozmedzí 1 200 – 1 800 m. Ďalej uvádzajú, že „granodioritový porfýr bez porfýrických výrastlíc kremeňa (typ Zlatno) je výrazne porfýrická hornina s vysokým obsahom porfýrických výrastlíc plagioklasu (25 – 45 %, 0,3 – 5 mm). Porfýrické výrastlice tmavých minerálov reprezentujú biotit a amfibol (5 – 20 %), väčšinou s prevahou amfibolu. Základná hmota je prevažne mikroalotriomorfne zrnitá, kremenno-ortoklasová. Menej častý je mikrografický vývoj základnej hmoty s prechodmi do mikropoikilitickej štruktúry. Zrnitosť sa pohybuje v rozmedzí 0,02 – 0,1 mm."

Lexa et al. (1997) uvádzajú, že dajkové roje a štoky intruzívneho komplexu Zlatno nie je možné považovať za apofýzy granodioritového plutónu, ale sú samostatnou intruzívnou fázou mladšou ako granodiorit a staršou ako mladšie členy intruzívneho komplexu Banisko. Uvádzajú, že vývoj rudnej mineralizácie sa skončil počas hypergénnej etapy vznikom bornitu a goethitu. Lexa et al. (1999) konštatujú, že všetky rudné ložiská a výskyty tohto typu mineralizácie sú závislé od granodioritu (kremenno-dioritových porfýrových dajkových rojov a štokov na obvode granodioritovej intrúzie. Intrúzie neukazujú zbrekciovatenie typické pre Cu-porfýrové systémy, obsahujúce pomerne suchú magmu nedosahujúcu stav sekundárneho varu.

Z nášho pohľadu sú to najzaujímavejšie výsledky doterajších prác na Zlatne. Pokiaľ ide o spomínaný bornit ako hypergénny minerál, naše poznatky sú jednoznačné, teda že ide o hypogénny minerál, pretože sa vyskytuje v podstate len v hĺbke 700 – 1 380 m (47 výskytov). Bližšie k povrchu sme ho našli len v 8 prípadoch.

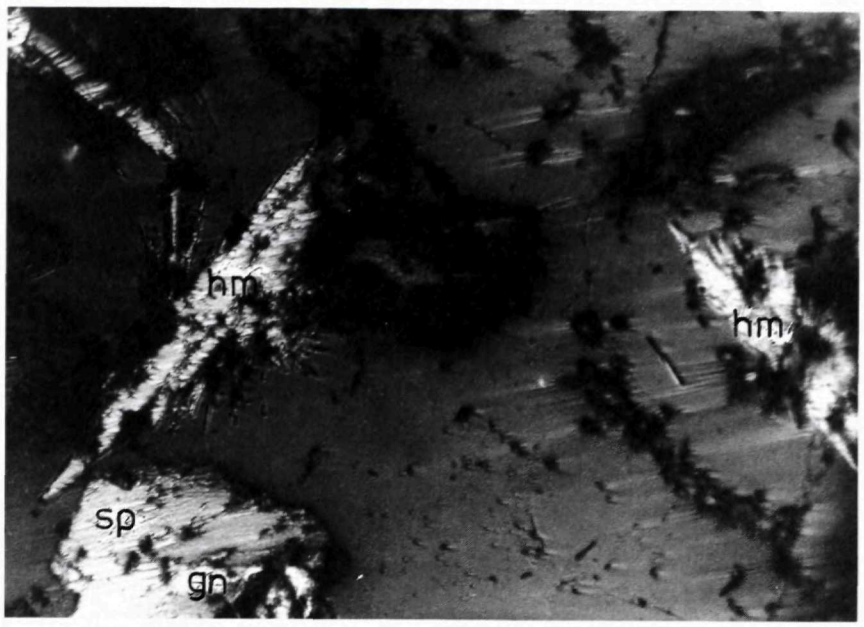
Tento článok sa okrem polymetalickej mineralizácie zaoberá aj okolorudnými premenami celého ložiska znázornenými aj graficky. Súčasne je pripojený aj predpokladaný vývojový model porfýrového systému Zlatna.



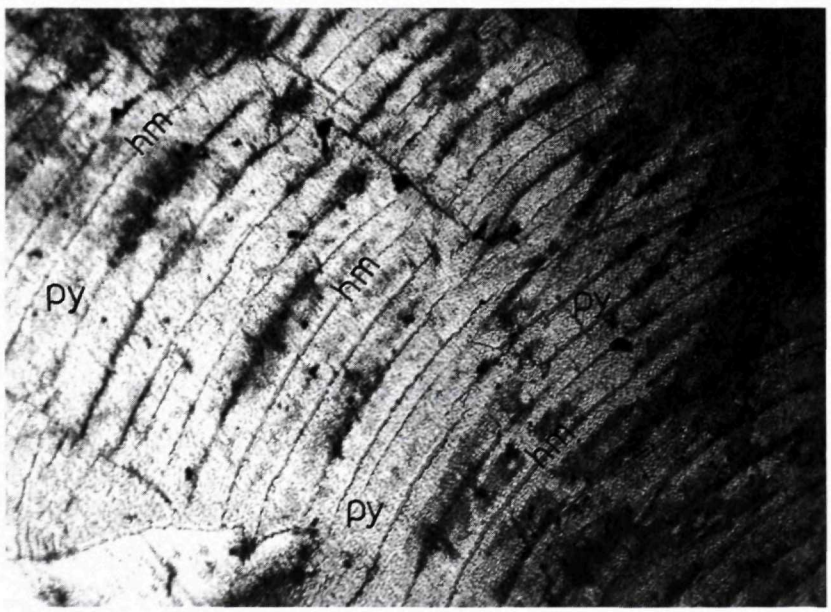
Obr. 1 Zrno sfaleritu zatlačené na obvode chalkopyritom a tennantitom. Nábrus, R-2/1 006 m. Nik. //, zv. 62x.

Obr. 2 Zatláčanie podrveného pyritu sfaleritom a galenitom. Nábrus, R-1/995,7 m. Nik. //, zv. 62x.

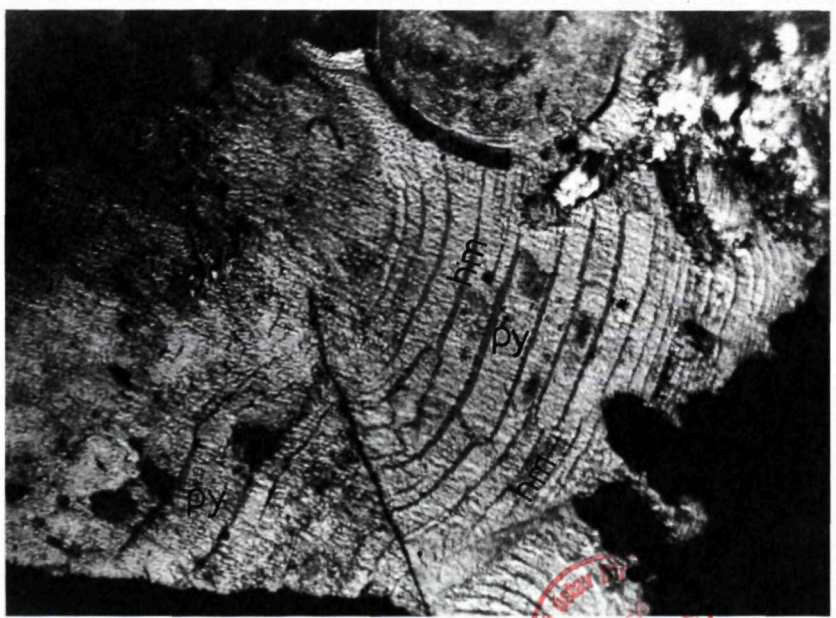
Obr. 3 Vejárovitý hematit zatlačený magnetitom, v strede chalkopyrit. Nábrus, R-6/901,2 m. Nik. //, zv. 62x.



Obr. 4 Lístočkovitý hematit (spekularit) v asociácii so sfaleritom a galenitom. Nábrus, R-10/1 687,2 m. Nik. //, zv. 62x.



Obr. 5 Kolomorfná štruktúra pyritu s vrstvičkami hematitu. Pozorovateľné kontrakčné trhliny. Nábrus, R-10/1 314,3 m. Nik. //, zv. 62x.



Obr. 6 Kolomorfná štruktúra tvorená striedajúcimi sa vrstvičikami pyritu a hematitu (jemnejšie). Pozorovateľná kontrakčná trhlina. Nábrus, R-10/1 314,3 m. Nik. //, zv. 99x.

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Používaný termín žilno-žilníkové štruktúry odôvodňujeme tým, že vo vrte R-2 ich možno sledovať v hĺbke presahujúcej až 60 m. Súčasne sa týmto termínom sleduje aj to, aby sa nezamenili so žilnými štruktúrami Banskej Štiavnice a Banskej Hodruše. Vychádzajúc z frekvencie rudných minerálov Zlatna, zastúpenie rudných minerálov na ložisku je takéto: pyrit 27 %, chalkopyrit 23 %, magnetit 12 %, hematit 11 %, sfalerit 11 %, galenit 9 %, pyrotín 5 % a bornit 1%.

Žilky a žilno-žilníkové štruktúry Zlatna

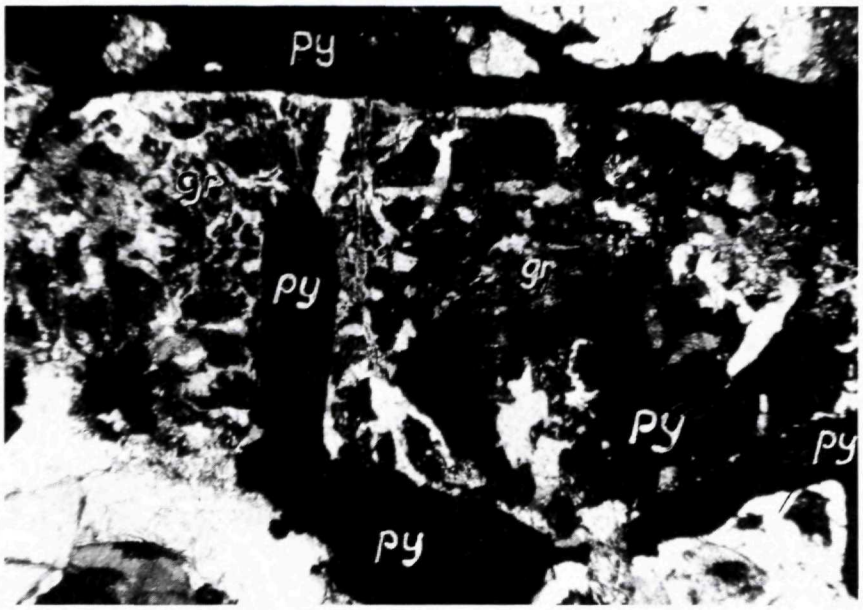
Takéto žilky masívneho pyritu s ϕ 10 – 20 cm sa vyskytovali najmä vo vrte R-1, sprevádzané magnetitom, spravidla martitizovaným a potom pyritizovaným. Priraďovali sme ich k polymetalickej etape, pretože v hĺbke 935,4 m bol masívny pyrit intenzívne preniknutý sfaleritom, galenitom a chalkopyritom, ktorý býva zatlačený bornitom a chalkozínom. Vo sfalerite boli emulziové odmiešaniny chalkopyritu. Hrubšie žilky pyritu sa zistili vo vrte R-23 (50 cm) a vo vrte R-24 (1 m). V poslednom prípade sa ako nerudná zložka zúčastňoval na žilnej výplni tremolit a ojedinele forsterit.

Žilno-žilníkové štruktúry sa vyskytovali vo vrte R-2 (950 – 1 013 m) a R-18 (967,5 – 981,6 m). Vo vrte R-10 to boli viaceré žilno-žilníkové metasomatické telesá nachádzajúce sa v ladinských dolomitoch. Ostatné výskyty majú viac-menej mineralogický význam, a to vo vrte R-1, -4 a -11. Prejavy žilno-žilníkovej štruktúry v ladinských dolomitoch vrtu R-2 majú niekoľko spoločných čŕt so žilno-žilníkovou štruktúrou vo vrte R-18, ktorá preráža cez skarnizovaný vrchný trias. Pre obidve štruktúry je spoločná značná kavernóznosť, ktorá sa prejavuje najmä v prípade okolitých hornín. Táto kavernóznosť vo vrte R-18 sa prejavila v hĺbke 877,1 m tým, že granátový skarn tu bol vylúhovaný a v dutinách sú vyvinuté drúzy kryštálikov. V mikroskope v týchto dutinkách sme pozorovali na stenách hypidioblastické kryštáliky granátu a epidotu. Do stredu dutiniek bol vylúčený kalcit a kremeň. V kavernóznom epidotizovanom skarne z hĺbky 879,5 m dutiny neboli vyplnené. Naproti tomu, v kavernóznom magnetite z hĺbky 908,9 m boli impregnácie pyritu sprevádzané bielym kalcitom vyzrážaným po pyrite do dutiniek. Medzi pyritom a kalcitom je vyzrážaný chalkopyrit, prítomný je aj tremolit. Celkove však na tejto žilno-žilníkovej štruktúre možno konštatovať intenzívnu mineralizáciu reprezentovanú masívnym sfaleritom, menej galenitom a chalkopyritom. Spektrálne analýzy sfaleritu a galenitu predstavujú vzorky KŠ-871 a 872 (Kúšik, 1992, tab. 2).

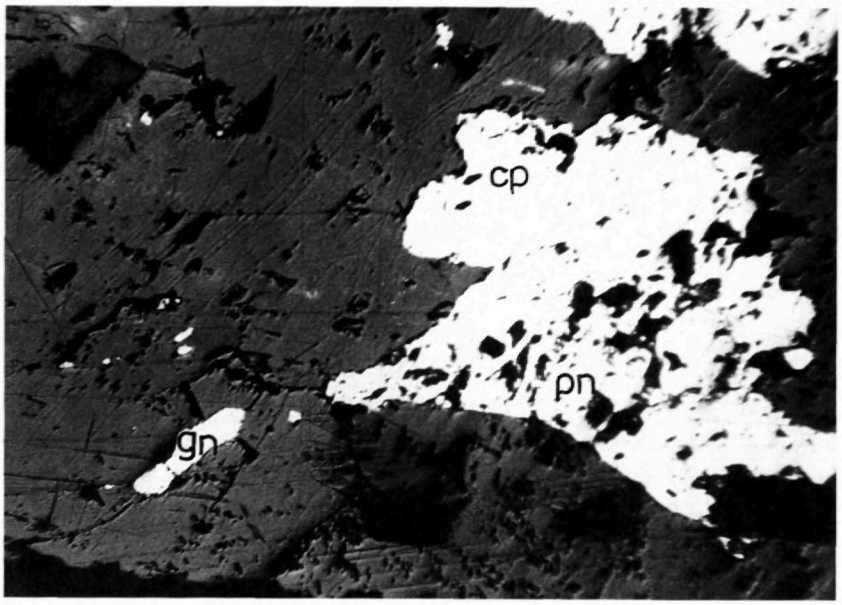
Zrudnenie sa tu prejavuje ako žilno-žilníkovo metasomatické zrudnenie v karbonátoch, s tým rozdielom, že je tu kompaktnejšie (ruda nie je natoľko rozpadavá). Sú pozorovateľné prípady, že cez skarn preráža samostatná pyritová žilka, alebo pyritové polohy sú na obidvoch okrajoch 2,5-centimetrovej žilky, kým v strede je sfalerit, len nepatrne galenit a chalkopyrit. V hĺbke 977,1 m cez granátový skarn preráža žilka pyritu, ktorý je na obvode žilky, v strede je žltozelený epidot. Šikmo k tejto pyritovej žilke prebiehajú jemné vlásočnicové žilky s chalkopyritovou výplňou, ojedinelé sú zrnká galenitu a hematitu. Týmito žilkami je pyritová žilka preseknutá. V okolitej hornine je sfalerit a galenit častejší, ale sú viazané na spomínané vlásočnicové žilky.

Naproti tomu, mineralizácia na žilno-žilníkovej štruktúre vo vrte R-2 bola sporadická. Kaverny sa tu vyskytovali v ladinských dolomitoch (ojedinele aj v keuperi) a neboli vyplnené. Na stenách týchto dutiniek sa niekedy vyskytoval fluorit (v intervale 902,5 – 976,7 m), ale spravidla to bol klencovitý dolomit. Fluorit tvoril v dutine drúzy kryštálikov vodovofialovej farby veľkosti do 3 mm. V hĺbke 976,7 m bol fluorit (izotropný) zachytený vo výbruse, tvoriac nesúvislú výplň pukliny. Najkrajšie a najhojnejšie kryštáliky fluoritu sa zistili v hĺbke 902,5 m, 956 – 957 m, 960 m, 962 – 965 m a 976,7 m. Röntgenová charakteristika fluoritu (962,5): 0,316 4 (10); 0,193 1 (5); 0,164 5 (2); 0,111 5 (2); 0,136 5 (1); 0,125 2 (1); 0,105 0 (1) nm; 0,287 3 (dolomit). Kryštáliky fluoritu podrobil RNDr. Eliáš, CSc., dekrepitácii. Výsledkom bola rovná čiara. Podľa neho to znamená, že nie sú prítomné zvyšky materského roztoku, čiže kryštalizácia prebiehala pomaly. V ostatných vrtoch sa prítomnosť fluoritu nezistila. Na celkové doplnenie uvádzame, že sa tu vyskytoval zrnitý galenit, častejšie však zrniečka pyritu. Kombinovaný tektonicko-hydrotermálny pôvod týchto dutín bol doložený v niektorých miestach tým, že v ich výplni bola len dolomitová drvina. Treba si uvedomiť, že v tomto vrte nebol skarnizovaný ani keuper, ani strednotriasový dolomit. S tým súvisel hromadný výskyt rias (Kúšik, 1985), ktoré boli v značnej miere selektívne silicifikované, prípadne zatlačené anhydritom. V dôsledku toho aj na žilno-žilníkovej štruktúre sa stretávame s premenami známymi pri žilno-metasomatickom zrudnení v Banskej Štiavnici (Koděra, 1965). Ide tu predovšetkým o značnú silicifikáciu, keď je prítomný sivý kremeň pigmentovaný rudnou zložkou a biely kremeň, hrubšie zrnitý, no prítomný je aj chalcedón s makroskopicky pozorovateľným opalizujúcim vzhľadom. V žilnej výplni tu bol identifikovaný aj mastenec (957,3 m). Na žilkách tu pozorovať chlorit so serpentínom (949 – 951 m). Kaolinit, identifikovaný röntgenograficky (952 – 954 m), tvoril biely povlak v dutinkách sivého kremeňa a sprevádzal ho kalcit. Odlišnosťou oproti štiavnickému zrudneniu je tu prítomnosť anhydritu. Vyskytuje sa jednak priamo s polymetalickou mineralizáciou, jednak tvorí žilky na obvode s kremeňom, v strede je anhydrit. S týmto anhydritom, a to ešte vo väčšej miere, sa stretávame v asociácii so Zn-Pb šošovkami vo vrte R-10. Súvisí to so značným zastúpením anhydritu v keuperi. Pokiaľ ide o mineralizáciu R-2, môžeme tu pozorovať drvenie pyritu a zatláčanie sfaleritom, galenitom a chalkopyritom, prípadne tieto nerasty prenikajú sústavou žiliek cez pyrit. Prítomný je najmä tmavý sfalerit, býva zatlačený chalkopyritom a tennantitom (obr. 1). Pokiaľ ide o tennantit, vyskytuje sa buď na obvode zrniečok chalkopyritu, alebo tvorí stred chalkopyritovej žilky.

Vo vrte R-10 je polymetalická etapa vyvinutá prevažne v bielom ladinskom dolomite (polohy 20 – 30 cm) a má mnoho spoločných čŕt so žilno-žilníkovo metasomatickým zrudnením. Je to v prvom rade kavernóznosť týchto dolo-



Obr. 7 Lem pyritu (opakový) na obvode zrna granátu. Výbrus, R-3/566,1 m. Nik. X, zv. 71x.



Obr. 8 Galenit v asociácii s chalkopyritom a pyrotínom. Nábrus, R-6/901,2 m. Nik. //, zv. 62x.

mitov a chýbanie epidotu v sprievode týchto más, v ktorých dominuje z rudných minerálov najmä sfalerit, no zastúpený je aj pyrit, galenit a chalkopyrit. Tie sprevádza značné kvantum kremeňa (pri jednej vzorke pozorujeme cinopel a kvarcín), v dutinách vidieť tabuľky anhydritu. Ako najmladší sa na výplni dutiniek zúčastňuje kaolinit. Vo sfalerite pozorujeme žilky chalkopyritu a galenitu. Na druhej strane, kocka pyritu má lem galenitu, potom sfaleritu a nakoniec chalkopyritu, no v prípade drvenia pyritových zŕn spravidla ako tmel vystupuje chalkopyrit, prípadne galenit. Vidieť v tejto pozícii sfalerit je ojedinelý prípad. Zaujímavé je vidieť na puklinke vo sfalerite prenikať hematit.

Toto zrudnenie vo vrte R-4 spomenieme len kvôli prítomnosti bornitu. Podrvené zrná pyritu tmelí chalkopyrit, len ojedinele sfalerit. Bornitové zrná, ako aj zrná chalkopyritu a sfaleritu na obvode lemuje tennantit. Inokedy je vnútri zrno sfaleritu, na ňom lem chalkopyritu a potom ešte tennantitu. Chalkopyrit tvorí emulziové odmiešaniny vo sfalerite.

Žilníkovo-impregnačná mineralizácia na Zlatne

Pokiaľ ide o oxidické štádium vyskytujúce sa v asociácii s polymetalickou etapou, vidieť tu značné zastúpenie hematitu. Ten sa mohol vylučovať v dutinách vo forme spekularitu, ktorý bol potom v mnohých prípadoch zatlačený magnetitom. V iných prípadoch sa stretávame so situáciou, že magnetit je zatlačený hematitom. Táto martitizácia prebehla ešte pred vylučovaním pyritu, pretože martitové lemy na magnetitových zrniečkach sú zatlačené pyritom. Okrem týchto prípadov sa často stretávame so značným množstvom vylúčeného hematitu na záver polymetalickej etapy, ktorý je s ňou tesne spätý. Teda hematit mladší od polymetalickej etapy sa vyskytuje nielen na žilno-žilníkových štruktúrach, ale aj v prípade žilníkovo-impregnačného zrudnenia. Tam možno pozorovať, že preniká vo forme žiliek cez minerály polymetalickej etapy, ako napr. cez sfalerit (R-4; 701,4 m). V jeho sprievode pozorujeme zrniečka galenitu.

Väčšie masy magnetitu v asociácii s polymetalickou etapou v centrálnej zóne nepozorujeme. Skôr môže ísť o prechodnú až vonkajšiu zónu, napr. vrt R-4, -1, a -10. Sčasti sem možno zaradiť aj vrty R-16 a -19. Možno teda usudzovať, že spekularit sa tvoril najmä pred polymetalickou etapou, na čo nasvedčujú pseudomorfózy chalkopyritu po spekularite. Na druhej strane, lemy martitu na zrnách magnetitu sa môžu azda tvoriť aj po vylúčení polymetalickej etapy, keď hematit sprevádzajú zrniečka galenitu.

Pokiaľ ide o samotnú polymetalickú etapu, ako pozoruhodnosť tu možno uviesť, že približne 42 % z mineralizácie na Zlatne sú produkty polymetalickej etapy. Už sme konštatovali (Kúšik, 1992), že pyrit polymetalickej etapy je rozdrvený a zatlačený sfaleritom a galenitom. Dokumentuje to obr. 2. V centrálnej zóne popri dutinkách s ϕ do 5 cm, v ktorých sa niekedy vyskytuje aj spekularit (obr. 3) zatlačený magnetitom (spekularit so sfaleritom a galenitom sa vyskytuje aj vo vonkajšej zóne – obr. 4), sa stretávame najmä so žilníkovým vývojom, so žilkami s ϕ 5 – 9 mm a dĺžkou 6 cm s chalkopyritovou výplňou. Galenitovo-sfaleritové žilky tu dosahujú v priemere 2 – 3 mm, v prechodnej zóne až niekoľko cm. Zaujímavé sú kolomorfné štruktúry tvorené vrstvičkami pyritu striedajúcimi sa s jemnejšími hematitovými (obr. 5, 6). Vyskytujú sa vo vonkajšej zóne a pričleňujeme ich k polymetalickej etape. Spätosť mineralizácie so skarnami dokumentuje obr. 7, kde pyrit tvorí lemy na granáte. Nie príliš častá je asociácia galenitu a chalkopyritu s pyrotínom (obr. 8).

Vo vrte HDŠ-3 v strednotriasových dolomitoch bolo možné ojedinele pozorovať slabé prejavy mineralizácie v sprievode čiernych nerudných žiliek a šmúh. Ukázalo sa, že ide o forsteritový skarn. V hĺbke 1 122,6 m sfalerit polymetalickej etapy sprevádzal galenit, pyrit a chalkopyrit s magnetitom. Sfalerit bol preseknutý žilkami pyrotínu. Pyrotín je niekedy vylúčený na styku galenitu a sfaleritu.

Ak sme pri žilno-žilníkovom metasomatickom zrudnení konštatovali v jednom prípade aj prítomnosť bornitu (vrt R-4), tak tu treba uviesť aj prípad výskytu tennantitu pri tomto type mineralizácie, a to vo vrte R-8 (931,1 m) v propyliticky premenenom dacite. Počas prác na riešení tohto problému sme vyvinuli pracovnú hypotézu, podľa ktorej by bornit bol typomorfným minerálom žilníkovo-impregnačného zrudnenia, zatiaľ čo tennantit zas žilno-žilníkového metasomatického zrudnenia. Ako sme však už uviedli, nie je to celkom tak. Vo vrte R-9 (798,1 m) v endoskarne granodioritového porfyritu lemy na bornite tvoril tak tenantit, ako aj modrý chalkozín. Výnimky však potvrdzujú pravidlo.

Okolorudné premeny (obr. 9)

Prejavujú sa v prvých dvoch etapách prítomnosťou flogopitu. V prvej etape je jeho výskyt viazaný v drobnozrnnej forme na samotnú horninu v sprievode pyritu rovnomennej etapy. V pyrotínovej etape vchádza do výplne dutiniek, tvoriac hypidioblastické kryštáliky na obvode, v strede dutiny je chalkopyrit (Kúšik, 1992; obr. 4, 5). Je zaujímavé, že v prípade forsteritových skarnov vystupujúcich vo vonkajších zónach, ako napr. R-10, sme ojedinele pozorovali vznik serpentínu (najmä chryzotilu) na úkor forsteritu. S prítomnosťou flogopitu sme sa v týchto vonkajších zónach nestretli. Možno tu teda zrejme aj pri horečnatých skarnoch pozorovať len propylitické premeny, zatiaľ čo K metasomatóza tu chýba. Flogopit sa vyskytoval v exoskarnoch, biotit v endoskarnoch centrálnej zóny.

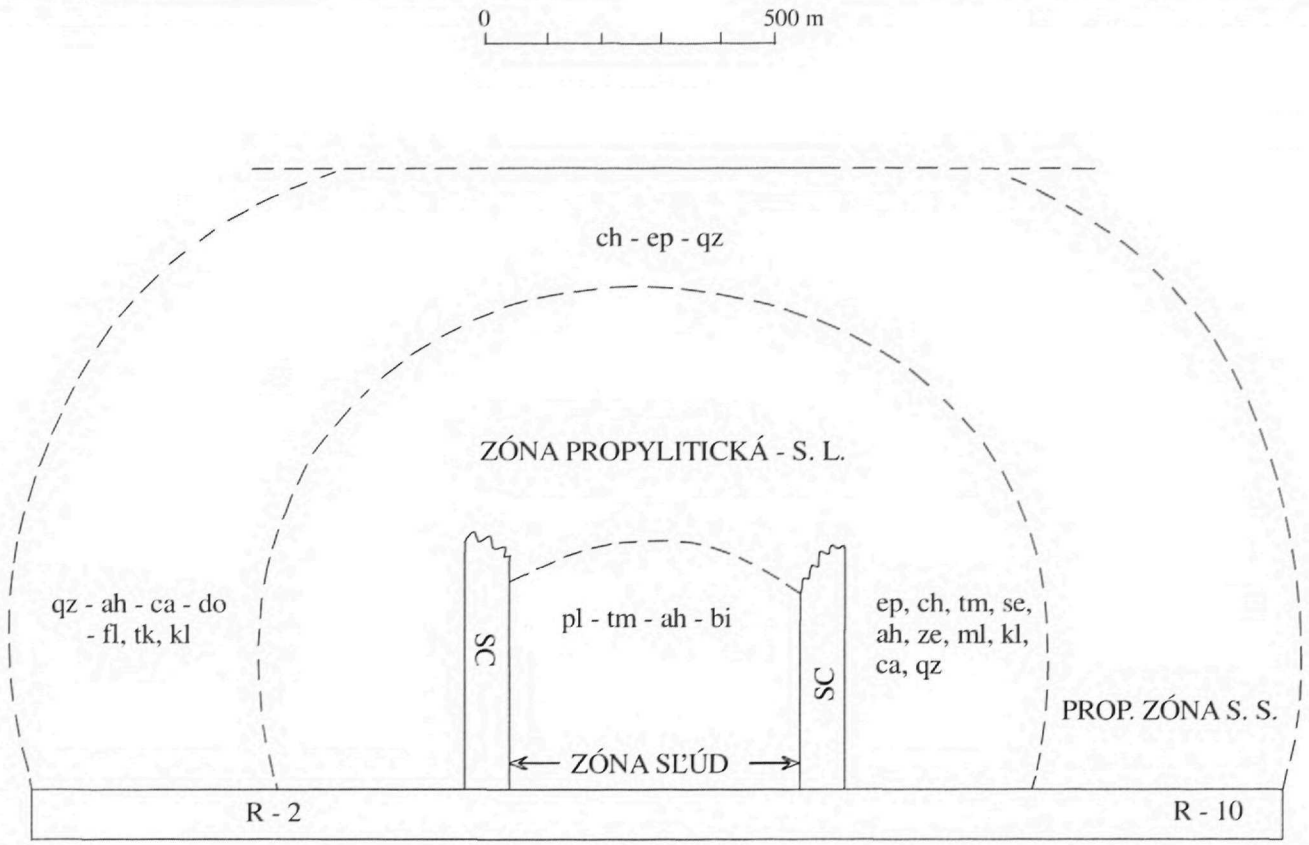
Vo vyvretých horninách však možno pozorovať výraznejšie vyvinutú sericitizáciu, ktorá sa vyskytuje na obvode vnútornej zóny, tvoriac akýsi plášť chalkopyritovej zóny. Ide o vrty R-5, -12, -7 a -8, ktoré sa z veľkej časti pohybovali v granodioritovom porfyrite. Konkrétne vo vrte R-8 sme sericitizáciu pozorovali v granodioritovom porfyrite v sprievode silicifikácie, do dutiniek sa vylučoval anhydrit. V asociácii s nimi sa vyskytuje pyrit, kaolinit a montmorillonit. Na obr. 9 je vyčlenená samostatná zóna sericitizácie, ktorej vertikálny priebeh nie je súhlasný s ostatnými premenami.

