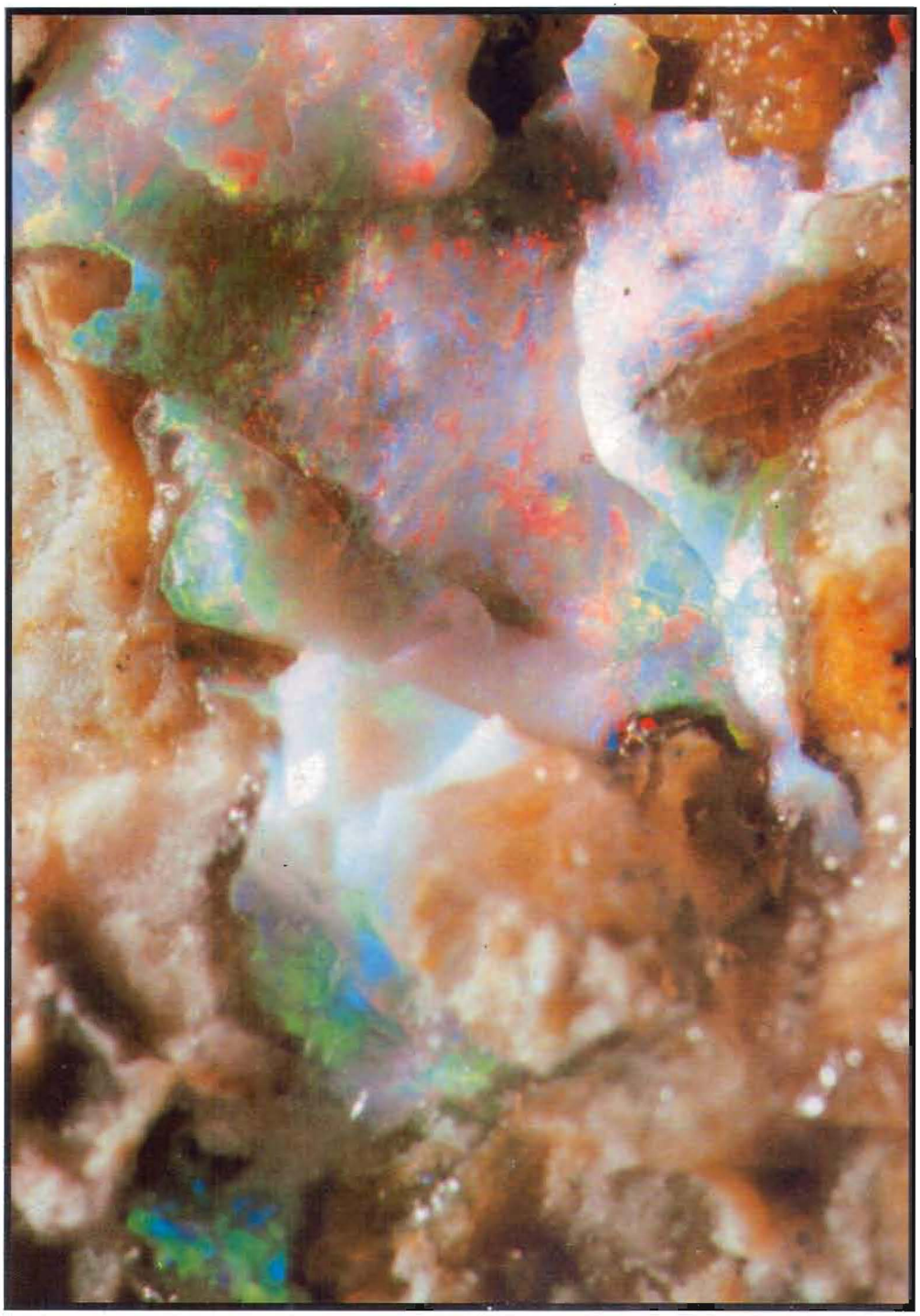
2/25/1993
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spolupydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač Polygraph servis Bratislava.
Predplatné roku 1993: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.
"Novinová zásielka" - podávanie novinových zásielok povolené Východoslovenským riaditeľstvom pôšt Košice č.j. 871-PTPM-93 zo dňa 23.3.1993.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s.,Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editoral office Mineralia slovaca.
Subscription for 1993 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent to Slovart Ltd., Jakubovo nám. 12, 815 31 Bratislava, Slovakia or to Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone 095/437 846.

© Geocomplex, a.s., Bratislava

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca Corporation.

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Ján Bartalský, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuda, Východoslovenské múzeum, Košice
Miroslav Harman, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Pavol Tkáčik, Žilina
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redaktor - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia, Bratislava

Členovia združenia - Members

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geokonzult, a. s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Košický magnezit, Košice
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 25 (1993) ■ 2

D. Vass, J. Hók, P. Kováč & M. Elečko
Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz
The Paleogene and Neogene tectonic events of the Southern Slovakia depressions in the light of the stress-field analyses 79

M. Dyda & J. Miklóš
Periplutonické zóny bratislavského granitoidného masívu (Malé Karpaty); rekryštalizácia, dehydratačné a objemové zmeny
Periplutonic zones of Bratislava granitoidic massif (Malé Karpaty Mts.); recrystallization, dehydratation and volume changes 93

I. Broska & I. Petrík
Magmatické enklávy vo variských granitoidoch Západných Karpát
Magmatic enclaves in Western Carpathians granitoids 104

B. Žec & J. Ďurkovičová
Chronostratigrafické zaradenie vybraných vulkanických formácií južnej časti Slanských vrchov
Chronostratigraphy of selected volcanic formations in the southern part of the Slanské vrchy Mts 109

M. Kováč, A. Nagy & I. Baráth
Ruskovské súvrstvie - sedimenty gravitačných tokov (sz. časť Bánovskej kotliny)
Ruskovce Formation - deposits of sediment gravity flows (NW part of the Bánovská kotlina depression) 117

J. Forgáč & V. Streško
Výskyt ortuti v pôdnom profile a potočnom sedimente chránenej krajinnej oblasti Malých Karpát
Mercury occurance on the soil profile stream sediment in the protected area of the Malé Karpaty Mts. 125

J. Urbánek
Geomorfologické formy tektonického pôvodu (identifikácia a mapovanie)
Geomorphological features of tectonic origin (identification and classification) 131

G. M. Timčák & E. Hroncová
The PUP1 program for the optimized statistical parameter calculation of zircon typology data
Program pre výpočet optimalizovaných štatistických parametrov a typologických evolučných trendov zirkónových populácií - PUP1 (MATLAB) 138

F. Marko, M. Kováč, J. Bobovský & B. Mišánik
Back-slipping - zjednodušená forma rekonštrukcie strižných zón
Back-slipping as a tool for paleotectonic reconstruction of wrench zones 143

B. Antal
Charakter zlata z nadložného odžilku Severnej žily v Rudňanoch
Nature of gold from the roof stringer of the Severná žila vein in Rudňany deposit (Eastern Slovakia) 146

I. Rojkovič
Minerály crandallitovej skupiny v kremeňovo-apatitovej žile pri Čučme
Minerals of the crandallite series in quartz-apatite vein near Čučma 151

Aktivita SGS
Activities of the Slovac Geological Society 154

OBÁLKA: Dražný opál - lokalita Dubník na východnom Slovensku. Nachádza sa v neogénnych vulkanitoch ako produkt postvulkanickej hydrotermálnej činnosti. Ložisko bolo v 19. storočí intenzívne dobývané, v súčasnosti je lokalita zakonzervovaná. Zbierka: P. Kotuľák. Foto: D. Slivka.

COVER: Precious opal - loc. Dubník in the Eastern Slovakia located in the Neogene volcanites. Deposit is the product of post-volcanic hydrothermal activity. In the nineteenth century the deposit was intensively mined, now it is preserved. Collection: P. Kotuľák. Photograph by D. Slivka.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 79 - 92

Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz

DIONÝZ VASS, JOZEF HÓK, PETER KOVÁČ, MICHAL ELEČKO

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 13. 1. 1993)

The paleogene and Neogene tectonic events of the Southern Slovakia depressions in the light of the stress-field analyses