V polymetalickej etape sú to rozsiahle propylitické premeny sensus lato. Najdôležitejšie minerály sú tu epidot, chlorit, tremolit a serpentín. V nadloží triasu v permokarbóne (pyritová zóna) sa stretávame s častým výskytom ílových minerálov ako kaolinit a montmorillonit. Ide o výskyt na žilkách s ϕ 1 – 3 mm, v sprievode ktorých bývajú týmito minerálmi zatlačené živce arkóz a drôb permokarbónu, prípadne živce vyvretých hornín. Z tejto prechodnej zóny uvádzame aj výskyt zeolitov (Kúšik, 1996) predstavujúcich Na metasomatózu.

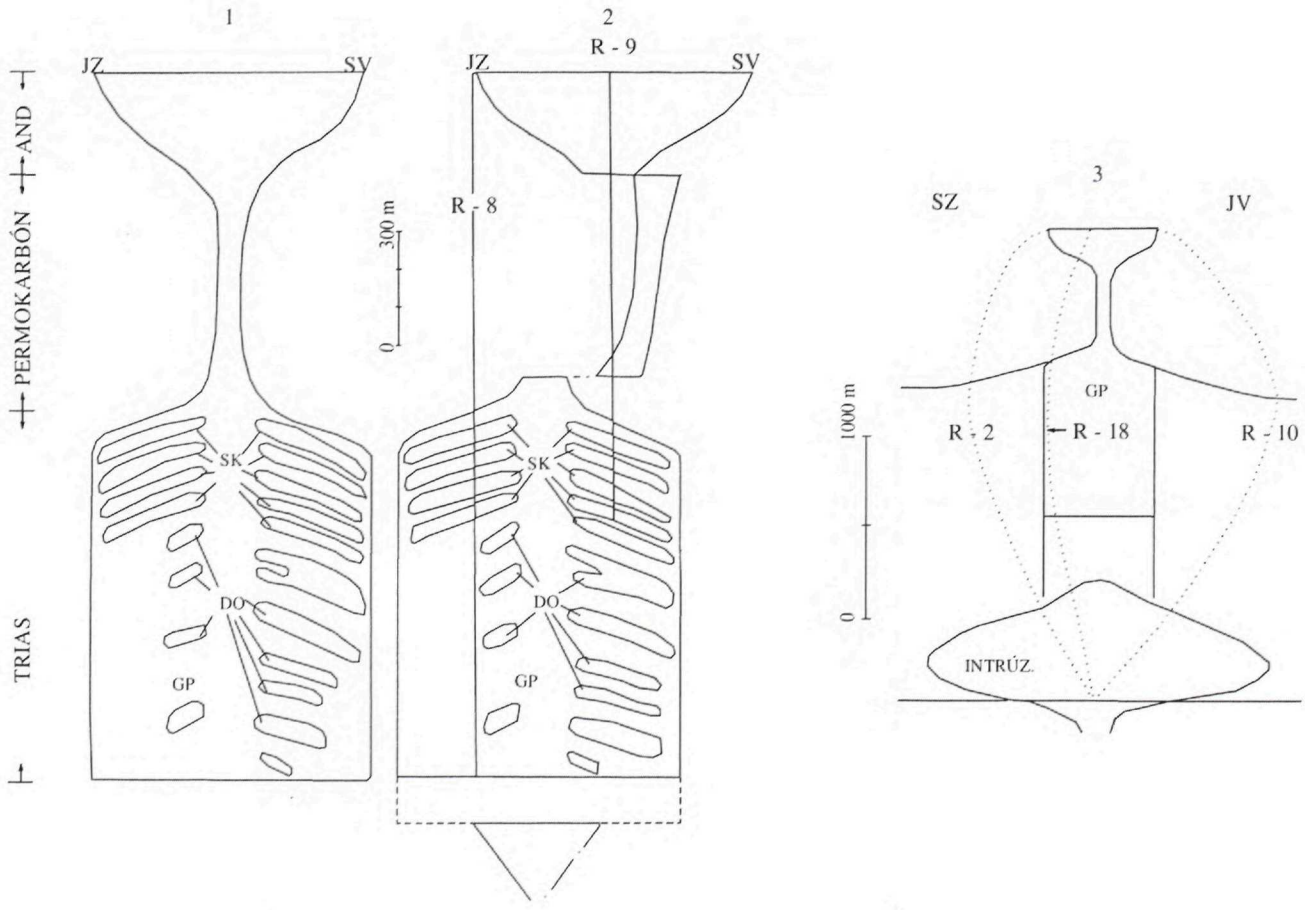
Premeny vo vonkajšej zóne sprevádzajúce zrudnenie sú najmä silicifikácia, prítomnosť karbonátov, anhydritu a kaolinitu, vo vrte R-2 to bol fluorit a mastenec.

Predpokladaný vývojový model porfýrového systému Zlatna (obr. 10)

Teleso granodioritového porfyritu, ako vyplýva z priložených obrázkov, má vertikálny priebeh. Je tu schematicky zachytený stav zistený vo vrtoch R-8 a -9. Hlbšie pokračovanie vrtu R-9 je doplnené priebehom vrtu HDŠ-3. Ako vidieť, nastávali tu rozsiahle prieniky telies granodioritového porfyritu po styku vrstiev so vznikom ložných telies (sil). Na ich styku so súvrstvím vrchného triasu vznikajú v rozsiahlej miere skarny. Zaujímavosťou je, že v spodných častiach prebieha asimilácia stredného triasu od obvodu telesa granodioritového porfyritu k stredu. Tým sa na periférii strácajú vložky dolomitov, zatiaľ čo v stredných častiach ich občas pozorovať. V komplexe permokarbónu už nedochádzalo k takému rozsiahlemu *stoppingu*. Tento zvisle prebiehajúci kanál by potom pripomínal sopúch prechádzajúci v andezitoch do krátera. Po vytvorení sa tento útvar deformoval – posunom (obr. 10/2). Tieto posuny nastali zrejme krátko po vniknutí telesa granodioritového porfyritu a vytvorení uvedeného útvaru. Samotná mineralizácia v kupole intrúzie prebiehala už za stavu, že sa prerušil kontakt s telesom granodioritového profyritu v permokarbóne, teda s jeho pokračovaním k povrchu. V dôsledku tohto vývoja sa stalo, že mineralizácia v kupolovitej časti intrúzie prebiehala samostatne za podmienok charakteristických pre porfýrové ložiská.



Obr. 9 Okolorudné premeny (zonalita).



Obr. 10 Predpokladaný vývojový model porfýrového systému Zlatna.

Na obrázku 10/3 je znázornená mineralizácia polymetalickej etapy v závislosti od agresívnej intrúzie diskovitého tvaru v spodnej časti obrázka. Bodkovanou čiarou sú tu znázornené spôsoby prenikania hydrotermálnych roztokov po puklinách so vznikom žilno-žilníkových štruktúr zistených vo vrtoch R-2 a R-18, ako aj samostatné telesá (ϕ 20 – 30 cm) vo vrte R-10. Žilníkovo-impregnačné zrudnenie podľa tejto predstavy vznikalo z roztokov prenikajúcich telesom granodioritového porfyritu.

Treba zdôrazniť, že toto žilno-žilníkové zrudnenie sa vyskytuje najmä v ladinských dolomitoch (R-2, -10). Žilníkovo-impregnačné zrudnenie sa okrem vrtov R-10 a -4 v strednotriasových dolomitoch nevyskytuje.

Záver

Zo zonálnosti mineralizácie (Kúšik, 1992; obr. 1) vyplýva, že vo vertikálnom smere je chalkopyrit v značnej prevahe nad zložkou sfalerit – galenit. Naproti tomu, v horizontálnom smere v prechodnej a vonkajšej zóne ustupuje chalkopyrit mierne do úzadia, najmä ak si uvedomíme výskyt masívneho sfaleritu, prípadne galenitu na žilno-žilníkových štruktúrach a žilno-žilníkovo metasomatických telesách (čo vo zvolenej metodike frekvencie nenachádza svoje dostatočné vyjadrenie).

Najviac závislá zložka od granodioritového porfyritu, a teda najtesnejšie spätá s vystupovaním telesa granodioritového porfyritu je Cu ako zložka chalkopyritu. V prípade bornitu táto zonalita nie je vyvinutá tak výrazne. Môžeme teda povedať, že Cu prítomná na ložisku (ako súčasť chalkopyritu, menej bornitu) sa vyzrážala vo veľkej miere zo zvyškových roztokov magmatickej taveniny. Súvisí to s pripojeným predpokladaným vývojovým modelom porfýrového systému Zlatna. V ňom sa uvažuje prínos Zn – Pb na žilno-žilníkových štruktúrach z intrúzie v hĺbke, čiže v horizontálnom smere (zonalite) sa táto zložka uplatňuje veľmi výrazne, zatiaľ čo vo vertikálnej zonalite jej výraznejšie uplatnenie nepozorujeme.

Maximum mineralizácie sa viaže na vrchný trias, v ktorom sa vyskytuje kupolovitá časť intrúzie granodioritového porfyritu. Z načrtnutého vzťahu porfýrového systému k intrúzii v hĺbke možno vyvodiť záver, že mineralizácia v horečnatých skarnoch (flogopitová fácia) vznikala z roztokov, ktoré možno považovať za zvyškové magmatické roztoky. Zvýšenú tektonickú aktivitu pred mineralizáciou polymetalickej etapy v centrálnej zóne a na žilno-žilníkových štruktúrach Zlatna a počas nej sprevádzalo vstreknutie (prínos) nových rudonosných roztokov. To sú hlavné príčiny rozdielnosti v žilníkovo-impregnačnej mineralizácii (viazanej predovšetkým na centrálnu zónu) a v mineralizácii na žilno-žilníkových štruktúrach (Kúšik, 1992). Toto stanovisko vyplýva z toho, že polymetalická etapa sa vyznačuje odlišnou mineralizáciou, teda odlišným zložením hydrotermálnych roztokov v porovnaní s pyritovou a pyrotínovou etapou. To by bolo ťažké vysvetliť jediným zdrojom mineralizácie (Kúšik, 1992). Tento spôsob vzniku vysvetľuje, prečo zrudnenie Zlatna sa líši od ostatných skarnových mineralizácií Štiavnického ostrova (Kúšik, 1972).

Záverom ďakujem RNDr. J. Lexovi, CSc., a RNDr. K. Marsinovi, CSc., za poskytnutie literatúry použitej v článku.

Literatúra

Burian, J. a Smolka, J., 1982: Geologická stavba meďnato-porfýrového ložiska Zlatno. In: Miner. slov., roč. 14, s. 517 – 538.

Koděra, M., 1965: Výskyt metasomatického zrudnenia v Banskej Štiavnici. In: Geol. Práce, Zpr., č. 37, s. 135 – 144.

Kúšik, R., 1972: Mineralógia kontaktných metamorfitov Štiavnického ostrova. In: Miner. slov., roč. 15, č. 4, s. 173 – 191.

Kúšik, R., 1985: Stratifikácia sedimentárneho komplexu Zlatna v Štiavnických vrchoch. In: Miner. slov., roč. 17, č. 2, s. 175 – 179.

Kúšik, R., 1992: Mineralógia a genéza Cu-porfýrového ložiska Zlatno v Štiavnických vrchoch. In: Miner. slov., roč. 24, s. 69 – 81.

Kúšik, R., 1996: Príspevok k poznaniu zeolitov Cu-porfýrového ložiska Zlatno v Štiavnických vrchoch. In: Geol. Práce, Spr., č. 102, s. 79 – 88.

Lexa, J., Koděra, P., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ. a Tréger, M., 1997: Komplexné hodnotenie prognóznych zdrojov nerastných surovín v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 233 s.

Lexa, J., Štohl, J. a Konečný, V., 1999: The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of stratovulcano. In: Min. dep., 34, s. 639 – 665.

Marsina, K., 1992: Litogeochemická prospekcia Cu-porfýrového zrudnenia v Štiavnických vrchoch. In: Miner. slov., roč. 24, s. 83 – 98.

Marsina, K., 1995: Prognózne hodnotenie skarnovo-porfýrovej mineralizácie v Štiavnických vrchoch na základe litogeochemických a iných kritérií. In: Miner. slov., roč. 27, s. 89 – 98.

Onačila, D., Lexa, J., Marsina, K., Rojkovičová, Ľ., Káčer, Š., Hojstričová, V., Žáková, E., Štohl, J., Konečný, V., Nemčok, M., Koděra, P., Konečný, P., Repčok, I., Hurai, V., Háber, M., Jeleň, S., Maťo, Ľ., Sasvári, T., Schmidt, R., Zvara, I. a Grant, T., 1995: Metalogenetický model a prognózne zhodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 231 s.

Rozložník, L. a Zábranský, F., 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami B. Hodruša, Vysoká a Uhliská. In: Miner. slov., roč. 10, s. 85 – 94.

Zoznam použitých skratiek:

cp – chalkopyrit, py – pyrit, gn – galenit, sp – sfalerit, mt – magnetit, hm – hematit, pn – pyrotín, bn – bornit, t – tennantit, gr – granát, ah – anhydrit, ep – epidot, ch – chlorit, qz – kremeň, sc – sericit, se – serpentín, tm – tremolit, pl – flogopit, fl – fluorit, ca – kalcit, do – dolomit, bi – biotit, ze – zeolity, kl – kaolinit, ml – montmorillonit, tk – mastenec, GP – granodioritový porfyrit, sk – skarn, AND – andezity.

Geologické práce, Správy 109, s. 131 – 141 , Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Charakteristika litostratigrafických jednotiek neogénu Východoslovenskej panvy na základe foraminifer

ADRIENA ZLINSKÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika, zlinska@gssr.sk

Abstrakt. Článok podáva ucelený obraz o mikrobiostratigrafickom výskume územia Východoslovenskej panvy. Jeho cieľom bolo vyhodnotiť doterajšie biostratigrafické výskumy tejto oblasti a skorelovať ich s novšími výsledkami. Venovali sme sa najmä mikrofaunistickému obsahu (foraminifery) jednotlivých litostratigrafických jednotiek (Vass a Čverčko, 1985; Karoli a Zlinská, 1988), ktoré sme korelovali so štandardnými foraminiferovými biozónami (Grill, 1941, 1943; Cicha et al., 1975).

Kľúčové slová: Východoslovenská panva, neogén, litostratigrafia, biostratigrafia, foraminifery

Charakteristika litostratigrafických jednotiek

Egenburg

Horniny egenburgu vystupujú na povrch v širšom okolí Prešova a v čiastkovej čelovskej depresii. Vrty ich overili pri Vranove a pravdepodobne vystupujú aj v podloží vulkanitov Slanských vrchov v oblasti Zlatej Bane. Možno teda predpokladať súvislé rozšírenie egenburgu pozdĺž sv. okraja panvy, ale jeho hranica na JZ nie je známa.

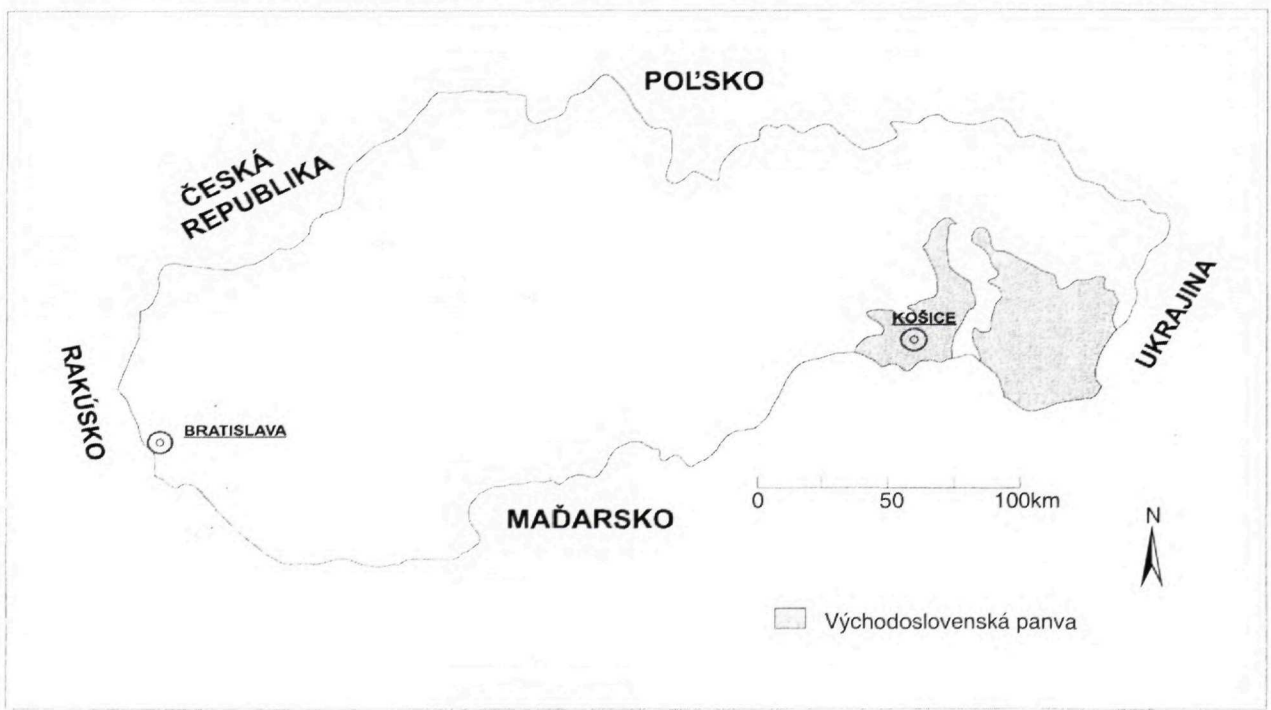
Sedimenty egenburgu boli rozčlenené na prešovské a čelovské súvrstvie. Pôvodný predpoklad Budaya (in Matějka et al., 1964) o existencii prešovského súvrstvia v čelovskej depresii a mladšom veku čelovského súvrstvia sa nepotvrdil.

Obe súvrstvia od seba oddeľuje paleogén kapušianskej hrasti, ktorá pravdepodobne už v čase ich sedimentácie fungovala vo funkcii paleogeografickej bariéry. Nasvedčuje tomu osladzovanie vo vrchnej časti čelovského vývoja. Rovnako z paleogeografických dôvodov je málo pravdepodobné vyznievanie sedimentácie smerom k okraju panvy.

Preto sa predpokladá, že oba vývoje sú faciálne odlišné, ale laterálne ekvivalentné, resp. synchrónne (Kaličiak et al., 1988).

Prešovské súvrstvie (obr. 2)

Na povrch vystupuje prevažne vo fácii sivých a modrosivých piesčitých prachovcov s polohami pieskovcov v okolí Prešova. Odtiaľ sa tiahne v úzkom pruhu na S ku Kanašu a Dúbrave.



Obr. 1 Mapka študovaného územia.

Toto súvrstvie overil vrt jz. od obce Nižný Kručov. Vrt pod karpatom (teriakovské súvrstvie) navŕtal sivé a tmavosivé ílovce s 0,5 – 2-metrovými polohami hrubých jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Súvrstvie z vrtu Vr-108 obsahuje morskú mikrofaunu s *Cyclammina* cf. *acutidorsata* (HANTK.), *Globigerina* aff. *concinna* RSS., *G. opinata* PISHV. a i. (Zapletalová, 1970).

Hlinisko prešovskej tehelne je čiastkovým stratotypovým profilom súvrstvia. Odtiaľ je známa bohatá morská makrofauna: *Pecten* cf. *burdigalensis* LMK., *Cardium* cf. *burdigalinum* LMK., *Phapia benoisti praecedens* KANT., *Venus burdigalensis* SCHAFF. (Švagrovský, 1952; Zlinská a Fordinál, 1989).

Súvrstvie je na obsah mikrofosílií kvantitatívne chudobné. Obsahuje najmä foraminifery, menej ihlice húb, ostne ježoviek, pyritizované rozsievky a ostrakódy. Cicha a Kheil (1962) uvádzajú častejší výskyt druhov: *Spirorutilus carinatus* (ORB.), *Lenticulina cultrata* (MONT.), *L. inornata* (ORB.), *Hansenisca soldanii* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium* aff. *crispum* (L.).

Podľa výsledkov štúdia Zlinskej (1988a, 1989, in Zlinská a Fordinál, 1989) z tej istej lokality sedimenty prešovského súvrstvia okrem uvedených druhov obsahujú typicky spodnomiocénne druhy ako *Pappina bononiensis* (FORNAS.), *P. primiformis* (PAPP – TURN.), *Percultazonaria fragaria* (GÜMB.), *Marginulina. hirsuta* ORB., *Lenticulina acutidorsata* (HANTK.), *L. calcar* (L.) a z fauny ostrakód typický druh egenburgu *Cytheridea egenburgensis* KOLLM.

Čelovské súvrstvie (obr. 2)

Je laterálnym ekvivalentom prešovského súvrstvia, ktoré sa minimálne vo vrchnej časti vyvíjalo izolovane od hlavného bazénu pri s. okraji panvy (Karoli a Zlinská, 1988). Je zachované len v pozdĺžnej tektonickej depresii, kde dosahuje hrúbku až 400 m (vrt Čelovce-1). Podložím je vnútrokarpatský paleogén, ktorý depresiu aj ohraničuje. Na severe sa čiastočne stýka priamo s bradlovým pásmom.

Stratotypom súvrstvia je profil vrtu Čelovce-l, ktorý podľa Slávika et al. (1960) v tomto súvrství dosiahol hĺbku 415 m, kde je hranica s eocénom.

Makrofauna je zistená z vrchnej časti súvrstvia, ktorá je viac osladená pri Záhradnom a Čelovciach. Volfová (1959) z nej uvádza brakické druhy, pričom najhojnejšie sú: *Ostrea* cf. *cyatula* LMK., *Polymesoda brogniarti* (BASTER.), *Melanopsis hantkeni* HOFM., *Pirenella hornensis* (SCHAFF.) a *Theodoxus gregarius* (THOMAE).

Planderová (in Kaličiak et al., 1988) z vrtov v čelovskej depresii určila egenburské spoločenstvo peľu.

Relatívne bohatá mikrofauna pochádza z hlbších častí súvrstvia v okolí Záhradného, Tulčíka, Čeloviec a Nemcoviec. Cicha a Kheil (1962) uvádzajú stratigraficky najdôležitejšie druhy: *Lenticulina meznericsae* (C.), *Uvigerina* aff. *hantkeni* CUSH. – EDW., *Cibicidoides budayi* (C. – Z.) a *Elphidium hiltermani* HAGN.

Z polohy pieskovcov pri Šarišskej Porube našla Zlinská (in Zlinská a Fordinál, 1989) brakickú plytkovodnú faunu foraminifer s *Ammonia beccarii* (L.) a *Quinqueloculina longirostra* ORB. Poloha obsahuje aj euryhalinnú moluskovú faunu s druhom *Pirenella* sp.

Otnang (obr. 2)

Podľa väčšiny autorov otnang na východnom Slovensku nie je vyvinutý. Rudinec et al. (1981) predpokladajú jeho existenciu v okolí Prešova. Za otnang považujú časť prešovského súvrstvia.

Karpat (obr. 2)

Sedimenty karpatu sú rozšírené v celej s. časti Východoslovenskej nížiny, s výnimkou sobranskej elevácie a jej širšieho okolia. Zväčša ich zakrývajú mladšie sedimenty, ale v priestore s. od Vranova až po Strážske vystupujú na povrch. Doteraz najväčšiu hrúbku karpatu overil vrt Trhovište-26 (1 600 m).

Karpat na východnom Slovensku možno rozčleniť na tri litostratigrafické jednotky:

Teriakovské súvrstvie

Predstavuje bazálne súvrstvie karpatu. Je rozšírené najmä v najsevernejšej časti Východoslovenskej nížiny, ale možno ho predpokladať aj v centrálnej časti nížiny. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 150 – 200 m. Na povrch vystupuje s. od Vranova.

Súvrstvie zriedkavo obsahuje morskú faunu. Z nadložia prešovského súvrstvia (egenburg) pri Nižnom Kručove, t. j. z teriakovského súvrstvia, opísala Zapletalová (1970) okrem iných druhov typický karpatský druh *Uvigerina graciliformis* PAPP – TURN. a *Pappina primiformis* (PAPP – TURN.).

Podľa výsledkov štúdia foraminiferovej mikrofauny z Hlinného uvádza Zlinská (1988a, 1989; in Zlinská a Fordinál, 1989; Zlinská, 1992) tiež typickú faunu karpatu: *Globigerina ottnangiensis* RÖGL, *Cyclammina karpatica* C. – Z. a *Pappina primiformis* (PAPP – TURN.) v asociácii s *Globigerina opinata* (PISHV.), *Globigerinella obesa* (BOLLI), *Spirorutilus carinatus* (ORB.), *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEB.), *Marginulina hirsuta* ORB., *Cancris auriculus* (F. – M.) a i. Z ostrakód je zastúpená *Cytheridea paracuminata verucosa* KOLL. Asociácia poukazuje na sedimentáciu v normálnom morskom prostredí.

V oblasti Košickej kotliny je v súvrství bohatá mikrofauna, často vyplnená pyritom. Z oblasti Fintíc je charakteristické spoločenstvo uvigerín, resp. papín [*Uvigerina graciliformis* PAPP – TURN., *Pappina primiformis* (PAPP – TURN.), *Pappina breviformis* (PAPP – TURN.), (Cicha a Kheil, 1962)] a lentikulín [*Lenticulina calcar* (L.), *L. cultrata* (MONT.), *L. inornata* (ORB.) (Zlinská, 1986a)].

Z mikrofaunistického štúdia Zlinskej (1985a, 1986a, 1988a) teriakovské súvrstvie vystupuje vo vrtoch v oblasti Solivaru, ssz. od Surdoku a v okolí Hanisky. V asociácii foraminifer okrem uvedených uvigerín a lentikulín sa hojne vyskytujú: *Globigerina ottnangiensis* RÖGL, *Textularia gramen abbreviata* ORB., *Nonion commune* (ORB.), *Elphidium macellum* (F. – M.), *Marginulina hirsuta* ORB., *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Hanzawaia boueana* (ORB.) a *M. pompilioides* (F. – M.). Chladnomilné peľové asociácie uvádza Planderová (in Kaličiak et al., 1988) z vrtu HPS-8 (Solivar).

STUPEŇ		FORAMINIFEROVÉ ZÓNY planktonické (Cicha 1975)	FORAMINIFEROVÉ ZÓNY bentonické (Cicha 1975)	LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY VÝCHODOSLOVENSKEJ PANVY Východoslovenská nížina (Vass-Čverčko 1985)	LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY VÝCHODOSLOVENSKEJ PANVY Košická kotlina (Karoli-Zlinská 1988)
SARMAT	vrchný		Protelphidium subgranosum	kochanovské súvrstvie	
	stredný		Elphidium hauerinum Elphidium antoninum		
	spodný		Elphidium reginum Cibicides badenensis	stretavské súvrstvie klčovské súvrstvie	
BÁDEN	vrchný	Velapertina	Uvigerina hispidocostata Pavonitina	lastomírske súvrstvie	
	stredný	Globigerina druryi Globigerina decoraperta	Pseudotriplasia elongata Uvigerina semiornata brunensis	zbudzské súvrstvie vranovské súvrstvie	mirkovské súvrstvie
	spodný	Orbulina suturalis Praeorbulina	Lenticulina echinata	nižnohrabovské súvrstvie	
KARPAT		Globigerinoides sicanus	Cyclammina karpatica Uvigerina parkeri breviformis	kladzianske súvrstvie soľnobanské súvrstvie teriakovské súvrstvie	
OTNANG		Globigerinoides quadrilobatus trilobus	Cibicidoides budayi		
EGENBURG		Globoquadrina dehiscens	Miogypsina intermedia	prešovské súvrstvie	čelovské súvrstvie

Obr. 2 Korelačná tabuľka bio- a litostratigrafických jednotiek neogénu Východoslovenskej panvy.

Soľnobanské súvrstvie

Je rozšírené v okolí Prešova, ale hlbokými vrtmi sa zistilo aj v centrálnej časti Východoslovenskej nížiny (napr. vo vrte Trhovište-26; Rudinec, 1978b). V súvrství sú polohy a hniezda síranov a kamennej soli. Vo vrte Albínov-7 sa zistili druhy *Globigerina angustiumbilicata* BOLLI a *G.* ex gr. *praebulloides* BLOW (Brzobohatý, 1982, ex Baňacký et al., 1987).

Hypersalinické prostredie nebolo vhodným prostredím na život, takže súvrstvie je zväčša bezfosílne. Časté sú len ihlice húb a ostne ježoviek. Periodické prílevy normálnych vôd však zanechali miestami karpatské asociácie foraminifer (vrty č. 32 a 35 zo Solivaru): *Uvigerina graciliformis* PAPP – TURN., *U. semiornata* ORB., *Pappina parkeri* (KARR.), *Elphidium macellum* (F. – M.), *E. fichtellianum* (ORB.), *Melonis pompilioides* (F. – M.) a i. (Beroušek in Polák et al., 1955).

Kladzianske súvrstvie

Vyvíja sa pozvoľna zo soľnobanského súvrstvia alebo ostro nasadá na teriakovské súvrstvie, prípadne priamo na predterciérne podložie. V severnej časti Košickej kotliny zastupuje vyššiu časť karpatu a bazálnu časť spodného bádenu s typickou mikrofaunou.