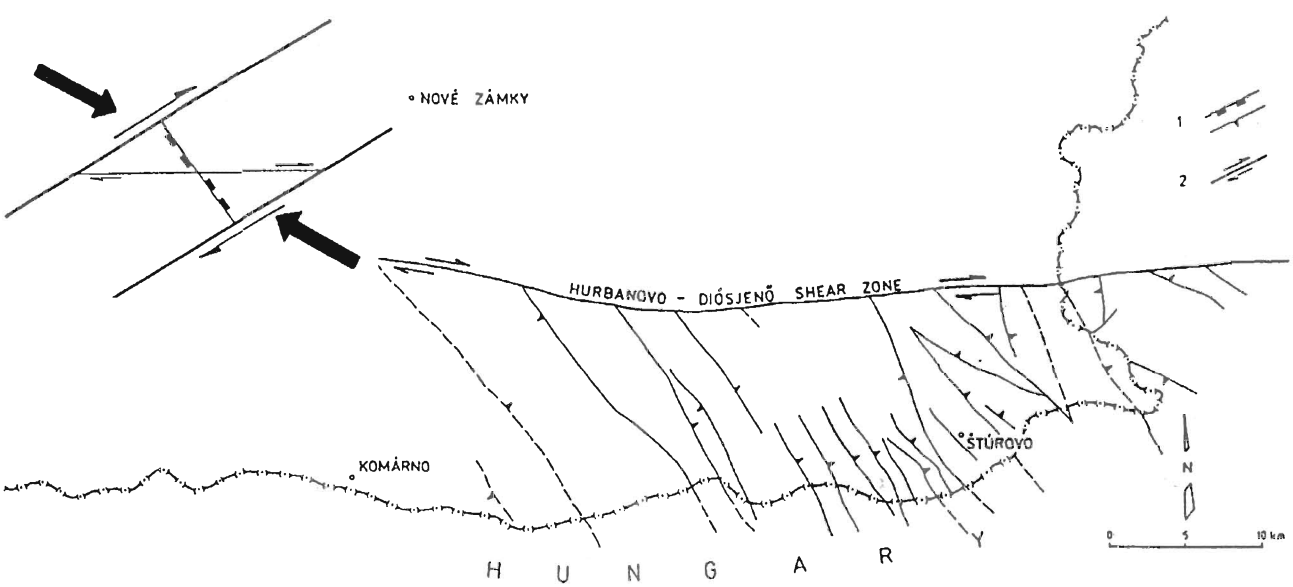
Brittle deformations analysis of the Tertiary depressions fill in northern part of the Transdanubian Central Range in Hungary permitted the reconstruction of the paleostress-field orientation. Before the Oligocene the compression in NW-SE and WNW-ESE direction dominated, later on replaced by E-W extension. On the end of Oligocene and during Early Miocene the direction of the main compression was NE-SW. During Lower Badenian the South Slovakian depressions were in the stress - field with the compression in NWN-SES (NW-SE) direction. During Middle and Upper Badenian in Danube basin (Northern part) the extension in NW-SE direction and vertical compression dominated. During the Pliocene and Quaternary in South Slovakia the conditions for the reactivation of NW-SE and NE-SW faults were favorable.

Analýza krehkých deformácií výplne a okolia terciérnych panví na južnom Slovensku umožnila rekonštruovať zmenu napäťového poľa v čase, keď kotliny vznikli a keď ich zaplnili prevažne morské sedimenty a sčasti vulkanity. Štruktúrna analýza juhoslovenských kotlín bola spracovaná metodikou kompresných a extenzných sektorov (Angelier a Mechler (1977).

Napäťové pole v paleogéne

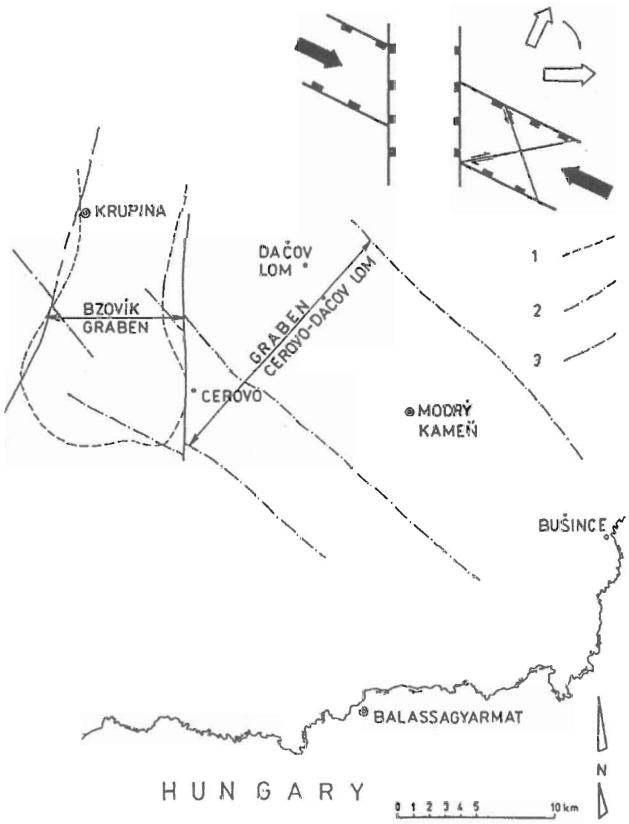
Pre nedostatok odkryvov štúrovského paleogénu sme na analýzu napäťového poľa v eocéne prevzali štruktúrne údaje z Maďarského stredohoria, t.j. z maďarského územia.