Tento špecifický vývoj súvrstvia podmienila pretrvávajúca plytkovodná šelfová sedimentácia v tejto oblasti, oddelenej od ostatných častí panvy pozdĺžnou hrasťou pochovanou pod Slanskými vrchmi. Z plochého reliéfu tvoreného karpatom sa potom krátkou cestou splachovali jednak sedimenty, jednak karpatská mikrofauna, ktorá má podľa Janáčka (in Janáček et al., 1975) vytriedenie podľa veľkosti v zhode so zrnitosťou okolitého sedimentu. Súvrstvie obsahuje v spodnej časti ešte primárne sírany, v celom profile mikroskopický sadrovec a anhydrit, s výnimkou najvyššej časti.

Mikrofauna je chudobná, v distribúcii javí opačnú závislosť ako sírany. Okrem ihlíc húb sa vyskytujú foraminifery drobného vzrastu s prevládajúcimi zástupcami rodov *Elphidium*, *Florilus* a *Melonis* (Kantorová, 1956). Častejšie sa vyskytujú druhy *Lenticulina inornata* (ORB.), *Bulimina elongata* ORB., *Uvigerina graciliformis* PAPP – TURN., *Pappina breviformis* (PAPP – TURN.), *Bolivina dilatata* (RSS.), *Cassidulina laevigata* ORB., *Globigerina bulloides* ORB., *Ammonia beccarii* (L.) a *Asterigerinata planorbis* (ORB.) (Cicha a Kheil, 1962).

Kladzianske súvrstvie s typickou mikrofaunou karpatu vystupuje vo vrtoch v oblasti Solivaru, Šalgovíka, Drienova, Sigordu a v povrchových vzorkách z okolia Záborského, Drienova a Šarišských Bohdanoviec (Zlinská, 1985a, 1986b, 1988a, 1988b). Charakterizuje ho asociácia: *Uvigerina acuminata* HOS., *U. graciliformis* PAPP – TURN., *U. multicostata* LE ROY, *Pappina primiformis* (PAPP – TURN.), *P. breviformis* (PAPP – TURN.). Vyskytujú sa aj: *Elphidium fichtellianum* (ORB.), *E. macellum* (F. – M.), *Cyclammina karpatica* C. – Z., *Cibicides ungerianus* (ORB.), *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Globigerina bulloides* ORB., *G. praebulloides* BLOW, *Bolivina dilatata dilatata* RSS., *B. hebes* MACFAD., *Lenticulina cultrata* (MONT.), *L. melvilli* (CUSH. – RENZ), *L. cassis* (LMK.), *L. vortex* (F. – M.) a i. Fauna foraminifer poukazuje na pomerne plytkovodné prostredie, ktoré nepresahovalo rámec neritika.

Súvrstvie je rozšírené takmer v celej Východoslovenskej nížine. Na povrch, resp. pod kvartérom vystupuje v priestore medzi Vranovom a Strážskym.

Asociácie mikrofauny sa zistili v ekvivalentoch kladzianskeho súvrstvia v okolí Michaloviec (fide Buday, in Matějka et al., 1964). Ojedinele sa našli morské foraminifery vrátane úlomkov druhu *Uvigerina graciliformis* PAPP – TURN. typického pre karpat, *Pappina parkeri* (KARRER), *U. acuminata* HOS., *Bolivina hebes* MACFAD. a *Cibicides ungerianus* (ORB.) (Zapletalová, 1974).

Báden (obr. 2)

Vo Východoslovenskej nížine morský báden reprezentuje nižnohrabovské súvrstvie (na báze), vranovské, zbudzské a lastomírske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985).

V Košickej kotline detritický vývoj nižnohrabovského a vranovského súvrstvia zastupuje pelitický vývoj mirkovského súvrstvia (Karoli a Zlinská, 1988). Zbudzské súvrstvie s významnou akumuláciou evaporitov nie je v kotline vyvinuté. Rovnako sa nedokázalo ani lastomírske súvrstvie. Vrchný báden v brakickom a sladkovodnom vývoji je známy najmä pri východnom okraji Slanských vrchov, ako aj v Košickej kotline. Tam má však sladkovodný až terestrický vývoj (klčovské súvrstvie). Tento vývoj pokračuje až do bazálnej časti sarmatu.

Mirkovské súvrstvie

Je to litostratigrafická jednotka spodného a stredného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. Ostro nasadá výlučne na kladzianske súvrstvie. Na povrch vystupuje v podhorí Slanských vrchov medzi Teriakovcami, Kokošovcami, Mirkovcami a Ploským. Reliktne je zachované aj pri Janovíku a Beniakovciach. Maximálna overená hrúbka je 630 m (vrt Drienov XX). V podloží vulkanitov Slanských vrchov a pravdepodobne aj v južnej časti kotliny laterálne prechádza do detritických vývojov – nižnohrabovského a vranovského súvrstvia.

Oproti nižnohrabovskému a vranovskému súvrstviu je rozlišovacím znakom pelitický vývoj, neprítomnosť textúrnych znakov a absencia hrabovských tufov.

Podľa Zapletalovej (in Janáček et al., 1975) má spodnobádenská mikrofauna tento ráz: *Globigerina bulloides* ORB., *G. diplostoma* RSS., *G. trilocularis* BOLLI, *Globorotalia scitula* BRADY, *Paragloborotalia? mayeri* (CUSH.– ELL.), *Globoquadrina altispira* (CUSH. – JAR.), *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *G. irregularis* LE ROY, *G. bisphaericus* TODD, *Orbulina suturalis* BROENN., *O. bilobata* (ORB.), *Lenticulina calcar* (L.), *L. melvilli* (CUSH. – RENZ), *L. cultrata* (MONT.), *L. clericii* (FORN.), *Siphonodosaria scabra* RSS., *Marginulina hirsuta* ORB., *M. scabra* ORB., *M. variabilis* (NEUGEB.), *Planularia dentata* (KARR.), *Vaginulina legumen* (L.), *Dimorphina variabilis* NEUGEB., *Dentalina communis* ORB., *Bolivina hebes* MACFAD., *Valvulineria complanata* ORB., *V. arcuata* (RSS.), *V. marmaroschensis* PISHV., *Hansenisca soldanii* ORB., *Candorbulina universa* JEDL., *Guttulina austriaca* ORB., *Uvigerina asperula* CZJZ., *U. macrocarinata* PAPP – TURN., *Bulimina stria-*

ta ORB., *B. buchiana* ORB., *B. pupoides* ORB., *B. ovata* ORB., *Sphaeroidina bulloides* ORB., *Karreriella* cf. *bradv* CUSH., *Stilostomella pyrula* (ORB.), *Cibicides* sp. a i.

Zo stratotypového profilu vrtu S-15 (Teriakovce) v intervale 110 – 139 m je významná asociácia s *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Orbulina suturalis* BROENN., *Globigerina diplostoma* RSS., *G. apertura* CUSH., *Globigerinoides quadrilobatus* (ORB.), *G. trilobus* (RSS.), *Uvigerina* aff. *acuminata Hos.* a i. (Zlinská, 1988a).

Typických zástupcov našla Zlinská (1985b, 1986b) z. a s. od Brestova, v Tuhrinej, jz. od Žehne a sv. od Varhaňoviec. Sú to najmä: *Orbulina suturalis* BROENN., *Praeorbulina glomerosa* (BLOW) a *Uvigerina macrocarinata* PAPP – TURN.

Severne od Šarišských Bohdanoviec je spodný báden dokázaný prítomnosťou druhov *Lenticulina intermedia* (ORB.) a *Uvigerina macrocarinata* PAPP – TURN. (Zlinská, 1986b). Obdobné asociácie sa našli aj v okolí Kecerovíec, Kecerovského Lipovca, j. od Budimíra, Sigordu, Zlatej Bane, v oblasti Ploské – Ortáše a Janovíka (Zlinská, 1984, 1985b, 1987b, 1988a, b). Vo vzorke zo Sigordu bol okrem spomínaných druhov typický spodnobádenský druh *Vaginulina legumen* (L.).

Stredný báden – vielič z mikrofaunistického hľadiska charakterizuje asociácia z vrtu S-15 (Teriakovce, cca do 110 m) a z Ruskej Novej Vsi: *Globigerina decoraperta* TAKAY. – SAITO, *Hanzawaia crassa* (LUCZ.), *Orbulina suturalis* BROENN., *Spirorutilus carinatus* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *Uvigerina aculeata* ORB., *U. asperula* CZJZ., *U.* cf. *pygmaea* ORB., *U. semiornata semiornata* ORB., *Globigerinoides quadrilobatus* (ORB.), *G. trilobus* (RSS.), *Cibicides ungerianus* (CUSH.), *Melonis pompilioides* (F. – M.), *Valvulineria complanata* (ORB.), *Lenticulina cultrata* (MONT.) a *Globigerina nepenthes* TODD (Zlinská, 1988a).

Nižnohrabovské súvrstvie

Leží transgresívne na karpate, resp. na predneogénnom podloží. Súvrstvie vystupuje na povrch sv. od Vranova. Odtiaľ pokračuje k Majerovciam, do sv. okolia Nižného Hrabovca až k Pustému Čemernému, kde sa ponára pod fluviálne sedimenty Laborca.

V nižnohrabovskom súvrství sa nachádza hojná spodnobádenská mikrofauna vrátane planktónu s indexovým druhom zóny N9 *Orbulina suturalis* BRONN. Vyskytuje sa tam *O. universa* ORB., preorbulíny a bentické druhy foraminifer typické pre spodný báden (lagenidovú zónu): *Lenticulina calcar* (L.), *L. cultrata* (MONT.) a i. (Danihelová, 1954; Cicha a Kheil, 1962; Slávik a Gašpariková, 1967; Zapletalová, 1974; Zlinská, 1992).

Z polôh pieskovcov v Nižnom Kručove opísala Zlinská (1987b) spodnobádenskú asociáciu foraminifer s *Cribrostomoides kjurendagensis* (MOROZ.), *Stilostomella boueana* (ORB.), *S. consobrina* (ORB.), *Bulimina schischkinskayae* (SAM.), *Ammonia beccarii* (L.) a i.

Spoločenstvo vápnitej nanoflóry obsahuje formy typické pre zónu NN5 vrátane indexového druhu *Sphenolithus heteromorphus* DEFL. (Lehotayová, 1982).

Súvrstvie obsahuje morskú mikrofaunu. Cicha (in Čechovič et al., 1963) zistil v okolí Černochova mikroasociácie s *Lenticulina (Planularia) auria* (SOLD.) a *Paragloborotalia? mayeri* (CUSH. – ELL.) a paralelizoval toto súvrstvie s lagenidovými zónami Viedenskej panvy, t. j. so spodným bádenom.

Z vrtu Zi-10 (Černochovský záliv) Lehotayová (in Ivan, 1962) zistila bohaté planktonické spoločenstvo s *Orbulina suturalis* BROENN., *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Globorotalia scitula* BRADY, *Globoquadrina* sp. s bentickými druhmi *Pullenia bulloides* (ORB.) a *Melonis pompilioides* (F. – M.). Autorka však toto spoločenstvo nekvalifikuje ako typické spodnobádenské.

Vranovské súvrstvie

Reprezentuje najmä spodnú časť vieliča, ale zasahuje aj do vrchnej časti, kde sa laterálne zastupuje so zbudzským súvrstvím (obr. 2). Na povrch vystupuje v okolí Vranova a na svahu nad nivou Tople (medzi Nižným Kručovom a Hencovcami), v okolí Nižného Hrušova a z. od Pustého Čemerného.

Súvrstvie obsahuje morskú mikrofaunu. Podrobne sa študovali spoločenstvá foraminifer, ktoré zložením a stavom zachovania pripomínajú spoločenstvo spiroplektamínovej zóny, t. j. vieliča. V spoločenstve sa vyskytujú druhy: *Valvulineria arcuata* (RSS.), *V. marmaroschensis* PISHV., *Globigerina opinata* PISHV., *G. praebulloides* BLOW, *Bulimina elongata* ORB., *Uvigerina* aff. *rugosa* TERQ., *U.* aff. *asperula* CZJZ., *U.* aff. *costata* BIEDA a i. (Zapletalová, 1974; Zlinská, 1988c).

Morské foraminifery z vrtu pri Veľatoch opísala Lehotayová (in Ivan, 1962, 1963, 1966) a Kantorová z vrtu TR-37 pri Trni (ex Baňacký et al., 1984). Spoločenstvo okrem iných druhov tvorí: *Valvulineria marmaroschensis* PISHV., *V. complanata* (ORB.), *Cyclammina vulchoviensis* VENGL., *C. zemplinica* C. – Z., *Uvigerina pygmoides* PAPP – TURN., *U. aculeata* ORB., *U. asperula* CZJZ., *U. hispida* SCHW., *U. hispidocostata* CUSH. – TODD, *U. semiornata* ORB., *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. bulloides* ORB., *G. concinna* RSS., *Orbulina suturalis* BROENN., *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Turborotalia bykovae* AIS., *Paragloborotalia? mayeri* (CUSH. – ELL.), *Pseudotriplasia elongata* MAL. Ide o typické spoločenstvo vieliča [zóna *Spiroplectammina (Spirorutilus) carinata*, Grill, 1941]. Spoločenstvá foraminifer z vrtu TR-37 poukazujú na kolísanie hĺbky mora v priebehu sedimentácie vranovského súvrstvia.

Z vrtu BB-1 lokalizovaného neďaleko Byšty opisuje Zlinská (1986d, 1996) asociáciu foraminifer spiroplektamínovej zóny: *Cyclammina vulchoviensis* VENGL., *C.* aff. *complanata* CHAPMAN, *Textularia* ex gr. *laevigata* ORB., *Spirorutilus carinatus* (ORB.), *Globigerina praebulloides leroy* BLOW – BANNER, *Bathysiphon taurinensis* SACCO, *Melonis pompilioides* (F. – M.) a i.

Zbudzské súvrstvie

Reprezentuje vrchnú časť vieliča. Na povrch nevystupuje, ale overili ho vrty pri severnom okraji panvy medzi obcami Soľ a Dlhé Klčovo, medzi Zbudzou a Veľkými Zalužicami, ako aj v strednej časti panvy (Krásnovce, Rakovec, Albínov, Ložín, Trebišov).

Zbudzské súvrstvie obsahuje chudobné spoločenstvo drobných foraminifer: *Globigerina* aff. *bulloides* ORB.,

Globorotalia scitula BRADY, *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Uvigerina* aff. *aculeata* ORB., *Bulimina* sp., *Triloculina* sp., *Elphidium* sp. a *Nononion* sp. (Gašpariková, 1963). Opísaná fauna sa vyskytuje iba v podloží a nadloží evaporitov. Všeobecne sa pripúšťa, že v podloží zbudzského súvrstvia sú sedimenty s mikrofaunou zóny *Spiroplectammina carinata* (Grill, 1941), t. j. vranovské súvrstvie. V nadloží sú sedimenty s mikrofaunou *bulimínovo-bolivínovej* zóny, t. j. vrchný báden (kosov) – lastomírske súvrstvie. Gašpariková (l. c.) kladie zbudzské evapority do bulimínovo-bolivínovej zóny. Podľa nej foraminiferové spoločenstvá v podloží a nadloží evaporitového súvrstvia pri Zbudzi sú totožné.

Lastomírske súvrstvie

V panve a na jej okrajoch je zakryté mladšími sedimentmi. Je rozšírené v celej oblasti s výnimkou s. časti, kde na povrch vystupuje starší báden. Vrchná časť súvrstvia v okolí Bánoviec nad Ondavou laterálne prechádza do klčovského súvrstvia (Jiříček, 1968).

V spodnej časti lastomírskeho súvrstvia je chudobná mikrofauna indikujúca nepriaznivé životné podmienky s *Cibicides dutemplei* (ORB.). Vyššie nastupujú spoločenstvá normálneho mora s typickými reprezentantmi spoločenstva bulimínovo-bolivínovej zóny [*Bulimina* ex gr. *elongata* ORB., *B.* ex gr. *pupoides* ORB., *B. ovata* ORB., *Bolivina dilatata* (RSS.), *B. antiqueformis* C. – Z., *Uvigerina asperula* CZJZ., *U.* aff. *semiornata* ORB., *Valvulineria complanata* (ORB.), *Cibicides boueanus* (ORB.), *C. dutemplei* (ORB.)] a i. (Kudláčková in Janáček, 1961, 1962, 1963).

V jz. a sz. časti Východoslovenskej nížiny koncom sedimentácie lastomírskeho súvrstvia sa splytčilo a pravdepodobne čiastočne osladilo prostredie. Indikuje to spoločenstvo ochudobnenej fauny s *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium* sp., *Reussella spinulosa* (RSS.), *Bulimina elongata* ORB., *Ostrea digitalina* DUB., *Cardium andrusovi latecostatum* SEN., *C. turonicum* MAY., *Ervilia dissita podolica* (EICHW.), *Clithon pictus* (FER.), *Hydrobia stagnalis* (BAST.) a i. (Seneš, 1955; Švagrovský, 1959; Zlinská, 1998).

Lastomírske súvrstvie obsahuje morskú mikrofaunu: *Bulimina elongata* ORB., *B. pupoides* ORB., *B. pyrula* ORB., *Cibicides dutemplei* (ORB.), *Nonion commune* (ORB.), *Valvulineria arcuata* (RSS.), *Pullenia bulloides* (ORB.) a i. Spoločenstvo zodpovedá vrchnému bádenu – kosovu, bulimínovo-bolivínovej zóne (Jandová in Janáček, 1963; Jiříček, 1972a; Zlinská, 1998). Faunistické spoločenstvo poukazuje na to, že sedimenty vznikali v plytkom neritiku až vrchnom batyáli v teplom mori s normálnou salinitou.

Kosov – spodný sarmat (obr. 2)

Klčovské súvrstvie

Je rozšírené v s. časti Východoslovenskej nížiny. Približne na spojnici miest Košice – Trebišov – Michalovce prechádza laterálne do lastomírskeho súvrstvia (Čverčko, 1977; Rudinec a Tözsér, 1975; Rudinec, 1978a). Na povrch vystupuje v sz. časti v okolí Zámutova, inde je zakryté mladšími neogénnymi sedimentmi, resp. kvartérom.

V spodnej časti klčovského súvrstvia je chudobná mikrofauna: *Ammonia beccarii* (L.), *Milliamina fusca* (BRADY), *Eggerella scabra* (WILL.), *Quinqueloculina* sp. Indikuje plytkomorské a brakické prostredie. Ostne ježoviek vo výplavoch sú pravdepodobne preplavené. Vo vyššej časti súvrstvia sú resedimentované asociácie kremitých húb, autochtónne sú pravdepodobne iba ostrakódy rodu *Candona*. Prítomné sú aj zvyšky suchozemských lastúrnikov (Zapletalová in Janáček, 1962, 1963).

Vo vrchných častiach súvrstvia plytkovodné spoločenstvo brakickej mikrofauny popri *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), *A.* aff. *parkinsonia* (ORB.) a *Nonion bogdanoviczi* (VOLOSH.) obsahuje aj spodnosarmatské prvky ako *Elphidium rugosum* (ORB.) a *Cibicides badenensis* (ORB.). Prítomné sú aj mäkkýše *Carychium minimum* MÜLL. a *Abra reflexa* (EICHW.) (Zapletalová in Janáček, 1962; Švagrovský, 1960a; Jiříček, 1972b; Zlinská, 1992, 1997).

Zlinská (1987a) z oblasti Jurkovej Vole uvádza asociáciu s *Ammonia beccarii* (L.) a *Elphidium grilli* PAPP, ktorá je známa zo spodného sarmatu lokality Bočiar.

Vrchná časť súvrstvia podľa fauny sa začleňuje už k spodnému sarmatu (cibicidovo-abrové pásmo, resp. zóna A spodného sarmatu; Jiříček, 1972b).

V Košickej kotline je klčovské súvrstvie prevažne v sladkovodnom a suchozemskom vývoji, resp. býva zväčša bezfosílne. Hojnejší je iba druh *Ammonia beccarii* (L.).

Z vrtu v Nižnej Kamenici (S-3) Planderová (in Kaličiak et al., 1988) z hĺbky 105 m uvádza okrem iného výskyt peľu paliem rodu *Sabal*. Z toho istého vrtu sa zistila fauna ostrakód zastúpená druhmi *Leptocythere nodigera* POK. a *Candona rakosiensis* (MÉH.) (Zlinská, 1984).

Sarmat (obr. 2)

Vo Východoslovenskej nížine má zložitý lito- a biofaciálny vývoj. Jeho najspodnejšia časť [netypický spodný sarmat alebo zóna s *Cibicides badenensis* (ORB.)] je v severnej časti nížiny súčasťou klčovského súvrstvia. Typický sarmat (zóna veľkých elfídií) má čiastočne transgresívny charakter, leží transgresívne na predterciérnych horninách Zemplínskych vrchov.

Sarmatské sedimenty tvoria niekoľko litostratigrafických celkov – súvrství:

– ***stretavské súvrstvie*** zodpovedá spodnému až strednému sarmatu v brakickom vývoji, resp. morsko-brakickom vývoji,

– ***kochanovské*** a ***tokajské súvrstvie*** zodpovedajú strednému a vrchnému sarmatu v sladkovodnom vývoji,

– ***ptrukšianske súvrstvie*** zodpovedá vrchnému sarmatu v brakickom vývoji.

Stretavské súvrstvie

Mäkkýše spodnej časti súvrstvia opísal Švagrovský (1960b). Z vrtu Sečovce-1 uvádza druhy bežne sa vyskytujúce v spodnom sarmate: *Cardium politioanei* JEK., *Ervilia disita disita* (EICHW.), *Tapes vitalinus* ORB., *Pseudamnicola sarmatica sarmatica* JEK., *P. sarmatica*

depressa JEK., *Mohrensternia sarmatica* FRIED., *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (BASTER.) a i.

Na základe foraminifer možno v súvrství vyčleniť dve zóny. Jedna z nich je zóna veľkých elfídií s ***Elphidium reginum*** (ORB.), *E. crispum* (L.), *E. aculeatum* (ORB.), *E. macellum* (F. – M.) a i. Vo vrchnej časti sú spoločenstvá zóny s ***Elphidium hauerinum*** (ORB.), kde popri určujúcej forme boli identifikované *E. listeri* (ORB.), *E.* cf. *aculeatum* (ORB.) a *Nonion bogdanowiczi* (VOLOSH.) (Gašpariková, Cmuntová a Prokšová in Brodňan et al., 1959; Zapletalová, 1960; Kudláčková in Janáček, 1961, 1962, 1963; Zlinská, 1997).

Podobné asociácie určila Zlinská (in Zlinská a Fordinál, 1988, 1989; Zlinská, 1993) z oblasti Kalše, Trstenského potoka a Kravian. Z významnejších druhov asociácia obsahuje: *Ammonia beccarii* (L.), *Quinqueloculina hauerina* ORB., *Pseudotriloculina consobrina* (ORB.), *Elphidium aculeatum* (L.), *E. crispum* (L.), *E. fichtellianum* (ORB.), *E. hauerinum* (ORB.), *E. joukovi* SER., *E. macellum* (F. – M.), *E. reginum* (ORB.), *Nonion serenus* VENGL., *Schackoinella imperatoria* (ORB.), *Articulina articulinoides* GERKE – ISS., *A. problema* BOGD. a z ostrakód *Aurila merita* (ZAL.), *A. mehesi* (ZAL.), *Senesia vadaszi* (ZAL.) a *Cytheridea hungarica* ZAL.

Z oblasti Košickej kotliny z okolia Herlian a Čakanoviec opísala Zlinská (1984, 1986c, 1997) brakickú foraminiferovú asociáciu spodného a stredného sarmatu s druhmi: *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium reginum* (ORB.), *E. hauerinum* (ORB.), *E. macellum* (F. – M.), *E. complanatum* (ORB.), *E. crispum* (L.) a z ostrakód *Cytheridea hungarica* ZAL., *Senesia vadaszi* (ZAL.), *Aurila mehesi* (ZAL.) a *Loxoconcha hastata* (RSS.). Z tohto súvrstvia bol opísaný aj nový taxón *Elphidium samueli* (Zlinská, 1993).

Z uvedených foraminiferových spoločenstiev vyplýva, že rozsah stretavského súvrstvia zodpovedá spodnému až strednému sarmatu.

Kochanovské súvrstvie

Je vyvinuté v okolí Sečoviec, resp. v priestore medzi Michalovcami a Sečovcami, a zasahuje až do s. okolia Zemplínskych vrchov. Ďalej na J laterálne prechádza do tokajského súvrstvia, ktoré je vyvinuté najmä na území Maďarska. Sladkovodné kochanovské súvrstvie sa faunisticky študovalo v odkryve cesty medzi Svinicou a Bidovcami (Zlinská a Fordinál, 1989).

Korelácia lito- a biostratigrafických jednotiek

Egenburg (obr. 2)

Z pelitického prešovského súvrstvia sa získali kvalitatívne veľmi chudobné morské mikroorganizmy. Mikrofaunistické zvyšky predstavujú najmä foraminifery, často mechanicky a tlakom porušené, ihlice húb, ostne ježoviek a ostrakódy.

V asociácii foraminifer absentuje alebo sa vyskytuje veľmi vzácne planktonická zložka. Najčastejšie sa vyskytujú druhy: *Lenticulina calcar* (L.), *L. cultrata* (MONT.), *L. arcuatostriata* (HANTK.), *L. inornata* (ORB.), *Percultazonaria fragaria* (GUEMB.), *Marginulina hirsuta* ORB., *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *Bulimina elongata* ORB., *B. striata striata* ORB., *Bulimina ovata* (ORB.), *Guttulina communis* ORB., *Pappina bononiensis* (FORNAS.), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSH.), *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Chilostomella czjzeki* RSS., *Pullenia bulloides* (ORB.), *Heterolepa dutemplei* (ORB.), *Stilostomella* sp., *Bathysiphon taurinensis* SACCO, *Glomospira charoides* (P. et J.), *Textularia* sp., *Cyclammina acutidorsata* (HANTK.), *Semivulvulina pectinata* RSS., *Dentalina acuta* ORB., *Nodosaria* sp., *Melonis pompilioides* (F.et M.), *Sigmoilopsis celata* COSTA, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Pyramidulina raphanistrum* (L.) a i.

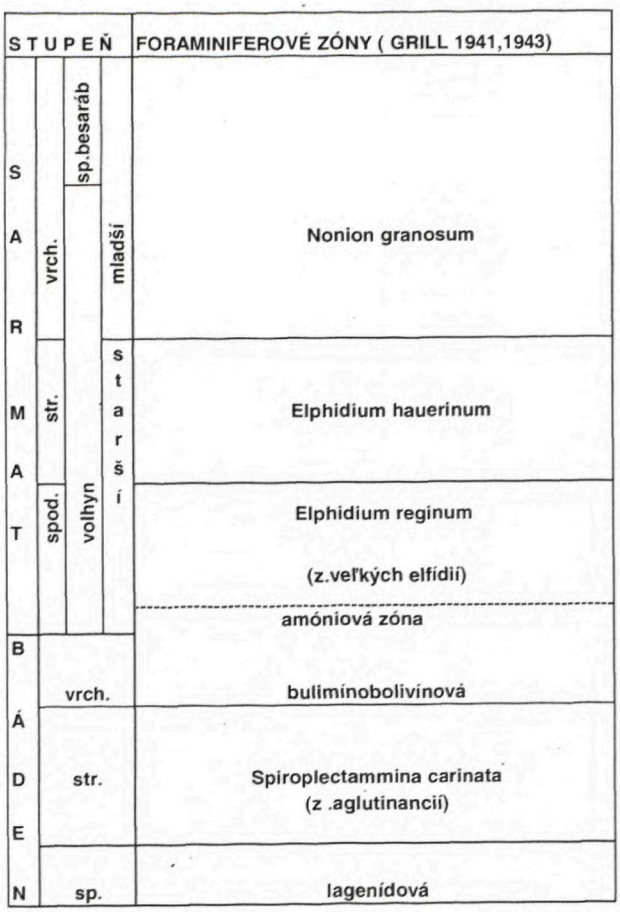
Hojný výskyt lentikulín pripomína robulový šlír egenburgu vo Viedenskej panve (lužické súvrstvie). Sedimentačným prostredím bol sublitorál až hlbšie neritikum. Salinita vody sa pohybovala v rozmedzí normálu. Sedimenty prešovského súvrstvia sú korelovateľné so zónou planktonických foraminifer *Globigerinoides quadrilobatus trilobus – Globoquadrina dehiscens* a bentických foraminifer *Cibicidoides budayi – Bolivina hebes – Miogypsina intermedia*, ktoré pre centrálnu Paratétys vypracovali Cicha et al. (1975).

S týmito foraminiferovými zónami je korelovateľné aj čelovské súvrstvie, ktoré je laterálnym ekvivalentom prešovského súvrstvia. Vo faune foraminifer nastáva silné ochudobnenie vplyvom osladzovania sedimentačného prostredia smerom do nadložia. Marinný charakter fauny má prevahu v z. časti rozšírenia súvrstvia (Terňa, Záhradné, Tulčík). Smerom na V sa mikrofauna značne ochudobňuje a jej charakter je brakický. Stav zachovania fauny je poznačený vysokým stupňom fosilizácie. Okrem úlomkov ostrakód a variabilného pomeru zastúpenia jednotlivých druhov foraminifer súvrstvie obsahuje aj moluskovú faunu, v ktorej chýbajú morské druhy (vrt Čelovce-1; Volfová, 1959).

K najčastejšie objavujúcim sa druhom foraminifer patria: *Bulimina elongata* ORB., *Cibicides dutemplei* (ORB.), *C. pseudoungerianus* (CUSH.), *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Hanzawaia boueana* (ORB.), *Bolivina fastigia* CUSH., *Lenticulina meznericzae* (C.), *Uvigerina* aff. *hantkeni* (CUSH. et ELL.), *Planulina wuellerstorfi* (SCHW.), *Sphaeroidina bulloides* ORB., *Elphidium* aff. *hiltermanni* HAGN., *Ammonia beccarii* (L.), *Adelosina longirostra* (ORB.) a *Cibicides budayi* (C. et Z.) (Cicha a Kheil, 1962; Zlinská a Fordinál, 1989). Posledný zo spomínaných druhov je doteraz známy v Západných Karpatoch len z egenburgu a otnangu.

Karpat (obr. 2)

Vo Východoslovenskej panve je korelovateľný so zónou planktonických foraminifer *Globigerinoides sicanus* (= *G. bisphaericus*) a so zónou bentických foraminifer *Cyclammina karpatica – Uvigerina parkeri breviformis* (= *Pappina breviformis*) (Cicha et al., 1975). Bázu zóny charakterizuje prvý výskyt druhu *Cyclammina karpatica* C. et Z. a vymiznutie všetkých spodnomiocénnych druhov [napr. *Lenticulina meznericzae* (C.), *Cibicides budayi* (C. et Z.)]. Vrchná časť zóny je ohraničená výskytom asociácie s *Praeorbulina – Orbulina suturalis* a *Lenticulina echinata*. Z typicky karpatských druhov sa objavujú



Obr. 3 Grillove foraminiferové biozóny

Cyclammina karpatica C. et Z., *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *Pappina primiformis* (PAPP et TURN.), *P. breviformis* (PAPP et TURN.), *Reticulophragmium karpaticum* C. et Z., *Cibicidoides slovenicus* (C. et Z.), *Virgulinella pertusa* (RSS.) v asociácii s *Cibicides ungerianus ornatus* (CUSH.), *Reticulophragmium venezuelanum* (MAYNC), *Cribrostomoides kjurendagensis* (MOROZ.), *C. columbiensis moravica* C. et Z., *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Spiroloculina canaliculata* ORB., *Lenticulina cultrata* (MONT.), *L. calcar* (L.), *L. gibba* (ORB.), *L. inornata* (ORB.), *Marginulina hirsuta* ORB., *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEB.), *Guttulina communis* ORB., *Sphaeroidina bulloides* ORB., *Bolivina antiqua* ORB., *B. hebes* MACFAD., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. fichtelianum* (ORB.), *E. flexuosum flexuosum* (ORB.), *Globigerina bulloides* ORB., *G. diplostoma* RSS., *G. concinna* RSS., *G. ottnangiensis* ROEGL, *G. sicanus* DE STEF. a i.

Tieto bohaté foraminiferové asociácie sa získali z podložného a nadložného súvrstvia soli z teriakovského a kladzianskeho súvrstvia, ktoré v s. časti Košickej kotliny zasahuje až do spodného bádenu, resp. do jeho najspodnejšej časti (s typickou mikrofaunou). Hypersalinické soľnobanské súvrstvie je zväčša bezfosílne. Len miestami (vrty v oblasti Solivaru) sú vyvinuté typické asociácie karpatskej mikrofauny.

Celkový charakter mikrofauny z podložia soli vykazuje euhalinné spoločenstvá neritickej až plytkobatyálnej zóny, kým sedimentačný priestor v nadloží soli nepresahoval rámec neritika.

Báden (obr. 2, 3)

V mikrofaunistickom vývoji spodná hranica moravu je definovaná vymiznutím indexových druhov zóny *Cyclammina karpatica – Uvigerina bononiensis primiformnis* (= *Pappina primiformnis*). Morav je korelovateľný so zónou planktonických foraminifer *Praeorbulina – Orbulina suturalis* a so zónou bentických foraminifer *Lenticulina echinata* (Cicha et al., 1975). V zmysle Grilla (1943) je to lagenidová biozóna.

V nižnohrabovskom súvrství a v spodnej časti mirkovského súvrstvia sa po prvýkrát objavujú planktonické rody a druhy foraminifer s *Praeorbulina glomerosa* (BLOW) a *Orbulina suturalis* BROENN. Prítomné sú aj: *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. bulloides* ORB., *G. diplostoma* RSS., *G. concinna* RSS., *G. apertura* CUSH., *G. opinata* (PISHV.), *Globigerinoides sicanus* DE STEF., *G. trilobus* (RSS.), *G. quadrilobatus* (ORB.), *Globorotalia siakensis* (LE ROY), *G. obesa* BOLLI, *Paragloborotalia? mayeri* (CUSH. et ELL.), *Globoturborotalita woodi* (JENK.) a *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR et COLL.). Vo vyššej časti zóny je to aj *Orbulina universa* ORB. Z bentických foraminifer sa objavujú najmä zástupcovia čeľadí *Vaginulinidae* a *Uvigerinidae*, rody *Lenticulina* [*L. echinata* (ORB.)] a z uvigerín pre morav typická *U. macrocarinata* PAPP et TURN. Sprevádzajú ich: *Vaginulina legumen* (L.), *Planularia dentata* (KARR.), *P. antillea ostraviensis* VAS., *Pyramidulina raphanistrum* (L.), *Lenticulina arcuatostriata* (HANTK.), *L. cultrata* (MONT.), *L. gibba* (ORB.), *L. inornata* (ORB.), *L. melvilli* (CUSH. et RENZ), *L. vortex* (F. et M.), *Bolivina hebes* MACFAD., *B. dilatata* RSS., *Stilostomella adolphina* (ORB.), *Bulimina pupoides* (ORB.), *Uvigerina pygmaea* ORB., *U. semiornata semiornata* ORB., *U.venusta venusta* FRANZ., *Amphistegina hauerina* ORB. a i.

Spodný báden charakterizujú teda euhalinné asociácie hlbšieho neritika až plytkobatyálnej zóny. Vrchnú hranicu moravu charakterizuje výskyt indexových fosílií zón *Uvigerina semiornata brunnensis – Pseudotriplasia elongata* a *Globigerina druryi – G. decoraperta* (Cicha et al., 1975).

Stredný báden – vielič vo Východoslovenskej nížine zastupuje vranovské a evaporitové zbudzské súvrstve, v s. časti Košickej kotliny vrchná časť mirkovského súvrstvia. Mikrofaunisticky prislúcha k zóne planktonických foraminifer *Globigerina decoraperta – G. druryi* a k zóne bentických foraminifer *Uvigerina semiornata brunnensis – Pseudotriplasia elongata* (Cicha et al., 1975). V zmysle Grilla (1941) stredný báden predstavuje zóna *Spiroplectammina carinata* (= *Spiroplectinella*; Čtyroká a Zlinská, 1992, 1993; Zlinská a Čtyroká, 1993). Vielič sa vyznačuje hojným zastúpením aglutinovaných foriem: *Pseudotriplasia elongata* MAL., *Bathysiphon taurinenensis* SACCO, *Haplophragmoides vasiceki vasiceki* C. et Z., *Cyclammina complanata* CHAPM., *C. zemplinica* C. et Z., *C. vulchoviensis* VENGL. a *Spiroplectinella carinata* (ORB.). Jej posledný výskyt vo vrchnom vieliči ohraničuje vrchnú hranicu zóny spolu s objavením planktonického rodu *Velapertina* a bentického rodu *Pavonitina*. Z vápnitých foriem sú charakteristické ostnaté uvigeriny: *U. aculeata orbignyana* CZJZ. a *U. aculeata aculeata* ORB. Planktonickú zložku zastupuje druh *Globigerina decoraperta* TAKAY. et SAITO, ktorý sa vo vieliči obja-

vuje po prvýkrát, *G. druryi* AKERS a *G. nepenthes* TODD. Sprevádza ich *Paraglobotalia? mayeri* (CUSH. et ELL.), *Globorotalia siakensis* (LE ROY), *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. bulloides* ORB., *G. apertura* CUSH., *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR et COLL.), *Globigerinoides quadrilobatus* (ORB.), *G. trilobus* (RSS.), *Orbulina suturalis* BROENN. a i.

Vo vrchnom bádene – kosove nastáva diferenciácia mikrofauny na morskú, ktorá je zastúpená v spodnej časti podstupňa a reprezentuje ju lastomírske súvrstvie, a na brachyhalinnú vo vrchnej časti podstupňa, reprezentovanú klčovským súvrstvím, ktoré prechádza do najspodnejšieho sarmatu.

Kosov mikrofaunisticky prislúcha k zóne planktonických foraminifer *Velapertina* a bentických foraminifer *Pavonitina – Uvigerina hispidocostata* (Cicha et al., 1975). V ponímaní Grilla (1941) ide o bulimínovo-bolivínovú zónu, ktorá pozvoľna prechádza do zóny *Ammonia beccarii*. Z fauny foraminifer sme zaznamenali druhy, ktoré prechádzajú z vieliča: *Bolivina dilatata maxima* C. et Z., *Bulimina elongata* ORB., *B. striata striata* ORB., *Bulimina pupoides* (ORB.), *P. ovata* (ORB.), *Uvigerina brunnensis* KARR., *U. liesingensis* TOULA, *U. neudorfensis* TOULA, *Orbulina suturalis* BROENN., *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *G. quadrilobatus* (ORB.), *Globigerina bulloides* ORB., *G. diplostoma* RSS., *Paraglobotalia? mayeri* (CUSH. et ELL.). Zriedkavo sa vyskytujú *Globigerina druryi* AKERS, *G. nepenthes* TODD a *G. apertura* CUSH. Nad uvedenou asociáciou sú vyvinuté brakické až sladkovodné vrstvy (klčovské súvrstvie) s ochudobnenou mikrofaunou zóny *Ammonia beccarii* (Grill, 1941) a *Cibicides badenensis* (Cicha et al., 1975) prechádzajúce do najspodnejšieho sarmatu.

Sarmat (obr. 2, 3)

Spodný a stredný sarmat vo Východoslovenskej nížine zastupuje stretavské súvrstvie v brakickom vývoji, resp. morsko-brakickom vývoji. Jeho spodná časť mikrofaunisticky zodpovedá zóne *Elphidium reginum* (zóna veľkých elfídií; Grill, 1941), vrchná časť zóne *Elphidium hauerinum – E. antoninum* (Cicha et al., 1975). Z foraminifer sa najčastejšie objavujú *E. reginum* (ORB.), *E. josephinum* (ORB.), *E. aculeatum* (ORB.), *E. macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *E. samueli* ZLINSKÁ, *Ammonia beccarii* (L.), *Articulina articulinoides* GER. et ISS., *A. problema* BOGD., *Schackoinella imperatoria* (ORB.) a i.

Ďalšou litostratigrafickou jednotkou sarmatu je kochanovské súvrstvie, ktoré zodpovedá strednému a vrchnému sarmatu v sladkovodnom vývoji. Jeho spodná časť patrí ešte k zóne *E. hauerinum – E. antoninum* a vrchná k zóne *Nonion granosum* (Grill, 1941).

Najvyššia časť sarmatu je vyvinutá v brakickom vývoji (ptrukšianske súvrstvie) a mikrofaunisticky zodpovedá zóne *Nonion granosum* (Grill, 1941).

Literatúra

Baňacký, V. et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1: 25 000, listy 38-341, 38-343, 38-332. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Baňacký, V. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 117.

Brodňan, M., Dobra, E., Polášek, S., Prokšová, D., Račický, M. a Sýkorová, V., 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 52, s.1 – 69.

Cicha, I. et al., 1975: Biozonal division of the Upper Tertiäry basins of the Eastern Alps and Western Carpathians. Praha, s. 11 – 18.

Cicha, I. a Kheil, J., 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogénní oblasti. In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. (Praha), XXVII, s. 315 – 348.

Čechovič, V. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Trebišov – Čierna. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 80.

Čtyroká, J. a Zlinská, A., 1992: Príspevok k taxonómii aglutinovaných dierkavcov rodov Spiroplectammina Cushman a Spiroplectinella Kiselman z miocénu viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Čtyroká, J. a Zlinská, A., 1993: Několik poznámek k taxonomii vybraných aglutinovaných dírkovců v miocénu Západních Karpat. Nové výsledky v terciéru Západních Karpat. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), č.15, s. 143 – 155.

Čverčko, J., 1977: Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. Kandidát. dizertačná práca. Manuskript. Michalovce, archív MND.

Danihelová, R., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výzkume východoslovenského neogénu. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), č. 5, s. 420 – 427.

Gašparíková, V., 1963: Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 29, s. 105 – 110.

Grill, R., 1941: Stratigaphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. In: Öl u. Kohle (Berlin), 37, s. 595 – 602.

Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. In: Mitt. Reichsamts Bodenforsch. (Wien), 6, s. 33 – 44.

Ivan, Ľ., 1962: Ročná správa z listu Borša, úkol 02-A-8. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ivan, Ľ., 1963: Správa o ložiskách bentonitov v oblasti Michaľany a Luhyňa, okr. Trebišov (stav zásob k 1. 12. 1963). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ivan, Ľ., 1966: Nerudné suroviny v Cejkove, okr. Trebišov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Janáček, J., 1961: Vysvětlivky geologické mapy 1 : 50 000, list Michalovce (M-34-116-D). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Janáček, J., 1962: Vysvětlivky geologické mapy 1 : 50 000, list Sečovce (M-34-115-c). Sedimentární neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Janáček, J., 1963: Vysvětlivky geologické mapy 1 : 50 000, list Trebišov (M-34-128-A). Sedimentární neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Janáček, J., Čverčko, J. a Zapletalová, I., 1975: Nová zjištění o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problému výskytu živic. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 64, s. 151 – 184.

Jiříček, R., 1968: Problematika stavby svrchního tortónu v Trebišovské pánvě. Manuskript. Hodonín, archív MND.

Jiříček, R., 1972a: Litologická korelace neogénu oblasti Ptrukša. Manuskript. Hodonín, archív MND.

Jiríček, R., 1972b: Problém hranice sarmat – panón ve vídeňské, podunajské a východoslovenské pánvě. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 14, č. 4, s. 39 – 83.

Kaličiak, M. et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina, sever. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kantorová, V., 1956: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z paleogénu SV od Prešova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karoli, S. a Zlinská, A., 1988: Výsledky litologického a mikrobiostratigrafického výskumu neogénnych sedimentov s. časti Košickej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lehotayová, R., 1982: Miocene nannoplankton zones in Westcarpathians. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 8, s. 91 – 110.

Matějka, et al., 1964: Vysvětlivky k přehlední geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 (M-34-XXVII Zborov, Košice. Praha, s. 1 – 254.

Polák, A. et al., 1955: Průzkum solinosné oblasti prešovské. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Rudinec, R., 1978a: Paleogeographical, lithofacial and tectonic development of the Neogene in eastern Slovakia and its relation to volcanism and deep tectonics. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 29, č. 2, s. 225 – 240.

Rudinec, R., 1978b: Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia karpatu a vnútrokarpatského paleogénu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 71, s. 59 – 67.

Rudinec, R. a Tözsér, J., 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 7, č. 3, s. 81 – 104.

Rudinec, R., Tomek, Č. a Jiříček, R., 1981: Sedimentary and structural Evolution of the Transcarpathian Depression. In: Earth evol. Sci. (Wiesbaden), č. 3 – 4, s. 205 – 211.

Seneš, J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov vých. Slovenska na základe makrofauny. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 40, s. 1 – 172.

Slávik, J., Cmuntová, M., Horáková, M. a Volfová, J., 1960: Biostratigrafické zhodnotenie vrtu Čelovce-1. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 18, s. 71 – 89.

Slávik, J. a Gašpariková, V., 1967: Spodný tortón v severovýchodnej časti Vihorlatu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 43, s. 119 – 124.

Švagrovský, J., 1952: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, (Bratislava), roč. 4, č. 3 – 4, s. 259 – 292.

Švagrovský, J., 1959: Asociácia mäkkýšov brakických uložení vrchného tortónu a spodného sarmatu východného Slovenska. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 55, s. 215 – 254.

Švagrovský, J., 1960a: Biostratigrafia a fauna mäkkýšov vrchného tortónu úpätia Slanských hôr. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 57, s. 5 – 156.

Švagrovský, J., 1960b: Biostratigrafia miocénu a ekológia makrofauny oporného vrtu Sečovce-1. In: Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Praha), č. 15, s. 53 – 93.

Vass, D. a Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 82, s. 111 – 126.

Volfová, J., 1959: Správa o mikropaleontologickom zhodnotení vrtu Čelovce-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zapletalová, I., 1960: Stratigrafie a biofaciální vývoj opěrného vrtu Sečovce 1 ve světle mikropaleontologického výzkumu. In: Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Praha), č.15, s. 95 – 119.

Zapletalová, I., 1970: Mikropaleontologické vyhodnotenie vrtov v okolí Vranova. Manuskript. Michalovce, archív MND.

Zapletalová, I., 1974: Mikropaleontologické a fyzikálne rozbory vrtov Uránového prieskumu. Manuskript. Michalovce, archív MND.

Zlinská, A., 1984: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z listu 38-131 Sečovce-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1985a: Mikrobiostratigrafická charakteristika sedimentov z listu 37-222 Prešov-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1985b: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z listu 38-113 Červenica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1986a: Mikropaleontologická charakteristika vzoriek z listu 27-444 Sabinov 4. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1986b: Mikrobiostratigrafická charakteristika sedimentov z listu 37-224 Prešov 4. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1986c: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z listu 38-132 Banské. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1986d: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z vrtu BB-1 (Byšta). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1987a: Mikropaleontologická charakteristika vzoriek z listu 38-114 Soľ 4. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1987b: Mikropaleontologická analýza vzoriek na liste 38-12 Hlinné. Manuskript. Bratislava, archív, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1988a: Mikrobiostratigrafická charakteristika vzoriek z regiónu Košická kotlina a Slanké vrchy, sever. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1988b: Mikrobiostratigrafická charakteristika vzoriek z listu 38-111 Zlatá Baňa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1988c: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek z listu Humenné 3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1989: Stručná biostratigrafická charakteristika vzoriek z vrtov VST (vých. Slovensko). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1990: Ekostratigrafia neogénu vých. Slovenska. Kandidát. dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 1992: Zur biostratigraphischen Gliederung des Neogens des Ostslowakischen Beckens. In: Geol.Práce, Spr. (Bratislava), č. 96, s. 51 – 57.

Zlinská, A., 1993: New species of the genus Elphidium (Foraminifera from the Sarmatian of the Eastern Slovakian Lowland). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 17, s. 85 – 87.

Zlinská, A., 1996: Mikrofauna vranovského súvrstvia z vrtu BB-1 (Byšta,východoslovenská panva). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 102, s. 37 – 40.

Zlinská, A., 1997: Biostratigraphy of Sarmatian Sediments from the Košická kotlina depression on the basis of Foraminifers. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 4, s. 285 – 298.

Zlinská, A., 1998: Mikrobiostratigrafia sedimentov bádenu východoslovenskej panvy na základe foraminifer. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 43, č. 1, s. 111 – 152.

Zlinská, A. a Fordinál, K., 1988: Mikro a makropaleontologické charakteristika vzoriek z južnej časti Slanských vrchov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A. a Fordinál, K., 1989: Výsledky makro a mikropaleontologického štúdia vybraných vzoriek z regiónu Slanské vrchy a Košická kotlina, sever. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

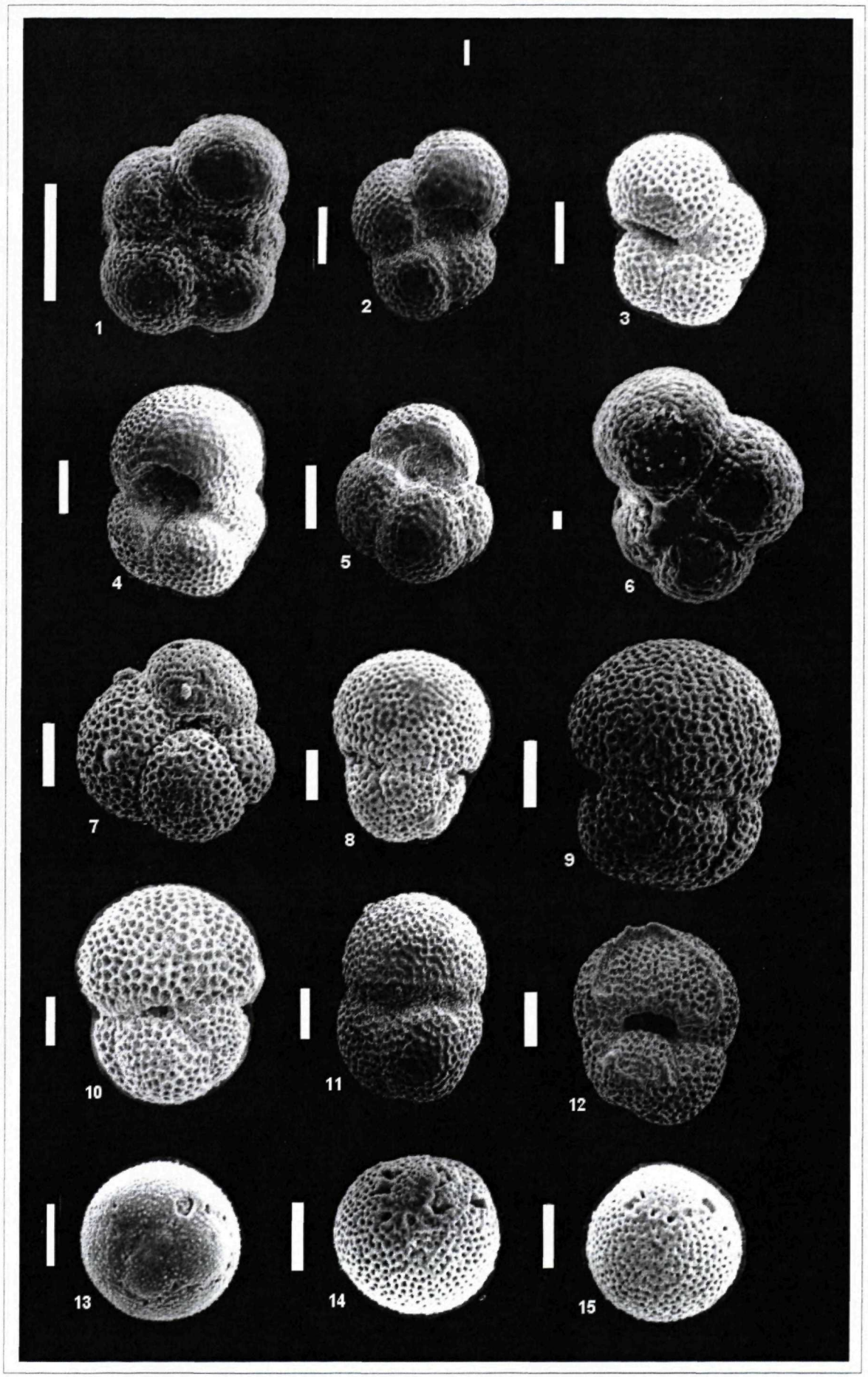
Zlinská, A. a Čtyroká, J., 1993: Some remarks to the taxonomy of genera Spiroplectammina Cushman, 1927 and Spiroplectinella Kiselman, 1972 from the Badenian of the Vienna Basin. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 17, s. 89 – 97.

Zusammengassung

In diesem Artikel ist die Korrelation der lithostratigraphischen Einheiten der Ostslowakischen Ebene (Vass und Čverčko, 1985) und des Košice-Talkessels (Karoli und Zlinská, 1988) mit den Zonen der planktonischen und benthonischen Foraminiferen der zentralen Paratethys im Sinne von Cicha et al. (1975), im Badenien und Sarmatien auch im Sinne von Grill (1941, 1943) präsentiert.

Vysvetlivky k fototabuľke:

1 – Globigerina ottnangiensis RÖGL, Teriakovce, karpat;
2 – *Globigerina diplostoma* REUSS, Zlatá Baňa, morav;
3 – *Globigerina opinata* PISHVANOVA,Teriakovce, vielič;
4 – *Globigerina praebulloides* BLOW, Zlatá Baňa, morav;
5 – *Globoturborotalita woodi* (JENKINS), Zlatá Baňa, morav;
6 – *Globigerinella obesa* (BOLLI), Ortáše, morav;
7 – Globigerinoides quadrilobatus (ORBIGNY), Ruská Nová Ves, vielič;
8 – 12 – *Globigerinoides trilobus* (REUSS), Teriakovce, morav;
13 – *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), Teriakovce, morav;
14 – 15 *Orbulina suturalis* BROENNIMANN, Teriakovce, vielič.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Geologické práce, Správy 109, s. 143 – 164, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Tektonická klasifikácia zdrojov magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch Slovenska

VLADIMÍR BEZÁK, PETER KUBEŠ a †MIROSLAV FIĽO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

Abstract. The magnetic map of the Slovak Republic 1:500 000 points to areal extension of rocks active magnetically on the territory of Slovakia. The values of magnetic field are varying within the interval from - 1000 nT to + 1100 nT. We may characterize by a quiet course of the magnetic field the region of the Outer Western Carpathians, which is modelled by magnetic effects of deep sources of the Northern European platform. A different picture is provided by the magnetic field of the Inner Western Carpthians, what is caused by the diversity of source magnetic rocks with relatively little depths and dimensions.

This work is dealing with characterization of sources of magnetic anomalies in the substratum of Tertiary rocks and their tectonic classification according to tectonic competence we can divide the sources of magnetic anomalies in pre-Tertiary formations on the territory of Slovakia into two fundamental groups: the sources in the substratum of the Outer Western Carpthians cropping out from the Northern European platform (predominantly basic magmatites) and sources in the Inner Western Carpathians (south of the Klippen Belt). The sources in the Inner Western Carpthians are of three kinds:

- sources of smaller dimensions belonging to basic volcanics in higher nappes (Hronicum, Meliaticum)
- sources formed by ultrabasic rocks
- sources found in crystalline and Paleozoic rocks (predominantly basic metavolcanics, some types of metamorphites, amphibolites, more basic differentiates of Hercynian granitoids and Alpine Rochovce granite). Their bearers are mainly Hercynian tectonic units in the Gemericum, Veporicum and Tatricum and the supposed Cadomian unit in the deeper part of crust in southern Slovakia.

Úvod

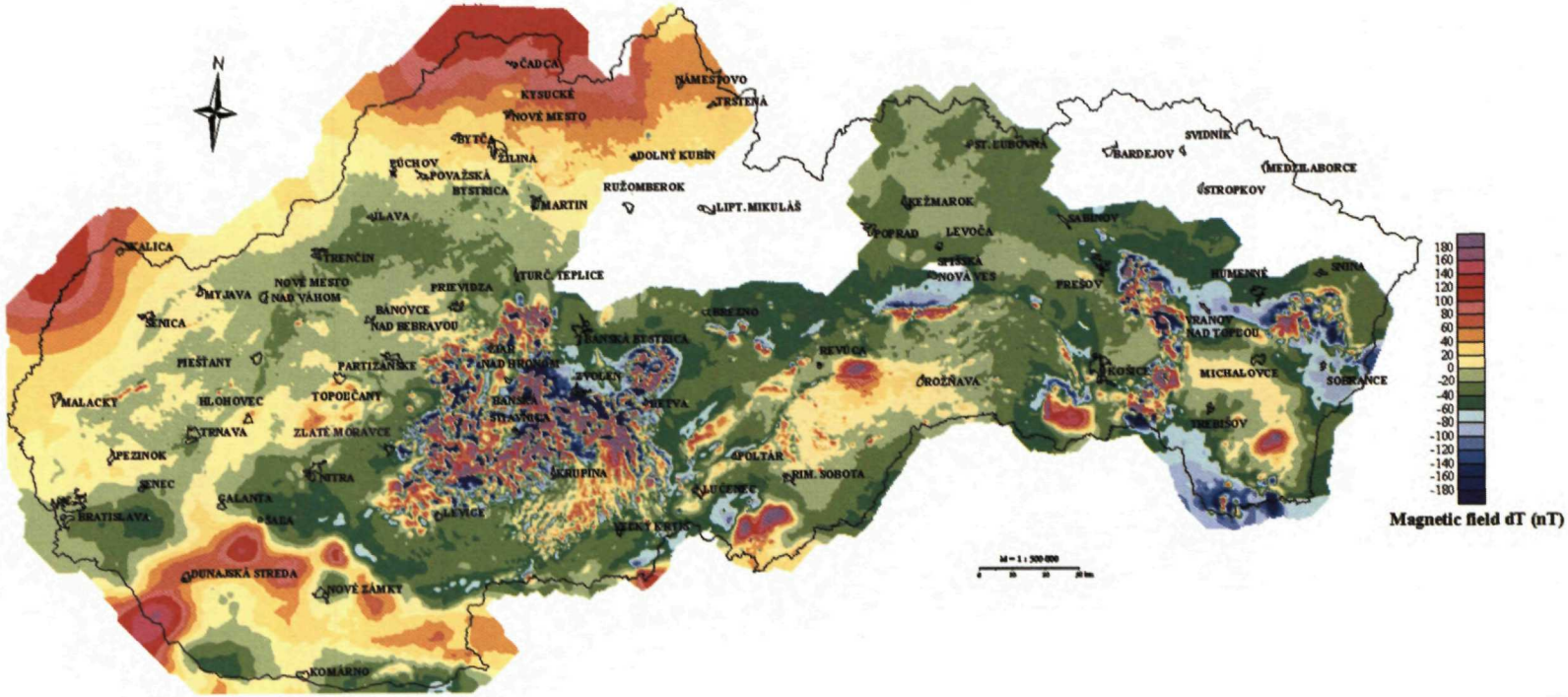
Základnú charakteristiku magnetických anomálií Slovenska zahŕňa rukopisná práca Kubeš et al. (2001). Anomálie sú v nej charakterizované z hľadiska ich fyzikálnych parametrov a z hľadiska ich geologického zdroja. Pre väčšinu anomálií sú zostavené geofyzikálno-geologické rezy. Práca je prvým komplexným atlasom magnetických anomálií. Stručný sumár tejto práce predstavuje publikácia Kubeš et al. (2002). Jednotlivé namerané magnetické anomálie boli predtým predmetom interpretácií rôznych autorov. Mnohé boli v minulosti publikované a spomenieme ich pri konkrétnych prípadoch. Krátky prehľad zdrojov magnetických anomálií v predterciérnom podloží podáva napr. Gnojek (in Vozár et al., 1998).