Podľa štruktúrnej analýzy mezozoických a treťohorných hornín Maďarského stredohoria Bergerat et al. (1984) o. i. uvažujú o kompresnej fáze s kompresiou smeru V - Z, prejavujúcou sa pravými horizontálnymi posunmi sv. a vsv. smeru a ľavými posunmi sz. smeru. Kompresia smeru V - Z postihla mladšie ako eocénne horniny. Nasledujúca extenzia smeru V - Z sa prejavila poklesovými zlomami smeru S - J, ale aj poklesmi na starších zlomoch s pôvodne horizontálnym posunom smeru SZ - SV. Táto extenzná fáza sa prejavuje na eocénnych a starších horninách, ale je mladšia ako už uvedená kompresia.



Obr. 1. Poklesové zlomy štúrovského paleogénu a strižná zóna Hurbanovo - Diósjenö, ktoré vznikli alebo sa reaktivizovali v paleonapäťovom poli s maximálnou kompresiou v smere SZ - JV (tlakové pole podľa Fodora, 1992). 1 - poklesové zlomy, 2 - pravá strižná zóna.

Fig. 1. Normal faults of the Štúrovo Paleogene and the Hurbanovo - Diósjenö shear zone created or activated in the paleostress field with the maximal compression in NW - SE direction (stress - field according to Fodor, 1992). 1 - normal faults, 2 - dextral shear zone.



Obr. 2. Schéma dvoch po sebe vzniknutých alebo reaktivizovaných zlomových systémov v oblasti dnešnej Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Staršie zlomy sz. smeru, ktoré vznikli v napäťovom poli s maximálnou kompresiou smeru SZ - JV, obmedzujú prepadlinu Cerovo - Dačov Lom. Mladšie, meridionálne zlomy porušujú predchádzajúce zlomy, vznikli pri extenzii smeru V - Z a epigeneticky obmedzujú bzovícku prepadlinu vyplnenú sedimentmi vrchnej kriedy až eocénu. 1 - obmedzenie vrchnokriedových až eocénnych sedimentov, 2 - zlomy sz. smeru (staršie), 3 - zlomy meridionálneho smeru (mladšie).

Fig. 2. Scheme of two Paleogene subsequent or reactivated fault systems in the area of the present - day Ipeľská kotlina depression and Krupinská planina Mts. The older NW trending faults had generated in the stress field with maximal compression in NW - SE direction, confining the Cerovo - Dačov Lom graben. The younger meridional faults cutting the previous ones have been generated in the condition of E - W extension forming the Bzovík graben and epigenetically confining the area of the Upper Cretaceous - Eocene deposits distribution. 1 - limit of the Upper Cretaceous-Eocene deposits distribution, 2 - fault of NW trending fault system (older), 3 - fault of N - S trending fault system (younger).

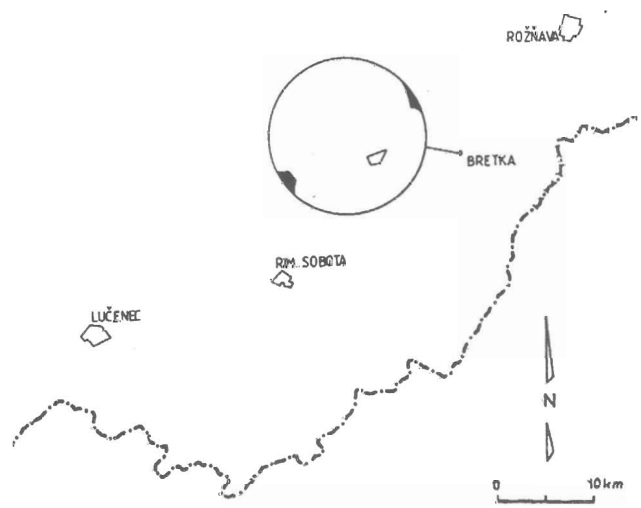
Fodor (1992) uvažuje v paleogéne s kompresiou v smere SZ - JV až ZSZ - VJV, ktorej výsledkom sú antiformy sv. smeru a pravé horizontálne posuny smeru V - Z. Súčasne vo vrchoch Gerecse boli aktívne poklesové, resp. poklesovo-posunové zlomy sz. smeru, ktoré kontrolovali sedimentáciu. Vzhľadom na to, že sa spájajú s pravými posunmi obmedzujúcimi vrchy Gerecse, možno túto oblasť považovať za transtenznú zónu.

Štúrovský paleogén má predterciérne podložie z mezozoika a paleozoika Maďarského stredohoria, ktoré porušujú zlomy prevažne sz. a podradne aj sv. smeru. Seneš (1960, 1962) predpokladá, že niektoré z nich boli aktívne už pred ypresom (podľa stratigrafie zrevidovanej Samuelom a Váňovou, 1967; v ranom lutéte), ďalšie vznikli, ožívali a predlžovali sa až do konca eocénu. Len pri dvoch predpokladá synsedimentárny pohyb aj v oligocéne. Zlomy sz. smeru kontrolovali transgresie a subsidenciu v lutéte a priabóne, ako aj predlutétsky erozívny zrez podložného mezozoika (vrchný trias v oblasti štúrovských krýh, jura a trias v oblasti obidsko-mužlianskych pokleslých krýh; Seneš, 1962).

Je evidentné, že zlomy sz. smeru, ktoré Seneš opísal, sú totožné so zlomami, ktoré vznikli počas sedimentácie v dôsledku kompresie smeru SZ - JV v transtenznej zóne medzi zlomami smeru V - Z vyššieho radu s pravým posunom, ktoré opísal Fodor (l. c.). Jedným zo zlomov s pravým posunom bol zlom Hurbanovo - Diósjenö (obr. 1).

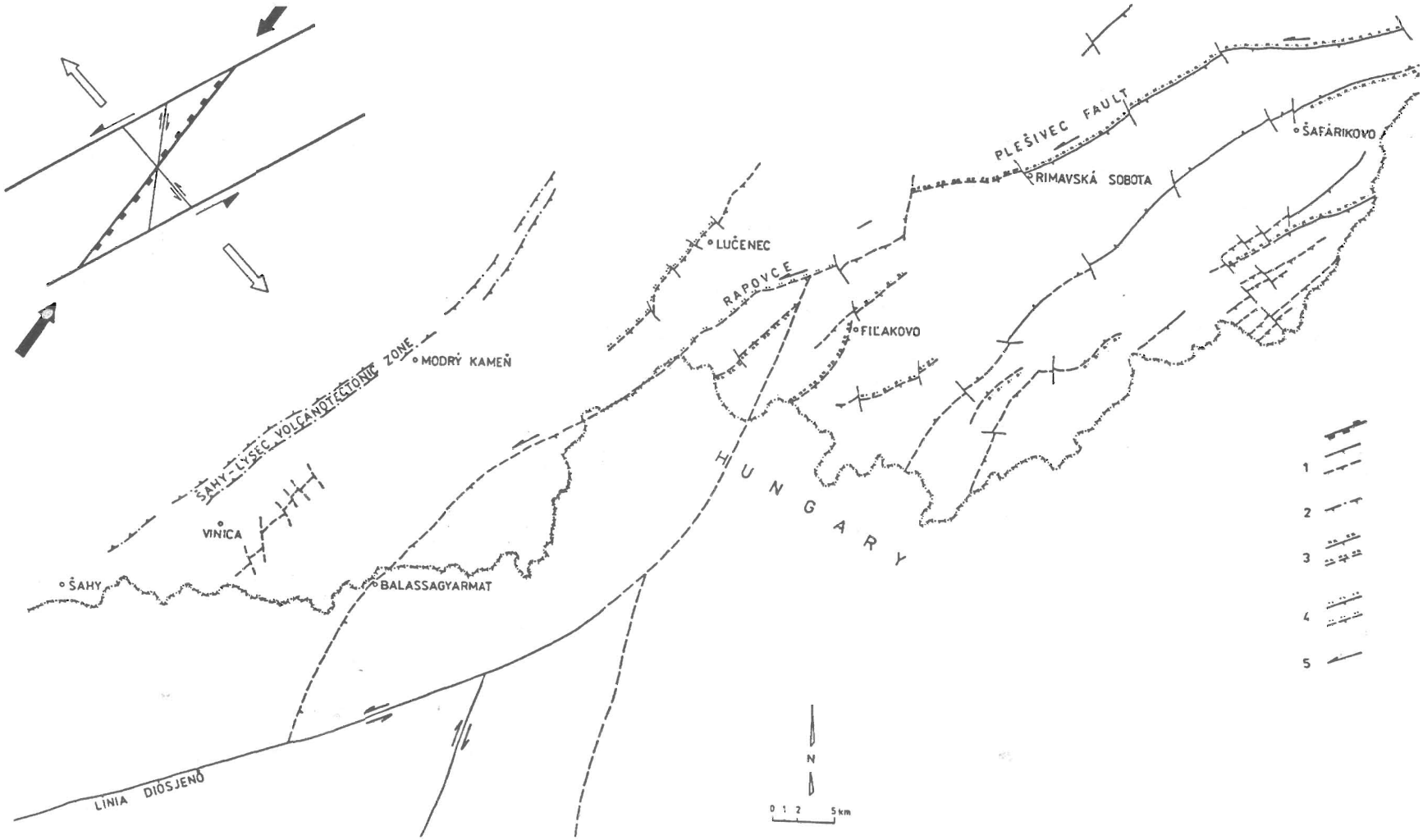
Ešte počas eocénu sa napäťové pole zmenilo, kompresiu vystriedala extenzia smeru V - Z (Bergerat et al., 1984). Napäťové pole sa mohlo zmeniť v lutéte, keď sa skončil starší sedimentačný cyklus. Skončenie cyklu sprevádzali výzdvihy, oživenie reliéfu a denudácia na vysokých kryhách (Seneš, 1960). Zlomy smeru S - J, ktoré by mali byť fenoménom extenzie smeru V - Z, v štúrovskom paleogéne nie sú známe.