Práca, ktorú predkladáme, sa venuje tektonickému zaradeniu magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch. Analýza anomálií, ktorých zdrojom sú neovulkanické komplexy, je v publikácii Fiľo et al. (2002). Magnetická mapa Slovenskej republiky, ktorú zostavili Kubeš et al. (2001), umožňuje urobiť výber najvýznamnejších anomálnych magnetických oblastí. Cieľom práce je klasifikovať magnetické anomálie v predterciérnych útvaroch z hľadiska ich príslušnosti k tektonickým jednotkám Západných Karpát. Vychádza z práce Kubeša et al. (2001), kde sú anomálie zoskupené podľa geografických regiónov a je im prisúdená najpravdepodobnejšia interpretácia zdroja. Pri novej systemizácii podľa tektonických jednotiek sa pri viacerých anomáliách použili viacvariantné riešenia alebo boli reinterpretované.

Základná charakteristika anomálií magnetického poľa Slovenska

Magnetická mapa Slovenskej republiky (obr. 1) je zostavená na základe databázy magnetických údajov získaných z aeromagnetických a plošných pozemných magnetických meraní v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000 (Kubeš et al., 2001). Letecké magnetické merania hodnôt totálnej intenzity geomagnetického poľa sa realizovali pozdĺž profilov vzdialených od seba 250 m v úrovni okolo 80 m nad reliéfom terénu (Gnojek a Janák, 1986; Gnojek a Kubeš, 1991; Dědáček et. al., 1991; Gnojek, Janák a Nemčok, 1992). Plošné pozemné merania s nepravidelnou sieťou bodov boli sústredené najmä do južných oblastí Slovenska. Merala sa vertikálna zložka totálnej intenzity magnetického poľa s hustotou 2 až 14 bodov na km^2 (Man, 1961; Man, 1962; Možný, Jarý a Man, 1963). Takmer všetky významnejšie anomálie zistené aeromagnetickým a pozemným mapovaním sa postupne overovali pozemnými profilovými meraniami s krokom 20 až 40 m. Overovacie merania boli lokalizované v tých miestach, kde sa predpokladal výskyt magnetických hornín v podloží terciéru. K najmenej magneticky zmapovaným regiónom Slovenska patrí Veľká Fatra, Vysoké a Nízke Tatry, Liptovská kotlina a prakticky celé severovýchodné Slovensko (územie Bardejov – Svidník – Stropkov – Medzilaborce – Snina).

Zostavená magnetická mapa poskytuje pestrý magnetický obraz Slovenska. Hodnoty magnetického poľa sa na území SR pohybujú v intervale od –1 000 nT +1 100 nT. Zistené anomálie magnetického poľa už v minulosti interpretovalié rôzni autori rôznymi interpretačnými postupmi, ktoré sa neustále vyvíjali. V rámci regionálneho geomag-



Obr. 1 Magnetická mapa Slovenska (Kubeš, P. a Fiľo, M., 2001).

netického členenia SR vytvoreného na základe magnetickej mapy a regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1981) boli vyčlenené plošne rozsiahle magnetické regióny. V rámci nich sú vyznačené kontúry rozsiahlych anomálií, skupiny anomálií menších plošných rozmerov a zóny magnetických anomálií (Kubeš et al., 2001). Plošne rozsiahlejšie anomálie sa priraďujú k anomálnemu účinku telies určitého geologického pôvodu. Skupinu anomálií tvoria účinky telies menších plošných rozmerov zhruba toho istého geologického typu zgrupovaných na obmedzenom území daného regiónu (napr. skupina anomálií v pohorí Tribeč). Zložitejšia je interpretácia anomálnych zón, kde treba počítať s účinkami hornín rôzneho petrografického typu, veku a tektonickej príslušnosti (napr. anomálne zóny v Slovenskom rudohorí). V zónach sa do značnej miery prejavujú najmä prvky nespojitosti ako dôsledok mladších tektonických procesov.

Pri zaradení anomálií do tektonických jednotiek vychádzame zo základného tektonického členenia Západných Karpát (Biely et al., 1996). Severne od bradlového pásma je to pásmo vonkajších Západných Karpát budované najmä flyšovými príkrovmi nasunutými na severoeurópsku platformu. Južne od neho sú vnútorné Západné Karpaty so základnými kôrovými jednotkami – tatrikom, veporikom a gemerikom. Buduje ich kryštalinický fundament a vrchnopaleozoicko-mezozoický obal. Ďalšími stavebnými jednotkami vnútorných Západných Karpát sú bezkoreňové pripovrchové príkrovy a terciérno-kvartérne popríkrovové formácie (výplne sedimentárnych panví a vulkanické komplexy).

Z hľadiska rozloženia predterciénych magnetických anomálií možno ich už v prvom pláne rozdeliť na tri skupiny:

- magnetické anomálie spadajúce do oblasti vonkajších Západných Karpát, ktorých zdroje sa nachádzajú v horninách platformy pod flyšovými príkrovmi,
- anomálie v predterciérnych komplexoch Západných Karpát (najmä v proterozoiku? – paleozoiku, menej v mezozoických komplexoch), ich zdroje vystupujú na povrch, alebo sa nachádzajú v rôznej hĺbke,
- anomálie v podloží terciérnych panví.

Oblasť vonkajších Západných Karpát je charakterizovaná pokojným priebehom magnetického poľa, ktoré vyvolávajú magnetické účinky hlbokých zdrojov severoeurópskej platformy. Opačný obraz poskytuje magnetické pole vnútorných Západných Karpát. Spôsobuje to rozdielny obsah feromagnetických minerálov v horninách, menšia hĺbka a menšie rozmery zdrojov.

Anomálne magnetické prejavy rôznej intenzity sa zaznamenali takmer vo všetkých základných kôrových jednotkách Západných Karpát, kde sú lokalizované najmä v horninách kryštalinika (v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Tribeči, Malej Fatre a Slovenskom rudohorí). Ďalším významným zdrojom, aj keď menšieho rozsahu, sú bázické vulkanity vrchného paleozoika a mezozoika. Významné anomálie vystupujú aj v podloží terciérnych panví (Podunajská nížina, Ipeľská kotlina, Lučenská kotlina, Východoslovenská nížina).

Anomálne prejavy magnetických hornín podložia môžu byť v značnej miere potlačené alebo zastreté účinkami povrchových a pripovrchových magnetických hornín vyvolaných produktmi terciérneho a kvartérneho vulkanizmu. Na základe výsledkov interpretácie jednotlivých anomálií alebo anomálnych skupín a najnovších geologických údajov prichádzame k poznatku, že so superpozíciou anomálnych účinkov mladého vulkanizmu a aktívnych hornín podložia terciéru musíme počítať najmä v Podunajskej nížine, v južnej časti Slovenského rudohoria, Lučensko-rimavskej kotline a v juhovýchodnej časti Východoslovenskej roviny. Pri interpetetácii jednotlivých anomálií treba brať do úvahy aj to, že v mnohých prípadoch ide o superpozíciu anomálnych účinkov hornín s rôznou magnetizáciou, hĺbkou uloženia, geometriou a orientáciou vo vzťahu k pôsobeniu súčasného magnetického poľa Zeme. Účinky viacerých zdrojov sa najviac prejavujú v južnej časti Slovenska (oblasť násunu gemerika cez veporikum a výskytu predpokladaných fragmentov kadómskeho kryštalinika).

Magnetické vlastnosti predterciérnych hornín

Jedným z pilierov, o ktoré sa opiera geologická interpretácia zdrojov magnetických anomálií v podloží terciéru, sú výsledky štúdia magnetických vlastností základných typov hornín. Hodnoty objemovej magnetickej susceptibility (KAPA) a v menšom rozsahu aj normálnej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) sa určovali vo fyzikálnych laboratóriách jednotlivých geofyzikálnych pracovísk Českej aj Slovenskej republiky. Merania hodnôt susceptibility sa vykonali na takmer 10 000 ks vzoriek odobraných z odkryvov, banských diel, štruktúrnych a prieskumných vrtov. V menšom rozsahu sa využili aj výsledky karotážnych magnetických meraní. Je logické, že najviac údajov máme k dispozícii z regiónov, kde horniny podložia terciéru vystupujú na povrch alebo sa nachádzajú blízko pri povrchu a boli zachytené banskými prácami alebo vrtmi. Veľa štruktúrnych vrtov bolo lokalizovaných mimo centra magnetických anomálií. Mnohé realizované vrty často nemali potrebnú hĺbku, a teda nezachytili horniny podložia, resp. skončili sa v jeho najvrchnejších častiach.

Výsledky štúdia magnetických vlastností hornín vo vonkajších Západných Karpatoch preukazujú, že hlavným zdrojom plošne rozsiahlych anomálií sú horniny kryštalinika v podloží terciérnych komplexov (Bližkovský et al., 1986; Dědáček et al., 1990; Kadlečík et al., 1983, a i.). Podľa údajov možno k horninám kryštalinika priradiť hodnoty magnetickej susceptibility v rozmedzí 300 až 45 000 . 10^{-6} j. SI. Zvýšené hodnoty magnetických parametrov sa zistili na vzorkách hornín intermediárneho, bázického až ultrabázického magmatizmu (granodiority, diority, gabrá, gabrodiority, gabroamfibolity, peridoty a dunity). Poznamenávame, že v tejto širokej škále hodnôt susceptibility najväčšie zastúpenie majú horniny so susceptibilitou do 1 000 . 10^{-6} j. SI. Tu musíme brať do úvahy skutočnosť, že vrty zachytili len najvrchnejšie časti kryštalinika, ktoré sú dosť silno navetrané. Horniny s takýmito magnetickými parametrami v takej hĺbke od povrchu nemôžu byť zdrojom magnetických anomálií. Preto pri interpretácii zdroja treba uvažovať efektívnu obje-

movú magnetickú susceptibilitu v intervale od 1 000 do 35 000 . 10^{-6} j. SI. Horniny v nadloží kryštalinika s hodnotou do 400 . 10^{-6} j. SI v tomto prípade považujeme za prakticky nemagnetické.

Vo vnútorných Západných Karpatoch petrofyzikálne najviac preskúmané je Slovenské rudohorie a Slovenský kras. Systematický výskum magnetických vlastností hornín sa realizoval v rámci základného geologického a geofyzikálneho výskumu, vykonávaného v rámci výskumných úloh Geologického ústavu Dionýza Štúra (Janák Kadlec, 1969; Obernauer et al., 1980; Husák, 1996 a i.).

Najmenej údajov o magnetických vlastnostiach hornín v podloží terciéru máme z regiónov Podunajská nížina a Východoslovenská rovina. Napríklad v Podunajskej nížine vzniká problém, ako vysvetliť zdroj gabčíkovskej anomálie a kolárovskej tiažovej a magnetickej anomálie. Podobný problém nastáva aj pri interpretácii zdroja sečovskej magnetickej anomálie v centrálnej časti Východoslovenskej roviny.

Veľmi zaujímavou skupinou hornín Slovenského rudohoria a Slovenského krasu sú serpentinizované ultrabázické horniny. Vyskytujú sa v mladšom paleozoiku a v mezozoiku Galmusu a Slovenského krasu. Tieto horniny vykazujú hodnoty magnetickej susceptibility v rozmedzí od 12 500 do 63 000 . 10^{-6} j. SI, ojedinele sa zistili aj prípady s hodnotami do 126 000 . 10^{-6} j. SI. Dokázala sa priama závislosť medzi stupňom serpentinizácie a magnetickými parametrami. Nepremenené ultrabázické horniny (peridotity, dunity a pyroxenity) vykazujú podstatne nižšie magnetické vlastnosti ako horniny s relatívne vyšším stupňom serpentinizácie. Nositeľom magnetických vlastností hornín je druhotný magnetit, ktorý vzniká z olivínu, pyroxénu, amfibolu alebo biotitu. Niekedy sa oxidačné prostredie, kde serpentinit vzniká, prejaví aj prítomnosťou CO_2. To vedie k vzniku nemagnetického alebo slabo magnetického magnezitu. Ďalšie premeny serpentinitov (steatitizácia, karbonatizácia, chloritizácia a amfibolizácia) vedú k podstatnému znižovaniu magnetických parametrov až do takej miery, že pôvodná, vysoko magnetická hornina sa stáva prakticky nemagnetickou. Zistilo sa, že viac serpentinizované ultrabázické horniny majú vyššie magnetické vlastnosti ako menej serpentinizované ultrabáziká.

Ďalším významným zdrojom magnetických anomálií sú produkty diabasového magmatizmu (diabasy a ich vulkanoklastiká). Ich magnetická susceptibilita sa pohybuje v intervale od 300 do 95 000 . 10^{-6} j. SI. Zdrojom anomálií sú aj rozmernejšie telesá amfibolitov a amfibolických dioritov, ktorých hodnota KAPA sa pohybuje v medziach od 300 do 11 000 . 10^{-6} j. SI. Nesmieme zabudnúť ani na anomálne účinky melafýrov chočskej jednotky s hodnotami susceptibility do 20 000 . 10^{-6} j. SI.

Dôležitou informáciou sú aj údaje o magnetických vlastnostiach metamorfovaných hornín – svorov, rúl, zelených a mastencových bridlíc, no najmä tmavých bridlíc. Zistené hodnoty susceptibility v prípade tohto typu hornín sa pohybujú v medziach od 350 do 5 700 . 10^{-6} j. SI.

Na záver chceme poznamenať, že len okolo 25 % základných petrografických typov slovenskej časti Západných Karpát je schopných vyvolať reálne magnetické anomálie takej intenzity, aby sa mohli geologicky interpretovať. Chceme upozorniť aj na to, že anomálny účinok magneticky aktívnych hornín nezávisí len od ich magnetických parametrov, ale je podmienený najmä hĺbkou uloženia, rozmermi, morfológiou a kontrastom prostredia, v ktorom sa magnetický objekt nachádza.

Geologicko-tektonická klasifikácia zdrojov magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch

Základná charakteristika magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch bola spracovaná v rámci úlohy *Atlas geofyzikálnych máp a profilov – časť Magnetometria* (Kubeš et al., 2001), kde sú uvedené geofyzikálne parametre anomálií, ako aj geologická chrakteristika ich zdrojov. Anomálie boli zoskupené podľa geomorfologických útvarov. Intepretácia geologického zdroja sa opierala o základné geofyzikálne parametre anomálie, jej veľkosť, hĺbku a znalosti o magnetických vlastnostiach hornín Západných Karpát.

V tejto práci klasifikujeme magnetické anomálie z hľadiska príslušnosti ich zdrojov k tektonickým jednotkám Západných Karpát. Predmetom klasifikácie sú magnetické anomálie v predterciérnych útvaroch uvedené v tab. 1 a na obr. 2.

Zdroje anomálií sú rozdelené na skupiny podľa tektonickej príslušnosti a podľa litológie. Zložitosť tektonickej stavby Západných Karpát, ako aj často značná hĺbka uloženia zdrojov mnohých anomálií je príčinou, že zaradenie niektorých anomálií nie je jednoznačné a má viacvariantné riešenie. Existujú prípady, keď magnetickú anomáliu vyvoláva kombinácia účinkov viacerých zdrojov.

Zdroje magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch Západných Karpát podľa tektonickej príslušnosti môžeme rozdeliť takto:

- *zdroje anomálií vo vyšších príkrovoch vnútorných Západných Karpát:*

A) bázické vulkanity hronika,
B) bázické až ultrabázické vulkanity meliatika;

- *zdroje anomálií v paleozoickom fundamente gemerika:*

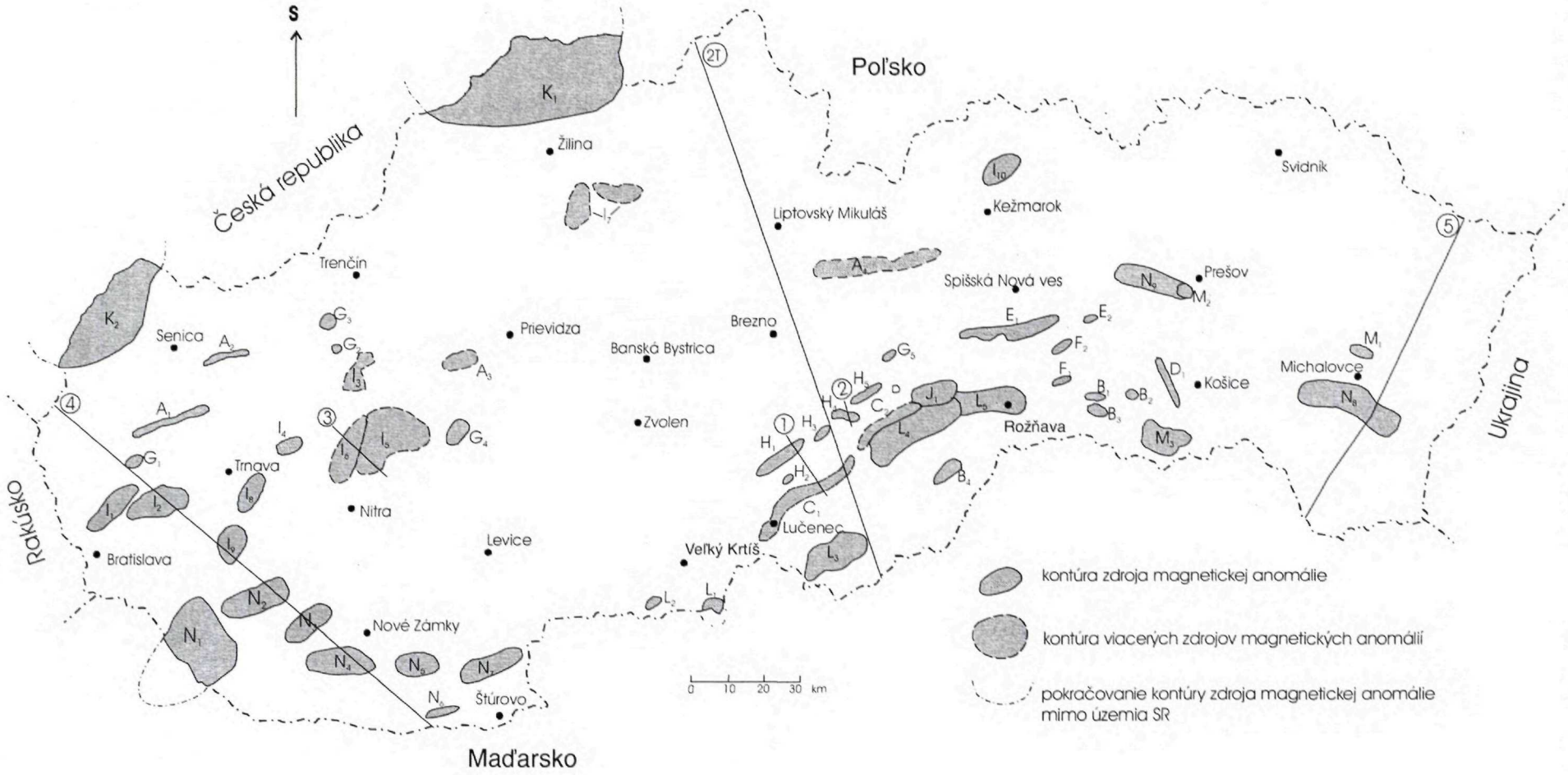
C) bázické vulkanity a fylity ochtinskej tektonickej jednotky,
D) amfibolity klátovskej tektonickej jednotky,
E) bázické metavulkanity rakoveckej tektonickej jednotky,
F) bázické metavulkanity gelnickej tektonickej jednotky;
zdroje anomálií v kryštaliniku tatrika a veporika:
G) amfibolity a metamorfity s polohami bázických hornín,
H) svory a amfibolity spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky,
I) bázickejšie diferenciáty hercýnskych granitoidov,
J) rochovský granit;

- *zdroje anomálií v kadómskom fundamente:*

K) kadómsky fundament v severnej zóne Západných Karpát (severoeurópska platforma, Brunia),
L) kadómsky(?) fundament v južnej zóne a jeho nadložné jednotky;

- *zdroje anomálií bez jednoznačného zaradenia:*

M) ultrabázické horniny neznámej príslušnosti,



Obr. 2 Mapa zdrojov magnetických anomálií Slovenska (Kubeš, P., Fiľo, M. a Bezák, V., 2003) so situáciou profilov dokumentovaných na obr. 3 až 8

Tab. 1 Tektonická klasifikácia zdrojov magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch Slovenska.

Zdroje magnetických anomálií		Geografický región	Názov magnetických anomálií	Označenie na mape	Hĺbka zdroja (km) od reálneho povrchu
A	bázické vulkanity hronika	Malé Karpaty	sološnicko-smolenická	A_1	0 – 0,2
		Brezovské Karpaty	brezovská	A_2	0,1
		Strážovské vrchy-juh	nitrické	A_3	0 – 0,3
		Kráľovohoľské Nízke Tatry--sever	malužinsko-vikartovské	A_4	0
B	bázické až ultrabázické vulkanity meliatika	Slovenský kras-východ	hačavská	B_1	0 – 0,1
		Slovenský kras-východ	jasovská	B_2	0 – 0,1
		Slovenský kras-východ	miglinckà	B_3	0 – 0,3
		Slovenský kras-západ	bretčianska	B_4	0 – 0,1
C	bázické vulkanity a fylity ochtinskej tektonickej jednotky	Slovenské rudohorie	lučensko-poltárske	C_1	0,1 – 0,8
		Slovenské rudohorie-stred	lubenícke	C_2	0,1 – 0,5
D	amfibolity klátovskej tektonickej jednotky	Slovenské rudohorie-východ	klátovská	D_1	0 – 0,2
E	bázické metavulkanity rakoveckej tektonickej jednotky	Slovenské rudohorie-východ	rakovecká	E_1	0
		Slovenské rudohorie-východ	slovinská	E_2	0,5 – 0,7
F	bázické metavulkanity gelnickej tektonickej jednotky	Slovenské rudohorie-východ	smolnícka	F_1	0 – 0,2
		Slovenské rudohorie-východ	švedlárska	F_2	0 – 0,2
G	amfibolity a metamorfity s polohami bázických hornín v kryštaliniku tatrika a veporika	Malé Karpaty	pernecká	G_1	0
		Považský Inovec	hrádocká	G_2	0,1 – 0,2
		Považský Inovec	kálnická	G_3	0,1 – 0,2
		Tribeč	skýcovské	G_4	0 – 0,5
		Slovenské rudohorie-stred	muránska	G_5	0,0 – 0,2
H	svory a amfibolity spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky	Slovenské rudohorie-západ	málinecká	H_1	0,6 – 1,0
		Slovenské rudohorie-západ	rovnianska	H_2	0,1 – 0,5
		Slovenské rudohorie-západ	kokavská	H_3	0,1 – 0,3
		Slovenské rudohorie-západ	klenovská	H_4	0,0 – 0,5
		Slovenské rudohorie-západ	píľanská	H_5	0,1 – 0,5
I	bázickejšie diferenciáty hercýnskych granitoidov	Malé Karpaty	svätojurská	I_1	2,0
		Podunajská nížina	grobská	I_2	2,0 – 2,5
		Považský Inovec	inovecké	I_3	0,5 – 0,7
		Považský Inovec	hlohovecká	I_4	0,1 – 1,5
		Tribeč	tribečské	I_5	0 – 0,5
		Tribeč	preselianske	I_6	1,0 – 2,0
		Malá Fatra	malofatranské	I_7	0 – 0,6
		Podunajská nížina	seredská	I_8	3,0 –3,5
		Podunajská nížina	galantská	I_9	3,5
		Levočské vrchy	kežmarská	I_{10}	2,5 – 3,0

Pokračovanie tab. 1

Zdroje magnetických anomálií		Geografický región	Názov magnetických anomálií	Označenie na mape	Hĺbka zdroja (km) od reálneho povrchu
J	rochovský granit	Slovenské rudohorie-stred	rochovská	J_1	0,5 – 0,8
K	kadómsky fundament v severnej zóne	Západné a Stredné Beskydy	beskydská	K_1	nad 6,0
		Borská nížina	skalická	K_2	nad 6,0
L	kadómsky fundament v južnej zóne a jeho nadložné jednotky	Ipeľská kotlina	kováčovská	L_1	1,0
		Ipeľská kotlina	lesenická	L_2	0,5
		Lučenská kotlina	blhovsko-fiľakovská	L_3	1,0 – 1,5
		Slovenské rudohorie-východ	gemerská	L_4	4,0 – 4,5
		Slovenské rudohorie-východ	rožňavská	L_5	3,0 – 4,0
M	ultrabázické horniny neznámej príslušnosti	Východoslovenská rovina	zbudzská	M_1	2,7
		Šarišská vrchovina	bzenovská	M_2	0,8
		Košická kotlina-západ	komárovská	M_3	0,3 – 1,0
N	zdroje magnetických anomálií neznámej príslušnosti	Podunajská nížina	gabčíkovská	N_1	5,0 – 6,0
		Podunajská nížina	kráľovobrodská	N_2	4,5 – 5,0
		Podunajská nížina	vlčianska	N_3	5,0 – 6,0
		Podunajská nížina	kolárovská	N_4	5,5 – 6,0
		Podunajská nížina	strekovská	N_5	3,5 – 4,0
		Podunajská nížina	búčska	N_6	0,6
		Podunajská nížina	bíňanská	N_7	3,5 – 4,0
		Východoslovenská rovina	sečovská	N_8	6,0 – 8,0
		Šarišská vrchovina	šarišská	N_9	1,8 – 2,5

N) zdroje anomálií neznámej príslušnosti vo väčšej hĺbke (pravdepodobne zväčša kryštalinikum v kombinácii s ďalšími zdrojmi).

Tektonické zaradenie zdrojov magnetických anomálií

A) Bázické vulkanity hronika

Produkty permského bázického a intermediárneho vulkanizmu ipoltickej skupiny hronika vyvolávajú pomerne výrazné magnetické anomálie v Malých Karpatoch, v južnej časti Strážovských vrchov a severovýchodnej časti Kráľovohoľských Nízkych Tatier (Vozár in Kubeš et al., 2001).

V strednej časti Malých Karpát (obr. 2) sa jednoznačne zobrazuje anomálny účinok melafýrov vystupujúcich na povrch v zóne Sološnica – Smolenice (A_1). Lineárna zóna smeru VSV – ZJZ dosahuje dĺžku do 20 km a šírku 1,4 až 2,2 km. Je signalizovaná anomáliami s amplitúdou do 250 nT. Súčasťou tejto zóny sú aj zakryté telesá melafýrov v území Smolenice – Trstín.

Menej výrazný je účinok predpokladaných vulkanitov v sv. časti pohoria (Brezovské Karpaty). Anomálna zóna (A_2), ktorá prechádza Brezovou pod Bradlom, dosahuje dĺžku do 12 km a šírku 0,8 až 1,0 km. Hodnoty anomálií nepresahujú 75 nT. Vrchný okraj hornín predpokladáme v hĺbke okolo 100 až 150 m.

S telesami melafýrov súvisia aj izolované magnetické anomálie s amplitúdou do 75 nT v širšom okolí obce Nitrica (jz. od Prievidze, nitrické anomálie – A_3). Podstatne odlišný je anomálny účinok bázických a intermediárnych hornín v území Malužiná – Nižná Boca – Liptovská Teplička – Hranovnica – Spišská Teplička (malužinsko-vikartovské anomálie – A_4, obr. 2). Pozemným profilovým meraním sa tu zistila prítomnosť úzkych magnetických zón lineárneho typu, ktoré veľmi dobre korelujú s priebehom geologicky zistených výskytov melafýrov ipoltickej skupiny. Anomálna zóna smeru V – Z dosahuje dĺžku do 40 km a šírku 3 – 5 km. Výsledky meraní poukazujú na skutočnosť, že vulkanické horniny tohto regiónu majú väčšie plošné rozšírenie, ako dokumentujú doterajšie geologické poznatky.

B) Bázické až ultrabázické vulkanity meliatika

Na území Slovenského krasu sa pozemným aj aeromagnetickým mapovaním dokázala prítomnosť veľkého počtu plošne málo rozsiahlych anomálií s rozdielnou am-

plitúdou (od 50 do 300 nT), ktoré patria k bázikám meliatskej jednotky a príkrovu Bôrky. Úplným nedostatkom magnetických anomálií sa vyznačujú Plešivská a Silická planina, kde karbonáty silického príkrovu dosahujú značnú hrúbku.

Príkrov Bôrky lemuje severnú časť Slovenského krasu v území medzi Jasovom a Jelšavou. Magnetické anomálie vyvolávajú báziká tohto komplexu. Sú útržkovité, majú malý plošný rozsah a nevýrazné amplitúdy.

Zdroje magnetických anomálií sú serpentinity, ktoré sa vyskytujú na báze tektonických šupín a často sú zavrásnené do komplexov spodnotriasových verfénskych bridlíc. Ide prevažne o metabázické horniny (metabazalty, zelené bridlice, glaukofanity; Mello in Kubeš et al., 2001).

Variabilita v petrografickom zložení hornín sa analogicky „zapisuje" do variability v magnetických vlastnostiach týchto hornín. Takmer všetky eruptívne horniny podľahli rozličným alteráciám (serpentinizácia, spilitizácia, metamorfóza vo fácii zelených a modrých bridlíc). Aj to má vplyv na ich magnetické vlastnosti.

Melanžový charakter meliatika sa všeobecne akceptuje. Má za následok podobný charakter magnetických anomálií, aké sa nachádzajú v príkrove Bôrky, t. j. sú lokálneho typu, s malým plošným rozsahom a dosahujú nevýrazné hodnoty magnetického poľa. Podľa ich 2D modelovania vychodí, že ich zakorenenie je plytké a len zriedka presahuje úroveň 500 m pod reliéfom terénu.

Horninové zdroje magnetických anomálií v meliatiku sú podobné ako v príkrove Bôrky (Mello in Kubeš et al., 2001). Ide o serpentinity tvoriace ofiolitovú formáciu údolia Bodvy, ktoré možno nájsť prevažne vo forme šupín a protrúzií natlačených priamo do verfénskeho súvrstvia silicika, a jaklovské paleobazalty (metabazalty), ktoré sú prevažne metamorfované v podmienkach anchizóny. Na petrografickej variabilite vulkanických a vulkanoklastických hornín, ktorá ovplyvňuje magnetické vlastnosti, sa okrem východiskového materiálu podieľa rôzny stupeň metamorfózy, ktorá sa spája so subdukčno-akrečným procesom uzatvárania meliatskeho oceánu.