Druhou oblasťou južného Slovenska, z ktorej možno aktivitu zlomov v paleogéne doložiť je priestor dnešnej Krupinskej vrchoviny, kde sa ako relatívne najstaršie terciérne zlomy prejavujú zlomy sz. smeru formujúce prepadlinu Cerovo - Dačov Lom. Tieto zlomy porušujú vrchnokriedové vrásovo-zlomové štruktúry sv. smeru, ale samy sú porušené meridionálnymi zlomami. Meridionálne zlomy sa prejavujú na gravimetrických mapách ako vertikálne rozhranie hustoty vypočítané z tiažových účinkov terciérnych hornín. Vymedzujú bzovickú prepadlinu. Podľa vrtu GK-4 pri Bzovíku spodnú časť výplne



Obr. 3. Grafické vyjadrenie krehkých deformácií bretčianskych vrstiev (eger) lokality Bretka. Tmavé sektory zobrazujú kompresiu. Deformácie vznikli vo vrchnooligocénnom-spodnomiocénnom paleostresovom poli s kompresiou smeru SV - JZ až VSV - ZJZ a extenziou smeru SZ - JV až ZSZ - VJV.

Fig. 3. Graphical presentation of brittle deformation measurements on Bretka Mb (Egerian in age), locality Bretka. Dark sectors represent the compression. The deformations arose in the Late Oligocene - Early Miocene paleostress field with NE - SW to ENE - WSW compression, extension NW - SE to WNW - ESE.



Obr. 4. Zlomy smeru SV - JZ v juhoslovenských kotlinách a paleonapäťové pole. Zlomy vznikli alebo sa reaktivizovali počas oligocénu a raného miocénu (kiščel - eger, pozri obr. 5) a sú porušené mladšími (bádenskými) zlomami sz. smeru. Jeden z nich, plešivsko-rapovský, bol popri normálnom poklese po egeri aktivizovaný ako ľavý strih (pozri obr. 6). Šahansko-lysecká vulkanotektonická zóna je buď staršia, alebo vznikla počas kiščelu a egeru, ale zostala bez významnejšej pohybovej aktivity a neskôr sa reaktivizovala v ranom bádene. 1 - poklesový zlom, 2 - zlom šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny, 3 - zlom prejavujúci sa v gravitačnom poli predterciérneho podložia, 4 - zlom prejavujúci sa v gravitačnom poli terciéru, 5 - smer relatívneho horizontálneho posunu.

Fig. 4. Faults of NE - SW direction in South Slovakian basins and paleostress field. Faults have been created and/or active during the Oligocene and earliest Miocene (Kiscelian-Egerian, see Fig. 5) and are cut by younger (Badenian, NW trending faults. One of them the Plešivec - Rapovce fault-beside the normal throw after the Egerian was active as left lateral strike-slip fault (see Fig. 6). The Šahy - Lysec volcanotectonic zone is either an older structure or a structure originated during the Kiscelian-Egerian but resting without significant movement activity. This zone was reactivated in the Early Badenian. 1 - normal fault, 2 - Šahy - Lysec volcanotectonic zone, 3 - fault displayed in the pre-Tertiary basement gravity field, 4 - fault displayed in the Tertiary gravity field, 5 - direction of relative strike-slip displacement.

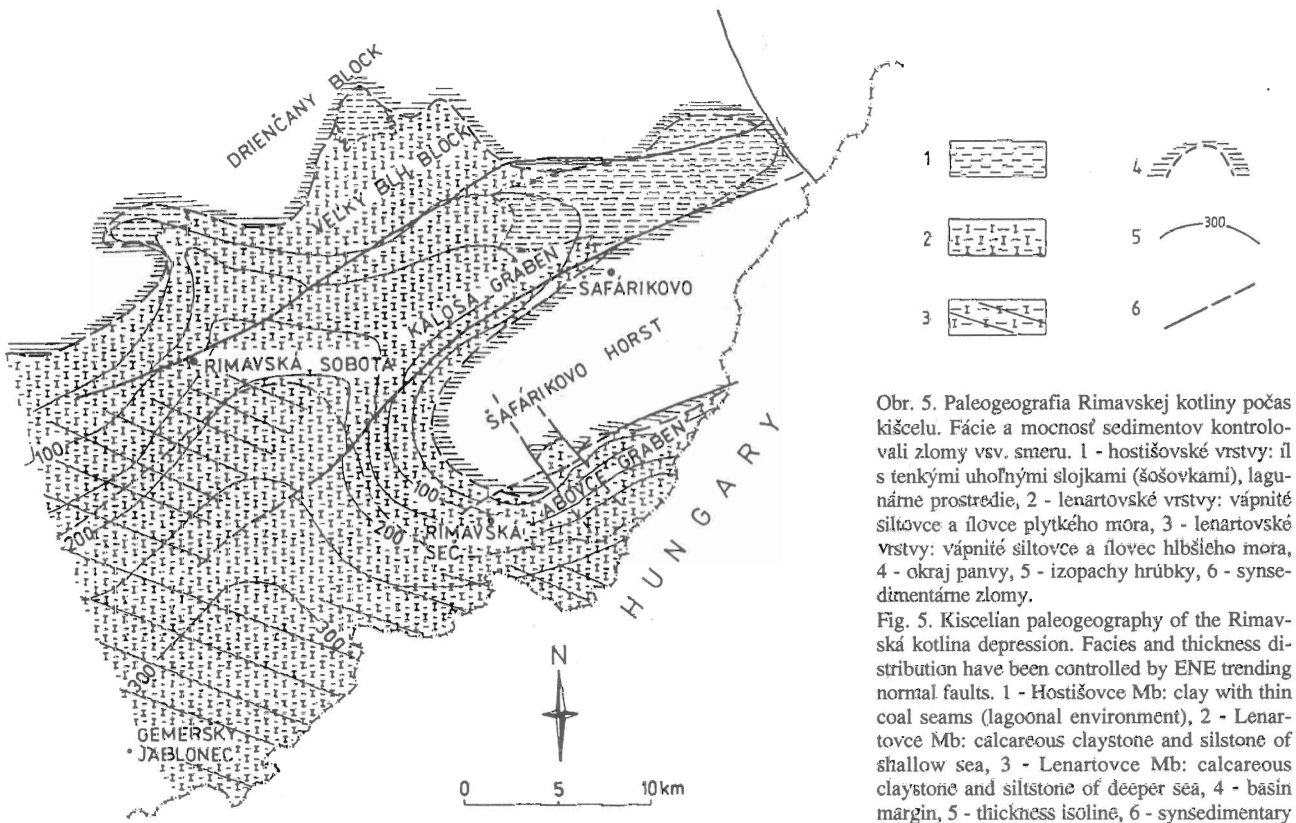
tejto prepadliny tvoria sedimenty vrchnokriedového až paleocénneho a eocénneho veku (Planderová in Marková et al., 1972). Zlomy sz. smeru vznikli podobne ako zlomy štúrovského paleogénu v podmienkach kompresie smeru SZ - JV. Relatívne mladšie, meridionálne zlomy majú charakter poklesových zlomov a vznikli pri extenzii smeru V - Z, ktorá nasledovala po kompresii smeru SZ - JV (obr. 2).

Napäťové pole na rozhraní paleogén - neogén

Štruktúrne meranie krehkých deformácií sedimentov lučenského (eger), fiľakovského a bukovinského súvrstvia (egenburg) ukázali, že na konci oligocénu a na začiatku miocénu daný priestor bol v napäťovom poli s kompresiou smeru SV - JZ až VSV - ZJZ (obr. 3). V tomto napäťovom poli vznikli alebo sa oživili poklesové zlomy sv. smeru. V Rimavskej kotline medzi ne o.i. patrí rašický zlom a jeho sv. pokračovanie - zlom potoka Sograď, zlom potoka Lapša a neporadský zlom (Vass et al., 1981; Vass a Elečko et al., 1989), v Lučenskej kotline rapovský zlom (nadväzuje na rašický zlom), pršiansky zlom, zlom Kalajovej doliny a rad menších zlomov (Vass a Elečko et al., 1992). Existenciu týchto zlomov potvrdzujú hlavne vertikálne hustotné rozhrania v terciéri, ale aj v predterciérnom podloží. Zlomy sa prejavujú na seizmických rezoch a detekovali ich aj geoelektrické metódy (obr. 4). Uvedené zlomy Rimavskej kotliny kontrolovali subsidenciu územia, distribúciu fácií a mocnosti nielen lučenského (eger), ale aj čížskeho súvrstvia (kišcel, obr. 5), čo znamená, že boli voči obidvom súvrstviam synsedimentárne (Vass a Elečko et al., 1989). Preto sa dá predpokladať, že napätie vyvolávajúce kompresiu smeru SV - JZ pôsobilo už aj počas kišcelu, čo pre nedostatok odkryvov nemožno overiť štruktúrnymi meraniami.