Na magnetických mapách sa najvýraznejšie zobrazujú účinky glaukofanitov (B_1) a serpentinitov (B_2, B_3, B_4). Najvýznamnejšie anomálie sú hačavská (B_1), jasovská (B_2), miglinská (B_3) a anomálie v území medzi Čoltovom a Bretkou (B_4). Hačavská anomália (B_1) predstavuje účinok glaukofanitového telesa orientovaného do smeru V – Z. Ide o najväčší povrchový výskyt týchto hornín v celých Západných Karpatoch. Rudnícko-jasovskú zónu (B_2) charakterizujú dve anomálie (rudnícka a jasovská). Anomálie s amplitúdou 120, resp. 170 nT zodpovedajú serpentinitom na povrchu alebo zakrytým len malou vrstvou terciérnych sedimentov. Miglinská anomália (B_3) s amplitúdou do 125 nT sa viaže na teleso serpentinitu v rovnomennej doline. Anomálna zóna dosahuje dĺžku až 4 km a šírku okolo 1 km. Rozmer anomálie teda v podstatnej miere presahuje plošný rozmer telesa na povrchu. V západnej časti meliatskej jednotky sa najvýraznejšie zobrazuje bretčianska anomália (B_4). Anomálnu zónu smeru VSV – ZJZ reprezentujú dve čiastkové anomálie – čoltovská a bretčianska. Anomália pri Čoltove dosahuje amplitúdu až 200 nT. Zobrazuje anomálny účinok serpentinitov, miestami prekrytých kvartérnymi sedimentmi. Anomália z oblasti Bretky s amplitúdou okolo 300 nT patrí k najvýraznejším v regióne. Zdrojom anomálie je rozsiahle teleso serpentinitu, lokálne obnaženého pod mladšími sedimentmi. Všetky bázické a ultrabázické telesá vrátane glaukofanitov majú relatívne malú hrúbku (maximálne do 300 m).

C) Bázické vulkanity a fylity ochtinskej tektonickej jednotky

V ochtinskej jednotke dominujú fylity a bridlice, často s vysokým zastúpením uhlíkatej hmoty, menej sa vyskytujú metakarbonáty. Zastúpené sú aj bázické metavulkanity a ultrabáziká. V dnešnej tektonickej pozícii vystupuje táto jednotka medzi veporikom a gemerikom. Na povrchu vystupuje síce len v úzkom pruhu pozdĺž lubenickej línie, ale jej výskyt predpokladáme aj južnejšie v podloží neogénu a hornín gelnickej skupiny.

Ochtinská jednotka je pomerne bohatá na prítomnosť magnetických hornín. Sú to najmä diabasové tufy a tufity, ako aj fylity, pravdepodobne s prímesou vulkanoklastického materiálu, so zvýšenými magnetickými parametrami. Lokálne sú zastúpené telesá amfibolických gabier, gabrodioritov, gabroamfibolitov a ultrabázik (serpentinitov). Anomálne zóny jz.-sv. smeru sa tiahnu od Lučenca severovýchodným smerom –lučensko-poltárske (C_1) a lubenícke anomálie (C_2).

Na magnetických mapách sa výraznejšie zobrazuje anomálna zóna C_1. Tu predpokladáme podstatne väčšie plošné rozšírenie magnetických hornín a zároveň aj väčšiu hrúbku komplexu oproti anomálnej zóne C_2. Anomálie dosahujú amplitúdu od 50 do 150 nT. Interpretovaná hĺbka horného okraja magneticky aktívnych hornín sa pohybuje od 100 do 800 m pod povrchom s modelovanou efektívnou magnetickou susceptibilitou okolo $12\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI.

Ochtinská jednotka v kombinácii s inými zdrojmi môže prispievať k vzniku aj iných anomálií, napr. gemerskej (L_4).

D) Amfibolity klátovskej tektonickej jednotky

Charakeristickým znakom klátovskej jednotky je prítomnosť hornín metamorfovaných v P-T podmienkach vyššieteplotnej amfibolitovej fácie. S epizonálne metamorfovanou rakoveckou skupinou sa stýka tektonicky. Nadložie klátovskej skupiny tvoria diskordantne uložené vestfálske a permské horninové komplexy.

Klátovská jednotka je zložená prevažne z amfibolitov, ktoré sú asociované s rulami, serpentinizovanými spinelovými peridotitmi (premenenými na antigoritové serpentinity) a v nepatrnom množstve s kryštalickými karbonátmi (Spišiak et al., 1985).

Zóna magnetických anomálií smeru JV – SZ, ktorých zdrojom sú metabáziká klátovskej jednotky, sa nachádza z. od Košíc. Dosahuje amplitúdu do 250 nT s dĺžkou 20 km a šírkou až 3 km (D_1). Na magnetických mapách sa

najintenzívnejšie zobrazuje okolie Vyšného Klátova (klátovská anomália).

Interpretáciou magnetických anomálií v klátovskej skupine sa zaoberali Gnojek a Vozár (1992). Konštatujú, že amfibolitové telesá v severnej časti anomálneho pásma upadajú strmo na ZJZ v blízkosti povrchu a v hĺbke 1 500 m uhol sklonu klesá na 40 – 30°. V južnej časti tohto pásma sú zdroje uklonené veľmi strmo na ZJZ, prípadne až vertikálne, pričom reverzný úklon na VSV nie je možné vylúčiť.

Je zrejmé, že hlavným zdrojom anomálií sú predovšetkým amfibolity asociované s biotiticko-amfibolickými rulami, ktoré sú charakterizované efektívnou magnetickou susceptibilitou do 12 000 . 10^{-6} j. SI. Anomálne telesá vystupujú na povrch alebo sa nachádzajú blízko pri povrchu a dosahujú značný vertikálny rozmer (Ivanička in Kubeš et al., 2001).

E) Bázické metavulkanity rakoveckej tektonickej jednotky

Rakovecká tektonická jednotka je jednou z hercýnskych jednotiek gemerika. Je to vulkanogénno-sedimentárna formácia charakterizovaná bázickým vulkanizmom s tholeiitickým magmatickým trendom.

Z kvalitatívnej a kvantitatívnej interpretácie magnetických anomálií v rakoveckej skupine, ktorú vykonali Fiľo a Kubeš (in Šefara, 1987), vyplynulo, že hlavným zdrojom anomálií sú najmä telesá metabazaltov v rôznej hĺbke. V území Dobšiná – Nálepkovo ich zakrýva komplex metabazaltových tufov a tufitov.

Interpretácia Ivaničku (in Kubeš et al., 2001) potvrdila, že hlavným zdrojom anomálií sú metabazaltové tufy a tufity s polohami metabazaltov. Ide o značne hrubý komplex bázických hornín, ktorých magnetické vlastnosti ovplyvňuje predovšetkým ich minerálne zloženie (amfibol, bázické plagioklasy, magnetit, ilmenit a hematit). Ich interpretovaná efektívna magnetická susceptibilita sa pohybuje od 12 000 do 20 000 . 10^{-6} j. SI. Územie južne od Spišskej Novej Vsi (Dobšiná – Hnilec – Nálepkovo) sprevádzajú intenzívne magnetické anomálie s amplitúdami do 550 nT (E_1 – rakovecká anomália). Anomálna zóna dosahuje dĺžku 25 km a šírku do 4 km. Spojitý priebeh anomálnej zóny je silno narušený v okolí Hnilca, kde sú dokázané výskyty telies gemeridných granitov. Ďalšia anomália, vyvolávaná pravdepodobne metabazaltmi rakoveckej jednotky, sa nachádza v okolí Sloviniek (E_2 – slovinská) s amplitúdou do 50 nT. Ich horný okraj interpretujeme do hĺbky cca 500 m od povrchu s priemernou magnetickou susceptibilitou 12 000 . 10^{-6} j. SI.

F) Bázické metavulkanity gelnickej tektonickej jednotky

Gelnická jednotka buduje podstatnú časť paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Je zložená najmä z flyšových sedimentov (pieskovcov a ílovcov) a synchrónnych ryolitovo-dacitových, zriedkavejšie aj bázických vulkanitov.

Vo východnej časti Slovenského rudohoria (Volovské vrchy) sa nachádzajú početné lokálne anomálie s maximálnou amplitúdou do 75 nT a len výnimočne do 100 až 150 nT. Predmetom predchádzajúcich interpretácií bolo najmä územie Švedlár, Mníšek nad Hnilcom, Smolník, Pača a Henclová. Magnetické anomálie prisudzuje Kucharič (1986) povrchovým alebo pripovrchovým zdrojom pestrého vulknického komplexu, reprezentovaného najmä bimodálnou diabasovo-keratofýrovou formáciou.

Intenzívnejšie anomálie pravdepodobne zobrazujú väčšie nahromadenie produktov intermediárneho a bázického vulkanizmu súvrstvia Bystrého potoka (Ivanička in Kubeš et al., 2001). Na magnetických mapách sa najvýraznejšie zobrazujú účinky uvedených hornín v zóne Uhorná – Smolník – Smolnícka Huta (F_1 – smolnícka anomália). Podobným spôsobom charakterizujeme aj švedlársku anomálnu zónu (F_2). V oboch prípadoch ide o zdroje magnetických anomálií na povrchu, resp. blízko pod povrchom, v hĺbke maximálne do 200 m.

Na magnetických mapách sa výrazne zobrazuje lineárne rozhranie smeru SV – JZ s osou Gelnica – Helcmanovce – Mníšek nad Hnilcom – Betliar. Toto rozhranie rozdeľuje gelnickú jednotku na dve časti – západnú a východnú. Hlavný rozdiel medzi nimi spočíva v tom, že západná časť je podstatne bohatšia na výskyty magnetických hornín na povrchu alebo nehlboko pod povrchom.

G) Amfibolity a metamorfity s polohami bázických hornín v kryštaliniku tatrika a veporika

Anomálnymi účinkami zdrojov magnetických anomálií tohto typu sa zaoberali Fiľo a Kubeš (in Šefara et al., 1987) najmä v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Malej Fatre a Tribeči.

V Malých Karpatoch sa prejavuje anomálny účinok plošne značne rozsiahleho telesa amfibolitov (Vozár in Kubeš et al., 2001) v území sz. od Pezinka (G_1 – pernecká anomália). Nízke hodnoty nameraného poľa sa tu pohybujú v medziach od 25 do 50 nT a veľmi dobre korelujú s morfológiou terénu. Relatívne kladné anomálie morfologických elevácií a relatívne záporné anomálie morfologických depresií preukazujú skutočnosť, že amfibolitové telesá dosahujú len relatívne malú hrúbku (do 300 m). Nie je vylúčené, že zdrojom tejto anomálie môžu byť sčasti aj bázickejšie diferenciáty granitoidov nehlboko pod povrchom.

Podobným spôsobom ako v Malých Karpatoch sa zobrazujú aj telesá amfibolitov vo východnej časti Nízkych Tatier, kde sa vykonali len pozemné plošné magnetické merania.

V Považskom Inovci prisudzujeme amfibolitom anomálie pri Hrádku (G_2) a Kálnici (G_3) (Határ a Ivanička in Kubeš et al., 2001). Anomáliu pri Kálnici môžu sčasti vyvolávať aj vulkanity vrchného paleozoika. V oboch prípadoch ide o telesá s väčším hĺbkovým dosahom (viac ako 1 000 m).

Amfibolitové telesá s relatívne malou hrúbkou (menej ako 300 m) sú príčinou nevýrazných magnetických anomálií vo východnej časti pohoria Tribeč (G_4 – skýcovské anomálie), ktoré reprezentujú tri lokálne anomálie s am-

plitúdou od 50 do 150 nT. Maximálne hodnoty sú viazané na výraznejšie morfologické depresie kontrolované riečnou sieťou. Vrcholové časti magneticky aktívnych hornín vystupujú najbližšie k povrchu práve v týchto ostro rezaných údoliach. Zdrojom lokálnych anomálií je komplex svorov s polohami amfibolitov.

V Slovenskom rudohorí sa na mapách zobrazujú anomálie v území jz. od Muránskej Huty (G_5). Ide o súčasť série muránskych žulorúl, v ktorej vystupujú aj polohy amfibolitov. Celý komplex magnetických hornín nepresahuje hrúbku 750 m.

H) Svory a amfibolity spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky

V území Lovinobaňa – Málinec – Kokava nad Rimavicou – Klenovec – Rimavská Píla – k. Tŕstie – k. Krížna poľana (Brezina) – Muránska Dlhá Lúka sa aeromagnetickými aj pozemnými magnetickými meraniami overila existencia komplikovanej magnetickej zóny s amplitúdami od 50 do 300 nT (obr. 2). Zóna je orientovaná do smeru SV – JZ a dosahuje dĺžku takmer 50 km (anomálie H_1 až H_5 – málinecká, rovnianska, kokavská, klenovská a píľanská).

Túto lineárnu magnetickú zónu Fiľo (in Bodnár et al., 1988) prisúdil prítomnosti svorových komplexov s polohami amfibolitov, pričom poukázal aj na prítomnosť drobných telies serpentinitov (okolie Uhorského). Tieto magnetické svory sú súčasťou spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky, ktorá sa dostala k povrchu pri paleoalpínskych tektonických procesoch najmä transpresného charakteru. Tvorí preto komplikovanú štruktúru, čo sa odráža aj v zložitosti magnetickej zóny. Magnetické vlastnosti svorov sú natoľko výrazné, že sa prejavujú aj spod nemagnetických granitoidných komplexov strednej hercýnskej litotektonickej jednotky do hĺbky až 3 km. Naopak, svorové horniny, ktoré interpretujeme ako súčasť strednej litotektonickej jednotky, väčšinou nie sú magnetické.

Naša interpretácia potvrdzuje, že hlavným zdrojom anomálií sú granátické svory s amfibolitmi (Bezák in Kubeš et al., 2001). V juhozápadnej časti zóny sa zobrazujú aj účinky metasedimentov, metavulkanitov a čiernych bridlíc neznámeho zaradenia. Z výsledkov štúdia magnetických vlastností hornín z vrtu KH-1 (Katarínska Huta; Husák, 1996) vyplýva, že horniny tohto komplexu sú v značnej miere obohatené o pyrotín, ktorý ovplyvňuje magnetické parametre, najmä hodnoty prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie.

Minimálne zastúpenie majú horniny svorového komplexu v okolí Kokavy nad Rimavicou (kokavská anomália – H_3). Zaujímavá je pozícia klenovskej anomálie (H_4). Zdrojom anomálie sú opäť svorové horniny s jasnou orientáciou v smere V – Z. Celý komplex sa smerom na J až do hĺbky okolo 1 000 – 1 500 m ponára pod nemagnetický alebo veľmi slabo magnetický komplex tvorený albitizovanými biotitickými pararulami. Väčšie plošné rozšírenie majú svorové horniny v území Rimavská Píla – Muránska Dlhá Lúka (H_5). Hrúbka komplexu je však podstatne menšia ako v prípade málineckej (H_1) alebo klenovskej (H_4) anomálie.

Na geologicko-geofyzikálnom reze, ktorý ide cez málineckú anomáliu (obr. 3), sa v krivke ΔT výrazne zobrazuje anomálny účinok svorového komplexu s vrchným okrajom v hĺbke okolo 500 m pod povrchom (na úrovni hladiny mora). Tento komplex sa smerom na juhovýchod ponára do väčšej hĺbky (až na úroveň 1 500 m pod hladinou mora). Veľmi obťažné je interpretovať zdroj zápornej magnetickej anomálie jv. od kóty Kozí vrch. Pravdepodobne ide o tektonicky značne porušenú zónu, v ktorej mohli maximálne poklesnúť magnetické parametre hornín. Kladné anomálie v širšom okolí kóty Brezinka dávame do súvisu s výskytom metamorfovaných bázických hornín ochtinskej jednotky s rôznou hĺbkou uloženia.

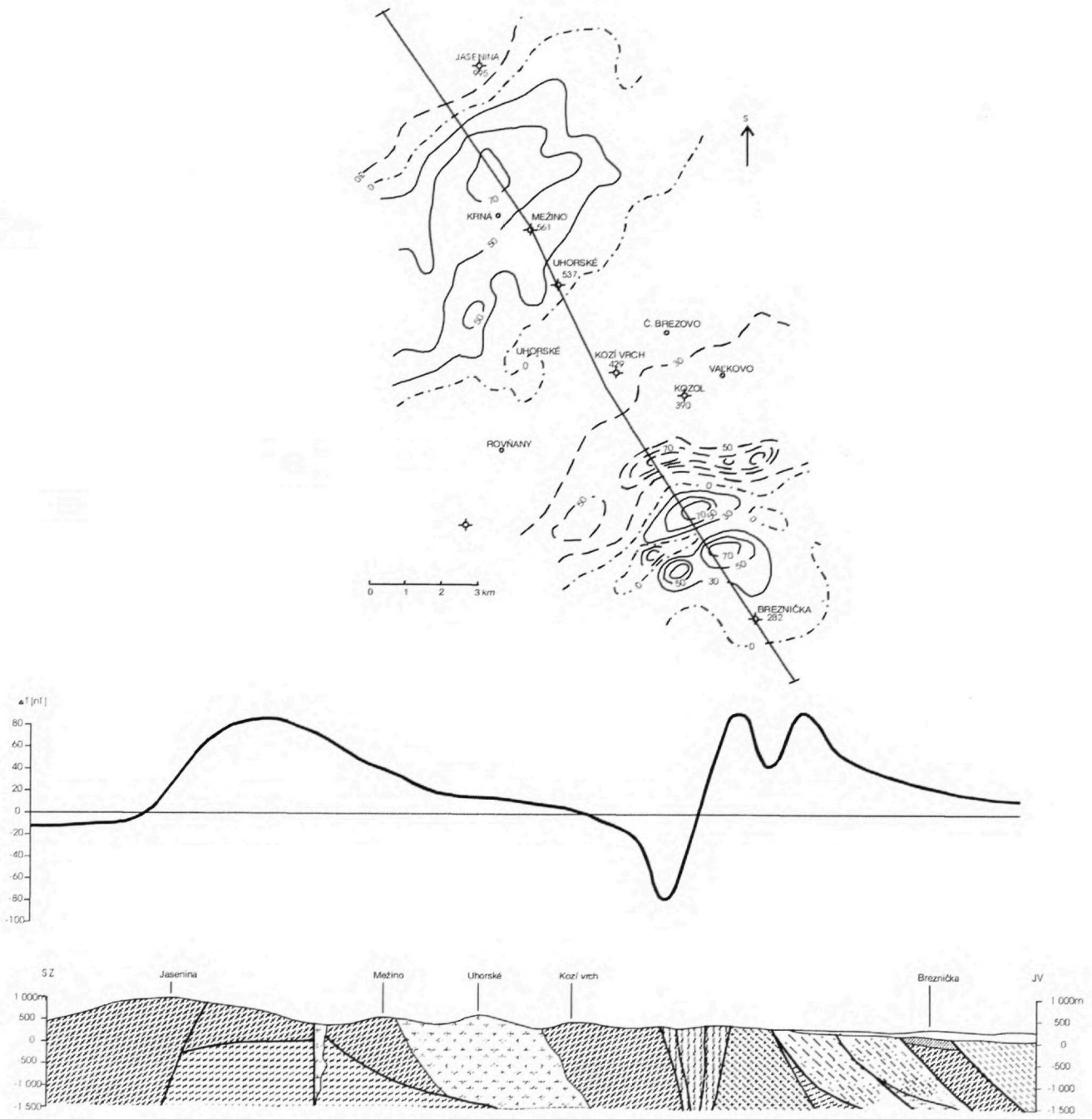
Profil na obr. 4 pretína klenovskú anomáliu v smere SZ – JV. Za hlavný zdroj anomálií považujeme komplex svorov, ktorý vystupuje až na povrch alebo sa nachádza nehlboko pod nemagnetickými metamorfitmi (pararuly, ortoruly a fylity). Tento svorový komplex smerom na juhovýchod sa prudko ponára do väčšej hĺbky až na úroveň okolo –1 500 m oproti hladine mora (v údolí Rimavy sa nachádza v hĺbke 1 500 m pod súčasným povrchom). Lokálnu anomáliu jv. od kóty Štepový vrch interpretujeme ako účinok telesa granitoidov s vyšším obsahom magnetitu. Teleso vystupuje v prostredí nemagnetických metamorfitov.

I) Bázickejšie diferenciáty hercýnskych granitoidov

Výsledky štúdia magnetických vlastností granitoidov poukázali na dve závažné skutočnosti. Prvou z nich je, že hlavným nositeľom magnetických parametrov sú najmä magnetit a titanomagnetit. Druhou je, že magnetické vlastnosti hornín sú v priamej závislosti od stupňa bazicity hornín. V prípade granitoidov ide o nárast magnetických parametrov (najmä magnetickej susceptibility) v rade: biotitický granodiorit – tonalit – amfibolický diorit – gabrodiorit. Výnimku tvorí rochovský granit s vysokou koncentráciou magnetitu, ktorý však patrí do inej vekovej skupiny.

Výsledky geofyzikálnej a geologickej interpetácie magnetických anomálií, ktoré dávame do súvisu s telesami granitoidov v kryštaliniku tatrika a veporika, priniesli aj ďalšie poznatky. Vychádzame zo skutočnosti, že amplitúdy anomálií ΔT sa pohybujú v medziach od 40 do 100 nT. Najvyššie amplitúdy anomálií sa zistili v regiónoch, kde magnetické horniny granitoidov vystupujú priamo na povrch, alebo sa nachádzajú v hĺbke do 500 m pod povrchom. Sem zaraďujeme výskyty granitoidov v severovýchodnej časti Považského Inovca, v južnej časti Strážovských vrchov, v Malej Fatre a v centrálnej časti pohoria Tribeč. Prevažne ide o telesá menších plošných rozmerov s relatívne malou hrúbkou.

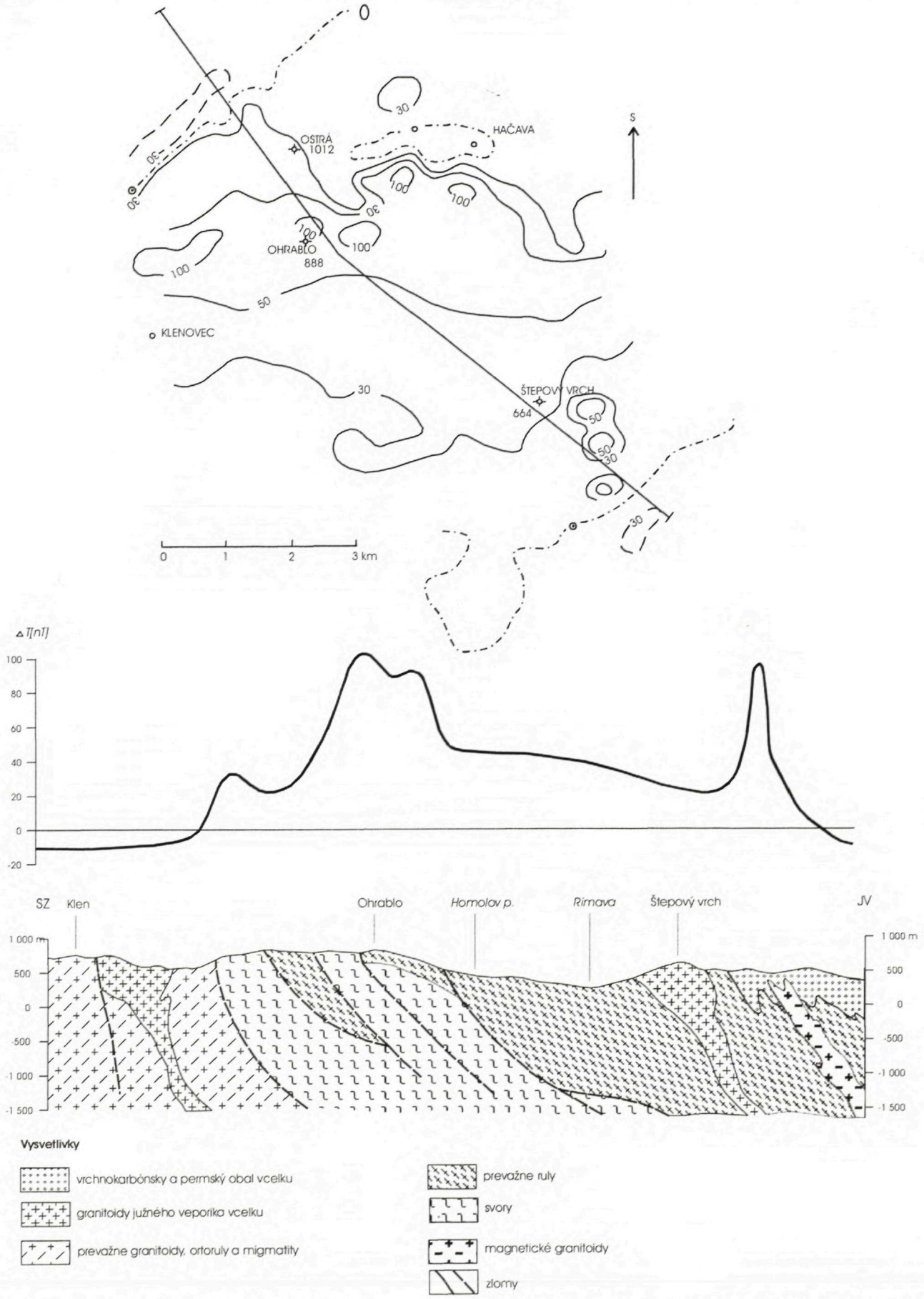
Amplitúda anomálií sa mení len veľmi málo s ohľadom na hĺbku zdrojov a ich hrúbku. To by naznačovalo, že čím je zdroj uložený hlbšie, tým má vyššie magnetické parametre, a teda aj vyššiu bazicitu. Je to možné dokumentovať výsledkami geologicko-geofyzikálnej interpretácie magnetických anomálií z juhozápadnej časti Malých Karpát, južnej časti pohoria Považský Inovec,



Vysvetlivky:

- neogén, nečlenený
- kremenné pieskovce a bridlice (spodný trias)
- hybridný komplex južného veporika
- prevažne granitoidy
- tektonicky silne postihnuté granitoidy
- granitoidy so zvýšenými magnetickými hodnotami
- svory
- ochtinské súvrstvie (prevažne fylity, bridlice a báziká)
- gelnická jednotka?
- zlomy

Obr. 3 Profil 1 na obr. 2. Príklad magnetických anomálií vyvolaných svormi spodnej hercýnskej jednotky (málinecká anomália H_1) a ochtinskou jednotkou (poltárska anomália C_1).



Obr. 4 Profil 2 na obr. 2. Svory spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky sa dostávajú v transpresných zónach k povrchu a vytvárajú typické magnetické anomálie v južnom veporiku (klenovecká anomália H_4). V južnej časti profilu je interpretovaná anomália ako účinok magnetických granitov podobných rochovskému granitu.

topoľčianskeho zálivu (višňovská priehlbeň), no najmä z centrálnej časti Podunajskej nížiny.

V Malých Karpatoch dominuje svätojurská magnetická anomália (I_1), ktorá sprevádza takmer celú sv. časť bratislavského masívu. Za zdroj anomálie považuje Kohút (in Kubeš et al., 2001) granitoidný komplex (granodiorit-diorit) s vrchným okrajom v hĺbke do 2,0 km, ktorý sa nachádza v podloží prakticky nemagnetického bratislavského granitoidu. O prítomnosti bázických granitoidov uvažujeme aj v prípade grobskej anomálie (I_2). Nachádzajú sa v hĺbke 2,5 až 3,0 km. Vzájomnú priestorovú pozíciu zdrojov anomálií I_1 a I_2 ovplyvňuje malokarpatský zlomový systém smeru SV – JZ. Pozdĺž neho zdroj grobskej anomálie nielen poklesol smerom na JV, ale sa aj posunul smerom na SV. Nie je vylúčená ani iná interpretácia týchto anomálií, ktorá vychádza z názorov na príkrovovú tektonickú stavbu Malých Karpát. Tá v podloží nemagnetických granitoidov bratislavského masívu pripúšťa magnetické komplexy metamorfitov.

Na výskyty bázickejších diferenciátov granitoidov tatrika je bohaté pohorie Považského Inovca (Határ in Kubeš et al., 2001). Tieto horniny vytvárajú síce komplikovanú, no zjavnú anomálnu zónu smeru SV – JZ s dĺžkou okolo 70 km a šírkou 5 až 7 km. Jej súčasťou sú nielen inovecká (I_3) a hlohovecká (I_4) magnetická anomália, ale aj seredská (I_8) a galantská (I_9) anomália v Podunajskej nížine. Vrchný okraj magneticky aktívnych hornín v severnej časti pohoria sa nachádza na povrchu alebo blízko pod povrchom, no smerom na JZ hĺbka dosahuje úroveň okolo 3,0 km pod povrchom (napr. anomália I_9).

Na magnetickej mape sa pomerne výrazne zobrazujú účinky bázickejších diferenciátov granitoidov najmä v jz. časti pohoria Tribeč, v topoľčianskom zálive a v rišňovskej depresii. Povrchové a pripovrchové zdroje reprezentuje skupina anomálií v širšom okolí kóty Veľký Tribeč (tribečské anomálie – I_5; Ivanička in Kubeš et al., 2001).

Hlbšie uložené horniny sa nachádzajú v území Topoľčany – Chrabrany – Ludanice (I_6 – preselianske anomálie). Vrchný okraj telies intepretuje Ivanička (in Kubeš et al., 2001) v hĺbkovom intervale 1,0 až 1,5 km. Plošne najrozsiahlejšia anomália s amplitúdou do 75 nT sa zistila v území Šurianky – Preseľany – Lefantovce – Čajkovce. Centrum anomálie je v bezprostrednom okolí obce Preseľany, kde by sa mal vrchný okraj zdroja nachádzať v hĺbke 1,7 až 2,0 km. Smerom na JZ sa vrchný okraj hornín ponára do hĺbky nad 2,5 km. Tribečské a preselianske anomálie sú zachytené na geologicko-geofyzikálnom reze na obr. 5.

V priestore Malej Fatry vymedzujeme dve anomálne oblasti, kde sa zobrazujú účinky granitoidov. Miestami ich sprevádzajú drobné polohy telies amfibolitov v pripovrchovej úrovni. Anomálna oblasť sa nachádza v krivánskej aj v lúčanskej časti Malej Fatry (malofatranské anomálie – I_7; Kohút in Kubeš et al., 2001).

Kežmarská magnetická anomália (I_{10}) tvorí plošne rozsiahlu štuktúru v priestore Levoča – Torysky – Podolínec – Lendak – Kežmarok – Levoča, ktorá takmer koinciduje s centrálnou časťou Levočského pohoria. Jej amplitúda s maximom v okolí Bušoviec síce nepresahuje 20 nT, ale je veľmi dobre čitateľná. Prvú interpretáciu urobili Gnojek et al. (1992). Stanovili horný okraj magnetických hmôt v hĺbke 4 km s efektívnou magnetickou susceptibilitou 10 000 . 10^{-6} j. SI. Po kvantitatívnej interpretácii a modelovaní pozdĺž seizmického profilu č. 750/92 a po korekcii s údajmi reflexnej seizmiky (Hrušecký in Kubeš et al., 2001) bol prijatý model telesa so stropom v hĺbke okolo 2 500 m od povrchu s priemernou hrúbkou okolo 1 000 m. Predpokladá sa, že takúto plošne rozsiahlu magnetickú anomáliu vyvolávajú bázickejšie diferenciáty granitoidov tatridného kryštalinika. Na základe výsledkov interpretácie a modelovania magnetickej anomálie po seizmickom profile sa však ukazuje, že magnetické hmoty pokračujú ďalej na sever cez bradlové pásmo. To navádza na myšlienku, že ide o kombinácie viacerých zdrojov s vplyvom hornín platformy.

J) Rochovský granit

V strednej časti Slovenského rudohoria sa magnetickými meraniami zistila výrazná anomália (J_1 – rochovská) do 350 nT, vyvolaná kriedovým rochovským granitom s veľkou koncentráciou magnetitu.

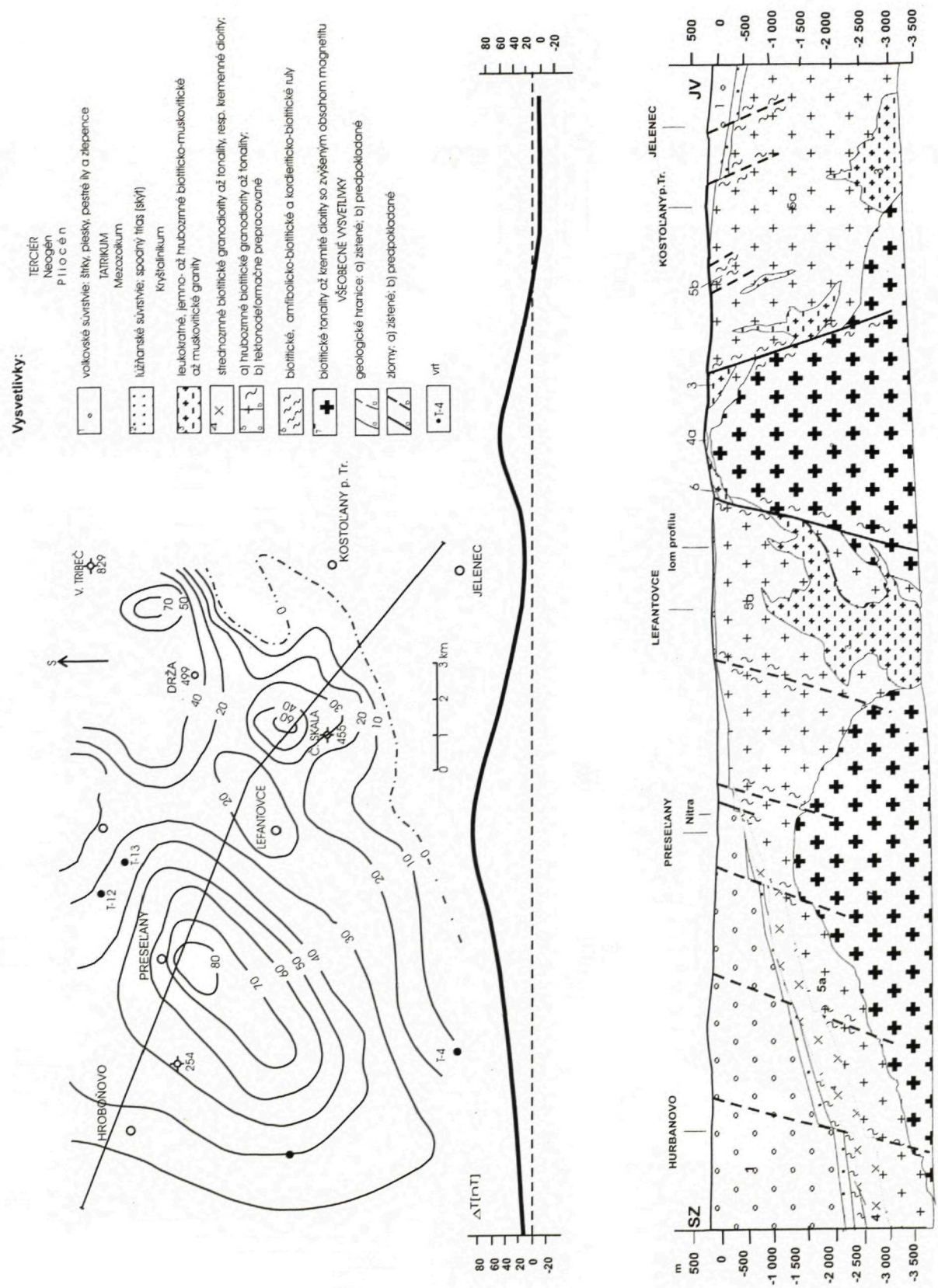
Jednu z prvých interpretácií rochovskej magnetickej anomálie urobil Fiľo už v roku 1977 (in Plančár et al., 1977). Predpokladal, že anomáliu vyvolávajú ultrabázické horniny v hĺbke 1 200 m. Štruktúrny vrt KV-3 v hĺbkovom intervale 0 až 550 m zachytil polohu fylitov južného veporika, 50 m hrubú polohu kyslejších granitoidov (aplitov) a asi 100 m hrubú polohu metabazitov. V intervale 700 až 1 600 m sa zistila prítomnosť granitov. Vzhľadom na svoje magnetické vlastnosti má tento granit v oblasti vnútorných Západných Karpát výnimočné postavenie.

Výsledky geochemického prieskumu zároveň dokázali prítomnosť W-Mo mineralizácie v južnej časti spomínanej anomálie (Václav et al., 1990). Preto sa tu realizoval značný počet prieskumných vrtov série RO-1 až RO-22. Vrty dokázali, že reliéf horného okraja „rochovského" granitu sa pohybuje v intervale 500 až 725 m od súčasného povrchu (Hraško, Kubeš a Kucharič in Bezák a Suk, 2002; Lörincz et al., 1993).

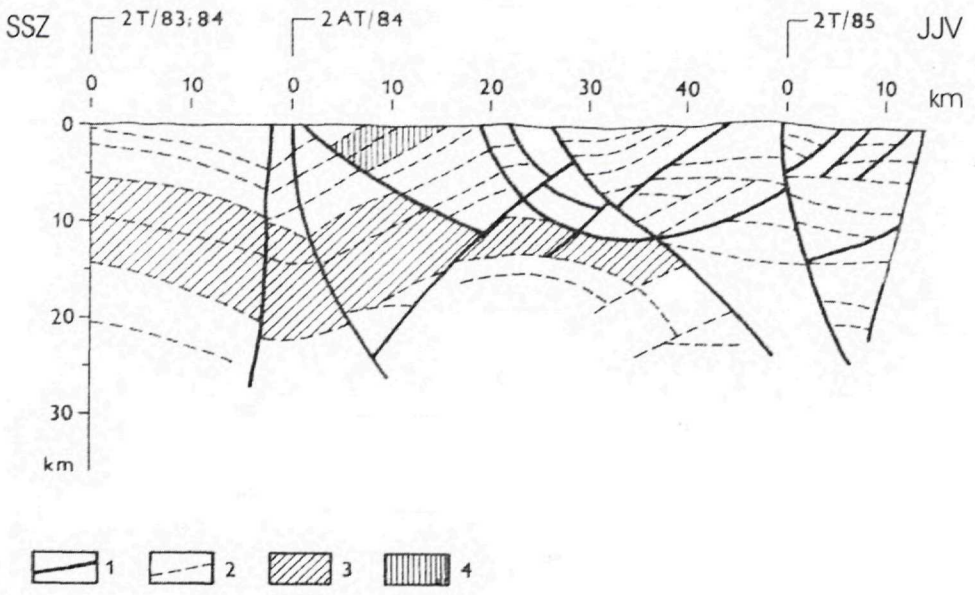
V južnom veporiku sa ojedinele nachádzajú aj menšie magnetické anomálie, ktorých zdrojom môžu byť leukokratné granitoidy permského alebo alpínskeho veku, pravdepodobne tiež so zvýšenou koncentráciou magnetitu. Príkladom je interpretované teleso magnetického granitu na profile klenovskej anomálie (obr. 4).

K) Kadómsky fundament v severnej zóne Západných Karpát (seveoeurópska platforma, Brunia)

Územia Západných Beskýd, Stredných Beskýd a Záhorskej nížiny sprevádzajú výrazné regionálne magnetické anomálie (K_1 – beskydská, K_2 – skalická). Ich centrum sa nachádza mimo územia SR. Ich amplitúda na našom území dosahuje až 120 nT. V Západných a Stredných Beskydách je anomália orientovaná do smeru V – Z a má dĺžku cca 50 km. V Záhorskej nížine dosahuje dĺžku do 40 km v smere SV – JZ.



Obr. 5 Profil 3 na obr. 2. Príklad anomálií, ktorých zdrojom sú bázickejšie diferenciáty granitoidov (preselianske a tribečské anomálie I_5 a I_6; Ivanička a Határ in Kubeš et al., 2001).



Obr. 6 Profil 2T, severná časť. Modelované magnetické teleso v európskej platforme podľa Fiľa (in Buday et al., 1995). Vysvetlivky: 1 – zlomy, 2 – reflexné rozhrania, 3 – magnetické hmoty v platforme, 4 – bradlové pásmo.

Problematike geologickej interpretácie zdrojov anomálií v podloží flyšových hornín sa v poslednom čase venuje značná pozornosť zo strany širokého okruhu geológov aj geofyzikov. Pôvod magnetických anomálií tohto regionálneho typu nie je doteraz jednoznačne vysvetlený. Jedna skupina autorov vychádza z klasickej interpetácie v tom zmysle, že anomáliu vyvoláva jeden alebo niekoľko geneticky príbuzných zdrojov, ktoré sa nachádzajú v kryštaliniku platformy (napr. Man, 1986; Kubeš a Fiľo, 1987). Druhá skupina vychádza z údajov o magnetickej susceptibilite hornín. Tieto údaje naznačujú, že povrch kryštalinika tvorí významné rozhranie, ktorým je možné vysvetliť jeho reliéf na základe intepretácie anomálií magnetického poľa. Veľkú pozornosť interpretácii beskydskej magnetickej anomálie venovali Pospíšil a Kadlečík (1991).

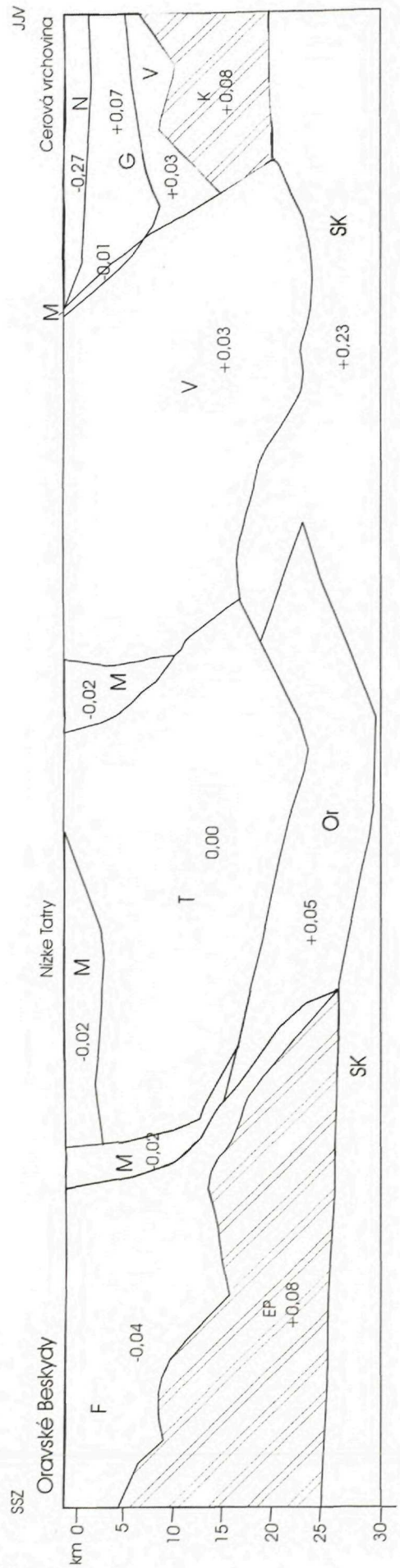
Na základe našich výsledkov interpetácie beskydskej a skalickej anomálie prichádzame k poznatku, že pri určovaní hĺbky zdrojov magnetických anomálií je potrebné uvažovať jednu aj druhú alternatívu. Vo všeobecnosti za rozhodujúci zdroj magnetických anomálií považujeme intruzívne komplexy intermediárnych, bázických, výnimočne aj ultrabázických hornín, ako aj metamorfity bázických hornín. Kryštalinikum v tomto území zastupujú kadómske jednotky Brunie (Dudek, 1980). Obsahuje práve takéto typy hornín, ktoré vychádzajú aj na povrch.

Podľa výsledkov štruktúrneho vrtu Jablunkov-1 situovaného v maxime beskydskej anomálie horniny paleozoického obalu platformy a vrchná časť kryštalinika majú nízke magnetické parametre, a preto ich vplyv na celkový charakter beskydskej anomálie je zanedbateľný. Interpretovanú anomáliu (K_1) spôsobujú horniny vnútri kryštalinika. Rozhodujúci vplyv na anomálne pole regiónu majú horniny s horným okrajom v hĺbkovom intervale okolo 6,0 km v oblasti styku hranice Česka, Poľska a Slovenska. Smerom na juh (okolie Bytče) sa ponárajú až do hĺbky 10 až 12 km. Je možné, že tento komplex hornín pokračuje aj ďalej na juh, ako to intepretoval Fiľo (in Buday et al., 1991) na profile 2T (obr. 6).

Podobnú geofyzikálno-geologickú intepretáciu sme získali aj pri analýze zdroja skalickej anomálie (K_2). Tu chceme poznamenať, že skalická anomália pokračuje na území Českej republiky, kde magnetické horniny kryštalinika tvoria aj jeho reliéf. Dôkazom toho sú rozdiely v maximálnych hodnotách anomálie. Už sme spomenuli, že v prípade beskydskej anomálie sa namerali hodnoty magnetického poľa do 120 nT, v okolí Břeclavi amplitúdy dosahujú od 260 do 400 nT. Takéto rozdiely v amplitúde anomálií nesúvisia s hĺbkou uloženia zdroja, ale najmä s látkovým zložením a magnetickými vlastnosťami. Domnievame sa, že v juhovýchodnej časti Moravy magnetické horniny zastupujú predovšetkým horniny typu gabro-gabrodiorit-gabronorit a gabroamfibolit.

L) Kadómsky(?) fundament v južnej zóne a jeho nadložné jednotky

V južnej časti vnútorných Západných Karpát sa vyskytuje niekoľko magnetických anomálií v podloží terciéru, ktoré nedokážeme vysvetliť len účinkom známych jednotiek (najmä svorov južného veporika a ochtinskej jednotky). Na základe interpretácie tektonickej stavby podložia terciéru v južnej časti Slovenska okrem kryštalinických hornín obnažených v Západných Karpatoch je tu pravdepodobný aj výskyt fragmentov kadómskeho fundamentu (Bezák et al., 1997). Túto intepretáciu podporujú aj xenolity neznámeho kryštalinika vynášané bazaltovou magmou v oblasti Fiľakova (Hovorka a Lukáčik, 1972) a prítomnosť ťažších hmôt v podloží terciéru v tejto oblasti



Obr. 7 Gravimetrický model na profile 2T podľa Granda et al. (2002), na ktorom vidno pozíciu ťažších hmôt európskej platformy a južného kadómskeho fundamentu (šrafované).
Vysvetlivky: F – flyš, N – neogénne sedimenty, M – mezozoické komplexy, T – tatrikum, V – veporikum, G – gemerikum, Or – fundament oravika, EP – európska platforma, K – južný kadómsky fundament, SK – spodná kôra.

[Grand et al. in Bezák a Suk (eds.), 2002] s podobnou hustotou, ako má kadómske kryštalinikum v severoeurópskej platforme (obr. 7).

V Ipeľskej kotline má dominujúce postavenie kováčovská magnetická anomália (L_1) s amplitúdou až 300 nT. Je súčasťou magnetickej zóny smeru VSV – ZJZ, ktorá pokračuje z územia Maďarska. V centre anomálie bol situovaný štruktúrny vrt MV-12 s konečnou hĺbkou 1 102 m. V hĺbkovom intervale 0 – 558 m sú zastúpené nemagnetické sedimenty terciéru. V intervale 558 – 900 m bola overená poloha granátických a sľudnatých svorov, ktoré vykazujú pomerne vysoké hodnoty magnetickej susceptibility (6 300 . 10^{-6} j. SI) a NRMP (okolo 1 000 nT). Spodnú časť vrtu (interval 900 – 1 102 m) tvoria amfibolické ruly a amfibolity s priemernou hodnotou susceptibility 4 100 . 10^{-6} j. SI a NRMP 7 500 nT. Fiľo (in Vass, 1979) interpretoval kováčovskú magnetickú anomáliu ako účinok telesa amfibolitov, miestami obohateného magnetitom. Na základe poznatkov z vrtu MV-12 predpokladáme, že magnetická anomália je pravdepodobne vyvolaná kombinovaným účinkom magnetických svorov južného veporika a podložného, pravdepodobne kadómskeho fundamentu s obsahom metabázických hornín.

V území Trebušovce – Lesenice (L_2 – lesenická anomália, obr. 2) bola detegovaná magnetická anomália ΔZ s amplitúdou do 50 nT a ΔT s amplitúdou do 25 nT. Vrchný okraj magnetického telesa interpretujeme v hĺbke okolo 500 m od súčasného povrchu. Geologický zdroj anomálie nie je jednoznačný. Pravdepodobne ide sčasti o relikty hornín ochtinskej jednotky, podobne ako v území sz. od Lučenca. Nasviedčajú tomu magnetické parametre a orientácia anomálie do smeru SV – JZ. Nedá sa však vylúčiť ani anomálny účinok svorov južného veporika a kadómskeho fundamentu.

V Cerovej vrchovine dominujú dve kladné, plošne rozsiahle magnetické anomálie regionálneho charakteru s amplitúdami do 300 nT, ktoré sme vzhľadom na blízkosť ich zdroja zlúčili do jednej anomálie (L_3 – blhovsko-fiľakovská). Blhovská a fiľakovská magnetická anomália bola predmetom interpretácie pri zostavovaní štruktúrnotektonickej mapy vnútorných Západných Karpát. Fiľo a Kubeš (in Šefara, 1987) obe anomálie považovali za súčasť výraznej magnetickej zóny, ktorá z oblasti Blhoviec pokračuje na ZJZ až do pohoria Börszönyi. Interpretovaná hĺbka horného okraja magnetických telies bola stanovená v rozmedzí 1,0 – 1,4 km. Spodnú hranicu magnetického komplexu predpokladali v intervale 5,0 až 6,0 km. Na základe petrografických charakteristík z vrtu FV-1, ktorý bol situovaný v centre anomálií, predpokladali, že zdrojom anomálií sú paleozoické metabáziká a metasedimenty gemerika alebo veporika. Najnovšia interpretácia (Vozár in Kubeš et al., 2001) potvrdila pred-

chádzajúce interpretácie. Podľa nej ide o magnetické účinky hornín paleozoika, ktoré sa nachádzajú v podloží terciéru v hĺbke viac ako 1 000 m od reálneho povrchu. Podľa nášho názoru metamorfované horniny vo vrte patria najmä k ochtinskej jednotke a svorom južného veporika, ktoré ležia pravdepodobne na predpokladanom kadómskom fundamente.

Ďalšia regionálna anomália (gemerská – L_4, obr. 2) sa nachádza jv. od Rožňavy, v území Gemerské Teplice – Licince – Gemerská Ves – Veľký Blh – Hrušovo – Ratková – Rákoš – Turčok. Zaberá plochu okolo 300 km^2 a je orientovaná do smeru JZ – SV. Vrchný okraj komplexu magnetických hornín interpretujeme 4 – 4,5 km pod povrchom. Vzhľadom na rozmery anomálie a magnetické a tiažové parametre je pravdepodobné, že podobne ako anomália L_3, aj táto anomália je vyvolaná okrem magnetických hornín ochtinskej jednotky aj prítomnosťou svorov spodnej hercýnskej jednotky a fragmentov južného kadómskeho fundamentu.

Rožňavská anomália (L_5) sa nachádza v širšom okolí Rožňavy, v území Revúcka Lehota – Slavošovce – Roštár – Betliar – Drnava – Silica – Slanec – Gemerský Sad – Gemerské Teplice – Lubeník a zaberá plochu okolo 500 km^2. Je orientovaná do základného smeru V – Z. Za zdroj anomálie sa považovali mohutnejšie masy bázických metavulkanitov a metavulkanoklastík patriacich k rakoveckej skupine (Vozár in Kubeš et al., 2001). Súčasťou komplexu sú menšie magmatické telesá gabrodioritov (Vozárová a Vozár in Rakús a Vozár, 1993). Vrchný okraj magnetického komplexu interpretujeme v hĺbke okolo 3 km (západne od štítnického zlomu) až 4 km (východne od štítnického zlomu). Vzhľadom na tieto a ďalšie fyzikálne parametre anomálie je veľmi pravdepodobné, že k zdroju anomálie prispieva aj vplyv kryštalinika predpokladaného podložného kadómskeho fundamentu.

M) Ultrabázické horniny neznámej príslušnosti

Zbudzská magnetická anomália (M_1) sa nachádza v severnej časti Východoslovenskej nížiny. Má sz.-jv. smer a maximálnu amplitúdu 80 nT. Kvantitatívnou interpretáciou a modelovaním sa určili základné parametre magnetického telesa, ktorého horný okraj sa nachádza v hĺbke cca 2,6 km v hrúbke 800 až 1 000 m. Horný okraj telesa upadá na SSZ (pod obcou Zbudza) až do hĺbky 3,6 km od reálneho povrchu a na JJV pod Humenným do rovnakej hĺbky. Na základe výsledkov vrtu Zbudza-1 predpokladáme, podobne ako Gnojek (1987a), že zdrojom tejto anomálie sú serpentinizované pyroxenity neznámej príslušnosti v hrúbke 1 km s interpretovanou magnetickou susceptibilitou 60 000 . 10^{-6} j. SI.

Bzenovská anomália (M_2) s amplitúdou do 60 nT je orientovaná do smeru V – Z. Jej hlavným zdrojom sú najpravdepodobnejšie ultrabázické horniny pod kótou Branisko s vrchným okrajom v hĺbke okolo 800 m pod povrchom. Teleso s hrúbkou asi 600 m je uklonené na S.

Gnojek (1987b) podáva interpretáciu bzenovskej magnetickej anomálie v dvoch variantoch. Prvý predpokladal v podloží vnútrokarpatského paleogénu existenciu hornín, ktoré zodpovedajú horninám v kryštalinických oblastiach, druhý magnetické horniny s magnetickou susceptibilitou 20 000 . 10^{-6} j. SI, ktorá sa často vyskytuje v prípade gabra a peridotitu.

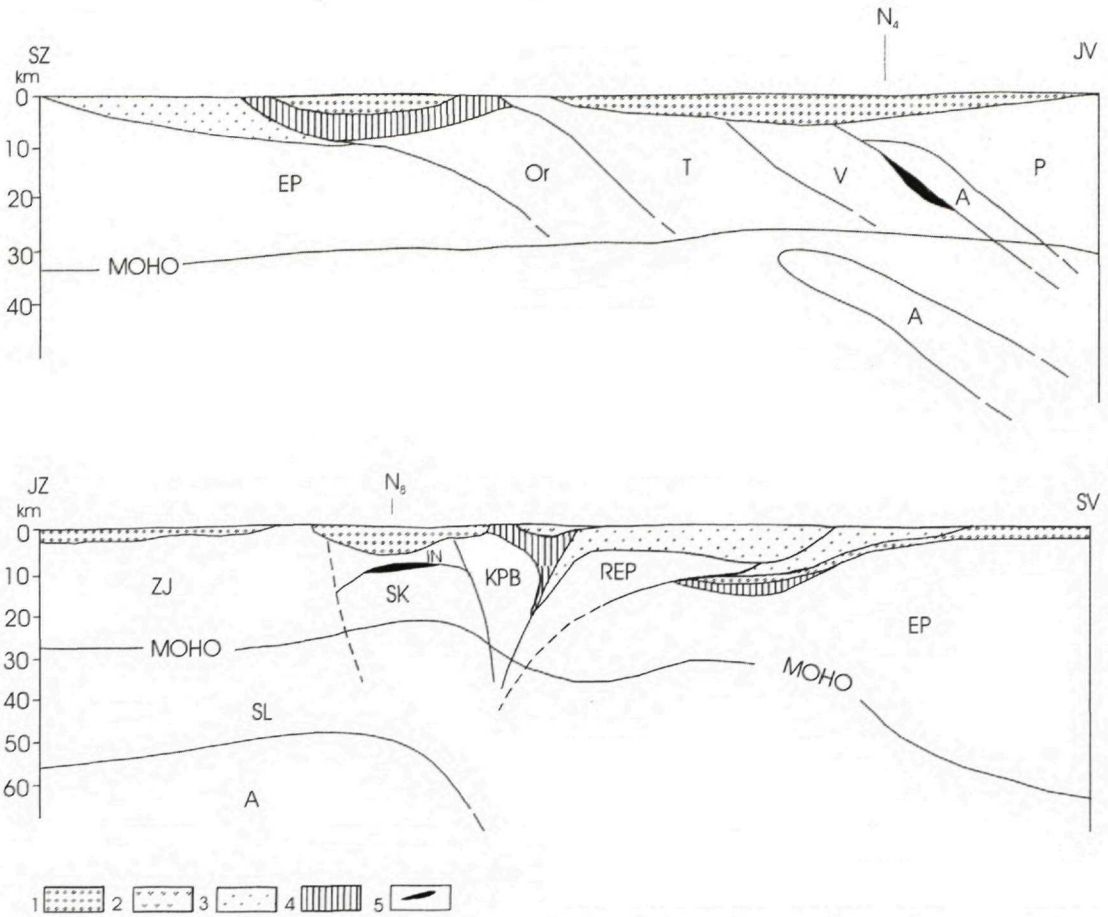
Juhozápadne od Košíc na pomerne značnej ploche sa overili magnetické anomálie rôznej amplitúdy a orientácie. Celá anomálna oblasť je známa ako komárovská magnetická anomália (M_3). Komárovská magnetická anomália s amplitúdou do 300 nT sa najvýraznejšie zobrazuje v území Paňovce – Čečejovce a Šaca – Veľká Ida – Komárovce (obr. 2). Menej výrazné a plošne málo rozsiahle anomálie sa zistili v území medzi Jasovom a Nováčanmi a východne od Paňoviec. Záporné anomálie sprevádzajú pruh kladných anomálií v ich severnej a severovýchodnej časti. Ide o anomálny účinok spodného okraja magnetických hornín uklonených na J, resp. na JZ. Hlavným zdrojom magnetických anomálií sú pravdepodobne serpentinizované ultrabázické horniny zachytené vrtom KO-1 (Komárovce) v hĺbke 943,0 m. Podľa niektorých intepretácií by mohli patriť do meliatika. Vrt s konečnou hĺbku 1 534 m ich spodný okraj neoveril. Zvýšené hodnoty magnetických hornín sa zistili na vzorkách hornín najmä v hĺbkovom intervale nad 1 000 m. Hodnoty magnetickej susceptibility sa pohybujú v intervale 1 500 – 21 000 . 10^{-6} j. SI.

Otázkou interpretácie zdroja magnetických anomálií v širšom okolí Komároviec sa zaoberali aj ďalší autori (Gnojek, Hovorka a Pospíšil, 1991; Šutora et al., 1990; Gnojek a Vozár, 1992). V ich interpretácii zdroja anomálií sú pomerne značné rozdiely. Predovšetkým ide o rozdiely v údajoch o magnetických parametroch objektu, a najmä o hrúbke zdroja. V prvej práci autori predpokladajú hrúbku zdroja až 3 000 m a efektívnu objemovú magnetickú susceptibilitu 15 000 . 10^{-6} j. SI. V druhej práci spodný okraj magneticky aktívnych hornín sa kladie až do hĺbky 7 km, pričom autori uvažujú s efektívnou objemovou susceptibilitou až 35 000 . 10^{-6} j. SI. Na základe našich poznatkov sa domnievame, že interpretácia prvých autorov (Gnojek et al., 1991) je oveľa reálnejšia.

N) Zdroje magnetických anomálií neznámej príslušnosti vo väčšej hĺbke (pravdepodobne zväčša kryštalinikum v kombinácii s ďalšími zdrojmi)

Najobťažnejšie intepretovateľné sú zdroje magnetických anomálií pochované vo väčšej hĺbke. Ide o zdroje v podloží neogénu v Podunajskej nížine (N_1 – N_7) a vo Východoslovenskej nížine (N_8). Zvláštnym prípadom je anomália N_9 v podloží vnútrokarpatského paleogénu. Zdroje hlbokých anomálií v oblasti južného Slovenska môžu byť trojakého druhu: môžu ich vyvolávať horniny v kryštaliniku tatrika a veporika (báziká, bázickejšie diferenciáty granitoidov a svory), zároveň môže prispievať vplyv fragmentov južného kadómskeho fundamentu a tretím zdrojom sú ultrabázické horniny, ktoré intrudovali pri riftingu kôry najmä v terciéri a boli spojené s výstupom lokálnych astenolitov.

Niekoľko anomálií, ktorých zdroje pravdepodobne sú metabazity v kryštaliniku, sa nachádza v podloží neogénu v Podunajskej nížine. Najvýraznejšou takouto anomáliou s amplitúdou do 200 nT je gabčíkovská anomália (N_1). Pre-



Obr. 8 Jedna z intepretácií kolárovskej anomálie N_4 – profil 4 na obr. 2 (hore) a sečovskej anomálie N_8 – profil 5 na obr. 2 (dolu). Upravené podľa Bezáka, V. et al. (1997).
Vysvetlivky: 1 – neogénne sedimenty, 2 – neovulkanity, 3 – flyš, 4 – mezozoické komplexy, 5 – ultrabáziká, EP – európska platforma, Or – oravický fundament, T – tatrikum, V – veporikum, P – Pelsónia, ZJ – zemplínska jednotka, KPB – karpatsko-panónsky blok, IN – iňačovská jednotka, REP – riftovaná európska paltforma, SK – spodná kôra, SL – spodná litosféra, A – astenosféra.

chádza aj na územie Maďarska. V centre anomálie interpretujeme prítomnosť andezitov s vrchným okrajom v hĺbke okolo 3,2 km. V západnej časti a juhovýchodne od Gabčíkova Hrušecký a Konečný in Kubeš et al. (2001) predpokladajú výskyt magnetických hornín kryštalinika tatrika s horným okrajom v hĺbke okolo 5,0 až 6,0 km. V okolí gabčíkovskej anomálie sa realizovali vrty FGČ-1, DS-1, DS-2, FGGA-1, FGHP-1, VTP-11, GPB-1 a ČR-1 s maximálnou hĺbkou do 3 000 m. Ani jedným vrtom sa nedokázala prítomnosť magnetických hornín vo výplni terciéru a žiaden vrt nedosiahol podložie terciéru. Na základe tektonickej situácie a hĺbky anomálie predpokladáme jej zdroje v kryštaliniku tatrika alebo v kadómskom fundamente. Najpravdepodobnejšie pôjde o metabázické horniny, keďže v tomto území sú zároveň indikované ťažšie hmoty.

V Podunajskej nížine sa zistili ďalšie dve významné magnetické anomálie – kráľovobrodská (N_2) a vlčianska (N_3), ktoré sú pravdepodobne vyvolané bázickejšími diferenciátmi granitoidov s amplitúdami 100 až 140 nT. Zdroj vlčianskej anomálie bol interpretovaný do hĺbky 5,0 až 6,0 km a zdroj kráľovobrodskej anomálie do 4,5 až 5,0 km od súčasného povrchu.

Z hľadiska hĺbkového uloženia zdroja magnetickej anomálie búčska anomália (N_6) tvorí výnimku v oblasti Podunajskej nížiny. Ako jediná je uložená plytko a je pravdepodobne vyvolaná bázickými až ultrabázickými horninami v podložnom mezozoickom komplexe, ktorý už pravdepodobne nepatrí k západokarpatským jednotkám, ale ide o blok Pelsónie. Jej zdroj interpretujeme v hĺbke 0,6 km pod povrchom. Vo všetkých troch prípadoch sa môže aj kombinovať vplyv podložného kadómskeho fundamentu.

Bíňanskú anomáliu (N_7) s maximálnou amplitúdou do 75 nT vo východnej časti Podunajskej nížiny pravdepodobne vyvolávajú horniny svorového komplexu (Hrušecký in Kubeš et al., 2001). Nachádza sa v hĺbke 3,0 až 3,5 km. Tieto horniny ležia v podloží nemagnetických sedimentov bez vulkanickej frakcie. Magnetická anomália je orientovaná do smeru SV – JZ. Interpretovaná dĺžka zdroja je okolo 17 km a šírka asi 7 km. Ani v tomto prípade nemôžeme vylúčiť vplyv podložného kadómskeho fundamentu.

V okolí Kolárova v Podunajskej nížine sa nachádza nevýrazná, ale plošne rozsiahla magnetická anomália koincidujúca s intenzívnou kladnou tiažovou anomáliou, známa z geologickej literatúry ako kolárovská anomália (N_4). Tej-

to magnetickej anomálii sa po prvýkrát venovala pozornosť na *Štruktúrno-tektonickej mape vnútorných Západných Karpát* (Fiľo in Šefara et al., 1987). Za zdroj nevýraznej magnetickej anomálie autori považovali bázické horniny (gabrá a metabáziká, gabroamfibolity a gabrodiority) s efektívnou magnetickou susceptibilitou 12 000 . 10^{-6} j. SI, ktoré by sa mali nachádzať v hĺbke 5 km v hrúbke cca 7 km. V súčasnosti dávame kolárovskú anomáliu do súvisu s mohutným telesom gabroamfibolitov (gabrodioritov) s horným okrajom v hĺbke 5,5 – 6,0 km. Podľa intepretácie Bezáka et al. (1997) ide o horniny kryštalinika alebo pozostatok bázik meliatskej jednotky v sutúrnej zóne, ktorá bola využitá aj na výstup parciálnych telies astenolitu pri extenzných procesoch v terciéri (obr. 8).

Nejednoznačná je interpretácia zdrojov menej výraznej, no plošne rozsiahlej strekovskej anomálie (N_5) s hĺbkou zdroja okolo 3,5 – 4,0 km. Predpokladáme, že zdrojom anomálie sú horninové komplexy ako v prípade kolárovskej anomálie.

Dominujúce postavenie vo Východoslovenskej nížine má sečovská anomália (N_8) s amplitúdou do 100 nT. Jej interpretáciou sa zaoberali už Man (1961), Rudinec (1976), Pospíšil a Fiľo (1977), Mořkovský a Cverčko (1987) a Gnojek (1987a). Hĺbku zdroja interpretovali od 5,5 do 6,5 km s rôznymi hodnotami efektívnej magnetickej susceptibility (5 000 – 100 000 . 10^{-6} j. SI). Za jej zdroj považuje Janočko (in Kubeš et al., 2001) komplex magnetických hornín na juhozápadnom okraji pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Sú viazané na tektonický styk s prakticky nemagnetickými horninami zemplínskej jednotky.

Podľa súčasných geologických poznatkov pozdišovsko-iňačovskú jednotku tvoria fylity rôzneho zloženia. Domnievame sa, že tento horninový komplex nemôže byť zdrojom interpetovanej regionálnej sečovskej anomálie. Doteraz realizované štruktúrne vrty nezastihli podložie terciéru. Podľa našich intepretáciií zdrojom sečovskej anomálie sú pravdepodobne metamorfity bázických hornín s vrchným okrajom v hĺbke okolo 6,0 až 8,0 km. Podľa intepretácie Bezáka et al. (1997) magnetickým účinkom prispieva aj blízkosť vystúpeného astenolitu v podloží (obr. 8). Podobným spôsobom tieto typy anomálií intepretujú aj Vass et al. (1988).

V južnej časti Šarišskej vrchoviny sa aeromagnetickým mapovaním zaznamenala pomerne rozsiahla plošná anomália s amplitúdou do 40 nT (šarišská anomália – N_9). Je orientovaná do smeru VJV – ZSZ, dosahuje dĺžku takmer 20 km a šírku okolo 6 km. Jej východné ohraničenie je pre nedostatok magnetických informácií z technických príčin sporné. Vrchný okraj tohto zdroja interpretujeme do hĺbky 1,8 – 2,5 km. Šarišská anomália je na základe magnetického poľa rozdelená na dve časti – severnú a južnú. Severnú časť anomálie vyvolávajú magnetické horniny, ktorých horný okraj sa nachádza v hĺbke okolo 2 500 m. Južná časť predstavuje anomálny účinok hornín v hĺbke okolo 1 800 m. Za príčinu anomálií v oboch častiach šarišskej anomálie sa považovali bázickejšie diferenciáty granitoidov kryštalinika Západných Karpát, ale nie je vylúčený ani vplyv bázických hornín kryštalinika severoeurópskej platformy, ako to predpokladáme aj v prípade kežmarskej anomálie (I_{10}).

Diskusia

Ako vidno z rozloženia intepretovaných magnetických anomálií na území Slovenska (obr. 1, 2), anomálie sa sústreďujú do troch základných pásiem. Severné pásmo zodpovedá anomáliám situovaným v severoeurópskej platforme, stredné pásmo obsahuje anomálie prevažne v kryštaliniku a paleozoiku vnútorných Západných Karpát, menej v pripovrchových príkrovoch (meliatikum a hronikum). Južné pásmo je najproblematickejšie, lebo anomálie sú tu pochované pomerne vo veľkej hĺbke pod neogénnymi uloženinami a zväčša sa môžu intepretovať viacvariantne.

Severné a južné pásmo obsahuje najvýraznejšie anomálie. Obe pásma vyniknú ešte viac pri porovnávaní magnetických máp z územia Rakúska, Českej republiky (oblasť Moravy), Poľska a Maďarska a ukazuje sa, že tvoria rozsiahlejšie magnetické štruktúry.

K severnej štruktúre na území Slovenska priraďujeme zvýšené hodnoty anomálií magnetického poľa severne od Skalice, v území Malacky – Senica – Skalica (skalická anomália K_2). Menej výrazný nárast hodnôt poľa sa overil aj v území s. a sz. od Trenčína. Plošne najrozsiahlejšia anomália sa nachádza v území Bytča – Námestovo severne od Žiliny (beskydská anomália – K_1). Spomínané anomálie sa nachádzajú na jv. okraji regionálnej magnetickej štruktúry, ktorá dosahuje dĺžku takmer 700 km a šírku 50 – 70 km. Táto štruktúra sa začína pri Innsbrucku, prechádza celou centrálnou časťou Rakúska (Salzburg – Viedeň – Mistelbach), juhovýchodným a východným okrajom Českej republiky (Břeclav – Uherské Hradiště – Zlín), severným okrajom Slovenskej republiky (Bytča – Námestovo) a pokračuje na územi Poľska (Nowy Targ – Nowy Sacz).

Najvyššie hodnoty polí sa zistili v okolí Břeclavi (do 350 nT), medzi Hodonínom a Zlínom (do 450 nT) a pri Nowom Targu (do 250 nT). Ostatné anomálne štruktúry dosahujú amplitúdy od 50 do 125 nT. Anomálna štruktúra v území Innsbruck – Viedeň má smer ZJZ – VSV. V území Viedeň – Břeclav – Zlín nadobúda prevahu smer JZ – SV. Na území Slovenska a v južnej časti Poľska opäť prevláda smer ZJZ – VSV. Regionálna štruktúra sa nachádza sz. a s. od bradlového pásma a os štruktúry má na území Čiech, Slovenska a Poľska s týmto výrazným geologickým fenoménom paralelný priebeh. Vzdialenosť medzi bradlovým pásmom a osou magnetickej štruktúry je takmer konštantná (okolo 20 km). Otázkou ostáva, do akej vzdialenosti sa táto štruktúra ponára pod blok Západných Karpát, keďže v hĺbke nad Currieho teplotou horniny strácajú svoje magnetické vlastnosti.

Na magnetickej mape severného Maďarska sa zobrazujú viaceré anomálie s rôznou amplitúdou a plošnou rozlohou (Posgay, 1967). Sú súčasťou veľmi zložitej regionálnej južnej magnetickej štruktúry (Fiľo a Medo, 1977). Štruktúra sa začína na rakúsko-maďarských hraniciach a pokračuje smerom na SV od okolia Győru, kde jej priebeh je výrazne narušený magnetickým rozhraním smeru SZ – JV. Pokračovaním štruktúry sú anomálie v území Gabčíkovo – Dunajská Streda – Šaľa – Šurany – Štúrovo. Pokračovanie štruktúry v smere na SV narúšajú anomálne účinky hornín nevulkanického

pohoria Bőrszőny. Na území Slovenska os štruktúry tvorí línia Šahy – Lučenec – Rimavská Sobota – Jelšava – Rožňava – Moldava nad Bodvou. V území vjv. od Moldavy nad Bodvou obraz štruktúry ovplyvňujú produkty mladého vulkanizmu Veľkého Milič a Tokajských vrchov. Jej súčasťou sú na území Maďarska anomálie pri Sátoralújhely a Kisvárde.

V území Szombathely – Győr – Nové Zámky – Štúrovo dosahuje štruktúra dĺžku okolo 270 km a šírku 20 až 25 km. Najvýznamnejšie anomálie sa zistili v okolí Szombathely a pri Győri (do 300 nT). V Podunajskej nížine sa najvýraznejšia anomália zistila j. od Dunajskej Stredy (do 200 nT). Ostatné anomálie nepresahujú hodnotu 100 nT. V území medzi vulkanickými pohoriami Bőrszőny a Tokajské vrchy je magnetické pole značne komplikované početnými anomáliami s hodnotami do 500 nT. Štruktúra tu dosahuje dĺžku okolo 200 km a šírku 30 až 50 km. Celková dĺžka južnej magnetickej štruktúry je zhruba 550 km.

Genéza zdrojov magnetických anomálií v južnom pásme je zložitá. Tvoria ju magnetické anomálie $L_1 - L_5$, M_1 až M_3 a $N_1 - N_8$. Na základe poznatkov o tektonickom vývoji Západných Karpát a hĺbke uloženia anomálií môžeme predpokladať, že zdroje môžu byť najpravdepodobnejšie situované v kryštalinických jednotkách Západných Karpát. Pri zohľadnení aj iných fyzikálnych parametrov (najmä gravimetrie) môže ísť najmä o metamorfované báziká v kryštaliniku, bázickejšie diferenciáty granitoidov a svory. Veľmi pravdepodobný je aj účinok kadómskeho fundamentu, ako je to v prípade anomálií na juhu stredného Slovenska ($L_1 - L_5$), resp. v Podunajskej nížine ($N_1 - N_7$). Anomáliu N_6 môžu vyvolávať aj báziká v tektonickom bloku Pelsónie. Ďalší zdroj anomálií môže súvisieť s rozpadom kôry v terciéri (napr. Vass et al., 1988), intrúziami ultrabázik ($M_1 - M_3$) a miestami môžu byť kombinované s výstupom lokálnych astenolitov (napr. sečovská anomália N_8 vo Východoslovenskej nížine).

Medzi severným a južným magnetickým pásmom sa nachádzajú anomálie stredného pásma zväčša s menšou plošnou rozlohou a s maximálnou amplitúdou do 100 nT. Anomálne prejavy magnetických hornín pozorujeme najmä v regiónoch Malé Karpaty, Považský Inovec, Tribeč, Strážovské vrchy, Malá Fatra, Nízke Tatry, Levočské vrchy, Branisko, Čierna hora, Šarišská vrchovina a severná časť Východoslovenskej roviny. V tejto magnetickej „medzištruktúre" sa nachádzajú aj priestorovo najrozsiahlejšie výskyty produktov andezitového vulkanizmu stredného Slovenska, Slanských, Vihorlatských a Zemplínskych vrchov.

Anomálie v strednom pásme sú prevažne dobre geologicky intepretovateľné. Zdroje anomálií sú najmä v kryštalinických a paleozoických horninách tatrika, veporika, gemerika a v pripovrchových príkrovoch hronika a meliatika.

Záver

Z hľadiska priestorového rozloženia magnetických anomálií možno zdroje anomálií rozdeliť na tri skupiny: zdroje v podloží vonkajších Západných Karpát pochádzajúce zo severoeurópskej platformy, zdroje vo vnútorných Západných Karpatoch a hlboko pochované zdroje na južnom Slovensku. Toto rozdelenie je možné vidieť aj na magnetickej mape Slovenska (obr. 1).

Zdroje v severoeurópskej platforme vytvárajú rozsiahlu magnetickú štruktúru pozdĺž oblúka Západných Karpát. Ide najmä o bázické horniny v kryštaliniku platformy. Otázkou je, ako ďaleko na juh zasahujú tieto horniny pod blok Západných Karpát. Zdroje vo vnútorných Západných Karpatoch sú zväčša dobre geologicky intepretovateľné. Vytvárajú ich najmä horniny v kryštaliniku a paleozoiku kôrových jednotiek a bázické vulkanity v pripovrchových príkrovoch. Pochované anomálie v južnej zóne sú obťažne intepretovateľné vzhľadom na svoju hĺbku. Podľa geotektonickej situácie aj tu môžeme usudzovať na vplyv odriftovaných fragmetnov kadómskeho fundamentu. Ďalším zdrojom v tejto zóne sú ultrabázické telesá a horniny kryštalinika Západných Karpát.

Podľa tektonickej príslušnosti zdroje magnetických anomálií v predterciérnych útvaroch Západných Karpát môžeme rozdeliť takto:

– *zdroje vo vyšších príkrovoch vnútorných Západných Karpát* (bázické vulkanity hronika a meliatika),

– *zdroje anomálií v paleozoickom fundamente gemerika* (bázické vulkanity a fylity ochtinskej tektonickej jednotky, amfibolity klátovskej tektonickej jednotky, bázické metavulkanity rakoveckej tektonickej jednotky, bázické metavulkanity gelnickej tektonickej jednotky),

– *zdroje anomálií v kryštaliniku tatrika a veporika* (amfibolity a metamorfity s polohami bázických a ultrabázických hornín, svory a amfibolity spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky, bázickejšie diferenciáty hercýnskych granitoidov, rochovský granit),

– *zdroje anomálií v kadómskom fundamente* (kadómsky fundament v severnej zóne – Brunia, kadómsky fundament v južnej zóne a jeho nadložné jednotky),

– *ultrabázické horniny neznámej príslušnosti,*

– *zdroje anomálií bez jednoznačného zaradenia* (pochované zdroje anomálií na južnom Slovensku situované v kryštalinických jednotkách alebo súvisiace s extenznými procesmi a výstupom ultrabázických hmôt).

Niektoré zdroje sú interpretovateľné pomerne jednoznačne (najmä povrchové a tie, ktoré boli zastihnuté vrtom, ale aj zakryté, najmä tam, kde geologická situácia je dobre definovaná). Iné zdroje sú interpretovateľné viacvariantne a niektoré vyslovene hypoteticky. Ide najmä o hlboko pochované zdroje prevažne v oblasti južného Slovenska.

Literatúra

Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M. a Kubeš, P., 1997: Models of the Western Carpathian lithosphere: In geological evolution of the Werstern Carpathians. Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.). Bratislava, Miner. slov.-Monograph., s. 25 – 34.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000 (záv. spr.). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 79.

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.

Bližkovský, M., Babuška, V., Bárta, R., Bielik, M., Bodnár, J., Bucha, V., Burda, M., Čermák, V., Černý, V., Dešćík, M., Fiľo, M., Fusán, O., Herrman, H., Horáček, J., Jajubcová, I., Zeman, A. et al., 1986: Geofyzikálny model litosféry za období 1982 – 1986. Záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bodnár, J., Elečko, M., Halmešová, S., Husák, Ľ. a Zeman, I., 1988: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií, región Lučenská kotlina a Cerová vrchovina. Záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buday, T., Bezák, V., Potfaj, M. a Suk, M., 1991: Diskuse k interpretaci reflexních seizmických profilů v Západních Karpatech. In: Miner. slov., roč. 23, č. 3, s. 275 – 276.

Dědáček, K., Gnojek, I., Janák, F. a Zabadal, S., 1990: Airbone geophysical mapping and its geological interpretation in Southwest Moravia. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.

Dědáček, K., Gnojek, I., Janák, F. a Zabadal, S., 1991: Letecký geofyzikální výskum při monitorování životního prostředí Bratislavy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Dudek, A., 1980: The crystalline basement block of the Outher Carpathian in Moravia: Bruno-Vistulicikum. In: Rozpr. Čs. Akad. Vied., Ř. mat. přír. Věd., roč. 90, č. 8, s. 1 – 85.

Fiľo, M. a Medo, S., 1977: Výsledky interpretácie magnetických anomálií Slovenska. In: Zborník referátov z konferencie: Geofyzikálne interpretačné metódy, Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 122 – 130.

Fiľo, M., Konečný, V., Kubeš, P., Šimon, L., Dublan, Š., Kaličiak, M., Lexa, J. a Gluch, A., 2002: Zdroje magnetických anomálií v neovulkanitoch Slovenska. In: Geol. Práce., Spr. (Bratislava), č. 107.

Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnný spracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpát do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.

Gnojek, I., 1987a: Příspěvek k interpretaci magnetického pole Východoslovenské nížiny. In: Grecula, P., Együd, K. a Varga, I. (eds.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Proceedings of the 2nd J. Slávik Geological Conference, Spišská Nová Ves, s. 331 – 341.

Gnojek, I., 1987b: Magnetická anomália u Bzenova, jz. od Prešova. In: Miner. slov., roč. 19, s. 163 – 173.

Gnojek, I. a Kubeš, P., 1991: Letecký geofyzikální výskum sz. Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gnojek, I., Hovorka, D. a Pospíšil, L., 1991: Sources of magnetic anomalies in the pre-tertiary basement of eastern Slovakia. In: Geol. carpath., roč. 42, č. 3, s. 169 – 180.

Gnojek, I., Janák, F. a Nemčok, M., 1992: Letecký geofyzikální výskum Levočských vrchů. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.

Gnojek, I. a Vozár, J., 1992: Interpretation of aeromagnetic investigation in the eastern part of the Slovenské rudohorie Mts.: the knowledge and problems. In: Geol. carpath., roč. 43, č. 2, s. 69 – 83.

Grand, T., Šefara, J., Bielik, M., Bezák, V. a Paštéka, R., 2002: Reintepretation of gravimetric data in the Western Carpathians. In: Bezák, V. a Suk, M. (eds.): Contributions to the dep geology of the Western Carpthians, Krystalinikum, 28, s. 103 – 108.

Hovorka, D. a Lukáčik, E., 1972: Xenolits in Andesites of the Massifs Kanč and Šiator (South Slovakia) and their Geological Interpretation. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 23, č. 2.

Husák, Ľ., 1996: Magnetické vlastnosti hornín z vrtu KH-1 (Katarínska Huta). Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.

Hraško, Ľ., Kubeš, P. a Kucharič, Ľ., 1992: Hidden Cretaceous granite intrusion – Rochovce type: a review. In: Krystalinikum. Contributions to the Geology and Petrology of Crystalline Complexes, 28. Moravian Museum, Brno, s. 245 – 255.

Janák, F. a Kadlec, E., 1969: Statistické spracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 180 s.

Kadlečík, J., Roth, Z. a Stráník, Z., 1983 Hlubinná stavba v oblasti vnějších Karpat na Moravě a západním Slovensku. In: Zborník: Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR... (3. časť). Ed. Maheľ, M. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 65 – 78.

Kadlečík, J., Novák, J., Čuka, L., Zbořil, A., Daněček, O., Hikl, V., Jakeš, O., Houřil, M. a Schwarz, J., 1988: Geologické perspektívy nových výskytov ropy a zemného plynu v SSR – geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek v roku 1987 – 1991. Technická správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kubeš, P. (ed.), Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, Ľ., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, E., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kubeš, P., Fiľo, M., Kucharič, Ľ., Bezák, V. a Konečný, V., 2002: Sources of magnetic anomalies of Slovakia. In: Krystalinikum. Contributions to the Geology and Petrology of Crystalline Complexes, 28. Moravian Museum, Brno, s. 109 – 127.

Kubeš, P. a Fiľo, M., 1987: Geofyzikálne zobrazenie styku centrálnych vnútorných Západných Karpát. In: Zb. referátov zo seminára: Výskum hlbinnej geologickej stavby Československa, Smolenice 2. – 5. 5. 1988. Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied – Brno, Geofyzika.

Kucharič, Ľ., 1986: Odraz geologických fenoménov v geofyzikálnych poliach v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, Katedra aplikovanej geofyziky PriF UK.

Lőrincz, L., Švantnerová, E., Bachňák, M., Jeleň, M., Fiľo, M., Sovíček, S., Radvanec, M., Pramuka, S. et al., 1993: Ochtiná – Rochovce, Mo, W, surovina: Molybdén, wolfrám, vyhľadávací prieskum, stav k 30. 9. 1993. Záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Man, O., 1961: Závěrečná správa o magnetickém průzkumu ve VSN v roce 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Man, O., 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Man, O., 1986: Interpretace magnetických anomálií v oblasti mezi Českým masívem a vnitřními Karpatami. In: Bližkovský, M. (ed.): Geofyzikální model litosféry. Záv. spr. Manuskript. Brno, archív Geofyzika, s. 365 – 370.

Mazúr, E. a Lukniš, E., 1980: Regionálne geomorfologické členenie Slovenska. Bratislava, Geograf. Úst. Slov. Akad. Vied.

Mořkovský, M. a Cverčko, J., 1987: Magnetic anomalies in the Neogene basement of the East Slovakian Dowland. In: Miner. slov., roč. 19, č. 3, s. 255 – 260.

Možný, A., Jary, J. a Man, O., 1963: Magnetický průzkum v oblasti Vídeňské pánve. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Obernauer, D., Fiľo, M., Glova, D., Klinec, A., Petro, M. a Stránska, M., 1980: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkych Tatier. Čiastk. záv. spr. za obdobie 1970 – 1980. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Plančár, J., Šefara, J., Fiľo, M., Klinec, A., Snopko, L. a Fusán, O., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 2.

Pospíšil, L. a Fiľo, M., 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. XIX, č. 9, s. 270 – 272.

Pospíšil, L. a Kadlečík, J., 1991: Interpretace oravské magnetické anomálie. In: Miner. slov., roč. 23, s. 33 – 39.

Posgay, K., 1967: Geofizikai Közlemenyek, 14, 4, Budapest.

Spišiak, J., Hovorka, D. a Ivan, P., 1985: The Klatov Group – a representant of amfibolite facies metamorphites of the Inner Western Carpathians. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 85, s. 205 – 220.

Rakús, M. a Vozár, J. (eds.), 1993: Geodynamic model and deep structure of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 269 – 277.

Rudinec, R., 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. XVIII, č. 8, s. 225 – 229.

Suk, M. (ed.), 2002: Contributions to the Geology and Petrology of Krystalline Complexes, 28, Brno, Moravian Museum.

Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Fiľo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, Ľ., Janoštík, M., Kráľ, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 267 s.

Šutora, A., Leško, B., Čverčko, J. a Šrámek, J., 1990: Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska. In: Miner. slov., roč. 22, s. 193 – 212.

Václav, J., Határ, J., Gubač, J., Hraško, Ľ., Martinský, L., Kaváčik, M., Greguš, J. a Snopko, L., 1990: Pôdna geochemická prospekcia styčnej zóny veporika a gemerika v oblasti A – Rochovce, B – Lubeník – Hnúšťa, C – Hnúšťa. Čiastk. záv. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Konečný, V., Šefara, J., Pristaš, J. a Škvarka, L., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 39, č. 5, s. 539 – 561.

Vozár, J., Šantavý, J., Szalaiová, V., Scholtz, P., Potfaj, M., Tomek, Č., Gnojek, I., Machková, N., Šefara, J., Šaly, B., Hlavatý, I., Jureňa, V., Magyar, J., Rudinec, R., Pereszlényi, M., Hrušecký, I. a Slávik, M., 1998: Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. Bratislava, GS SR.

Tectonic classification of magnetic anomalies sources in pre-Tertiary formations of Slovakia

Summary

The objective of this work is to classify magnetic anomalies in pre-Tertiary formations from point of view of thier competence to tectonic units of the Westen Carpathians. It sets out from the work by Kubeš et al. (2001), in which the anomalies are grouped according to geographical regions and most probable intepretation of the source is attributed to then. In new systemization according to tectonic units, however, at several anomalies solutions of several variants had to be applied or they were re-intepreted.

The magnetic map of the Slovak Republic (Fig. 1) compiled on the basis of database of the magnetic data obtained from aeromagnetic and areal land magnetic measurements in scale 1 : 25 000 and 1 : 50 000 (Kubeš et al., 2001) makes possible to carry out a choice of most significant anomalous magnetic areas.

The values of the magnetic field on the territory of the Slovak Republic are varying within the interwal from – 1 000 nT to + 1100 nT. The established magnetic field anomalities were already intepreted in the past by various authors and various intepretation approaches, which developed incessantly.

The region of the Outer Western Carpathians is characterized by a quiet course of the magnetic field, which is induces by magnetic effects of deep sources of the Northern European platform. An opposite picture is provided by the magnetic field of the Inner Western Carpathians, what is caused by the different content of ferromagnetic minerals in rocks and less depths and dimensions of sources.

One of the buttresses, upon which geological intepretation of the sources of magnetic anomalies in the substratum of the Tertiary is based, are the results of the study of magnetic properties of fundamental rock types. The values of volume magnetic susceptibility (KAPA) and in less extent also normal remanent magnetic polarization (NRMP) were determined in physical laboratories of the indidvidual geophysical workplaces of the Czech and Slovak Republic. Measurements of susceptibility values were carried out on almost 10 000 pieces of samples taken from outcrops, mine workings, structural and exploratory wells. The results of logging magnetic measurements were also taken into consideration, but in quite a limited extent.

According to tectonic competence the sources of magnetic anomalies in pre-Tertiary formations of the Western Carpathians we may divide as follows:

- sources in higher nappes of the Inner Western Carpathians: (basic volcanics of the Hronicum and Meliaticum);
- sources of anomalies in the Paleozoic basement of the Gemericum (basic volcanics and phyllites of the Ochtiná tectonic unit, amphibolites of the Klátov-tectonic unit, basic metavolcanics of the Rakovec and Gelnica tectonic unit);
- sources of anomalies in crystalline rocks of the Tatricum and Veporicum (amphibolites and metamorphites with layers of basic and ultrabasic rocks, mica schists and amphibolites of the lower Hercynian lithotectonic unit, more basic differentiates of Hercynian granitoids, Alpine Rochovce granite);
- sources of anomalies in the Cadomian basement (Cadomian basement in the northern zone-Brunia, Cadomian basement in the southern zone and its overlying units);
- ultrabasic rocks of unknown competence
  sources of anomalies without unambiguous attribution (buried sources of anomalies in southern Slovakia situated in crystalline units or connected with extensional proceses and ascent of ultrabasic masses).

Geologický ústav Dionýza Štúra

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 109

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004.

Vedúca redaktorka: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 350 kusov. Tlač a knihárske spracovanie ALFAPRINT Martin.