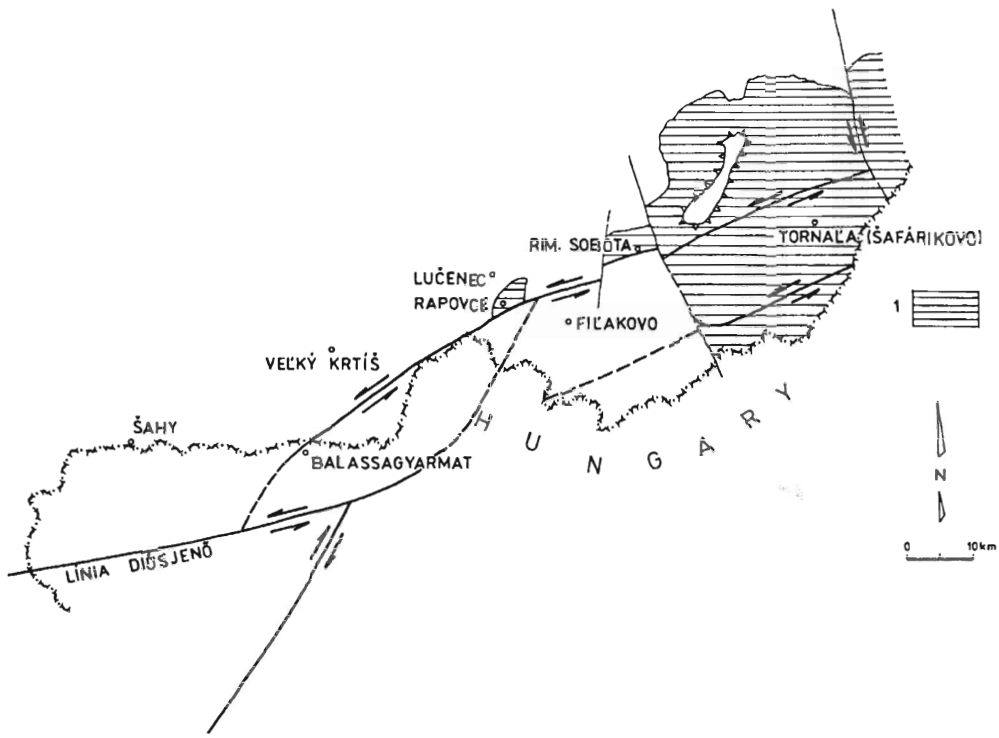
V Ipeľskej kotline sa poklesové zlomy sv. smeru identifikovali ojedinele. Medzi nimi aj čížskym, resp. lučenským súvrstvím sa nezistili nijaké genetické vzťahy (Vass et al., 1979). Podľa geofyzikálnych indícií niektoré zlomy porušujú predterciérne podložie a ich vznik alebo oživenie mohli súvisieť s napäťovým poľom dominujúcim v tejto oblasti na konci paleogénu a na začiatku miocénu, t.j. s kompresiou v smere SV - JZ. Najvýznamnejším sa ukazuje zlom prebiehajúci od Vyškoviec nad Ipľom až po kótu Lysec (línia Z, Vass et al., 1979; príl. 1, 1a), ktorý neskôr v bádene ožil a spolupôsobil pri roztváraní výstupových ciest vulkanickým centrám šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny (Konečný in Vass et al., 1979). Ďalší zlom sv. smeru v Ipeľskej kotline prebieha od Baloga nad Ipľom po Čebovce. Je starší ako zlomy sz. smeru epigeneticky porušujúce dobádensku výplň kotliny, lebo je nimi výrazne segmentovaný. Ale dôkazy o jeho aktivite na konci paleogénu a začiatku neogénu chýbajú.

Účinkom kompresie smeru SV - JZ, resp. VSV - ZJZ vzniklo alebo sa oživilo významné regionálne zlomové pásmo - plešivský zlomový systém (Plančár et al., 1977), ktorý sa v priestore na JZ od Balassagyarmatu odštiepuje od línie Hurbanovo - Diósjenö a prebieha popri Balassa-



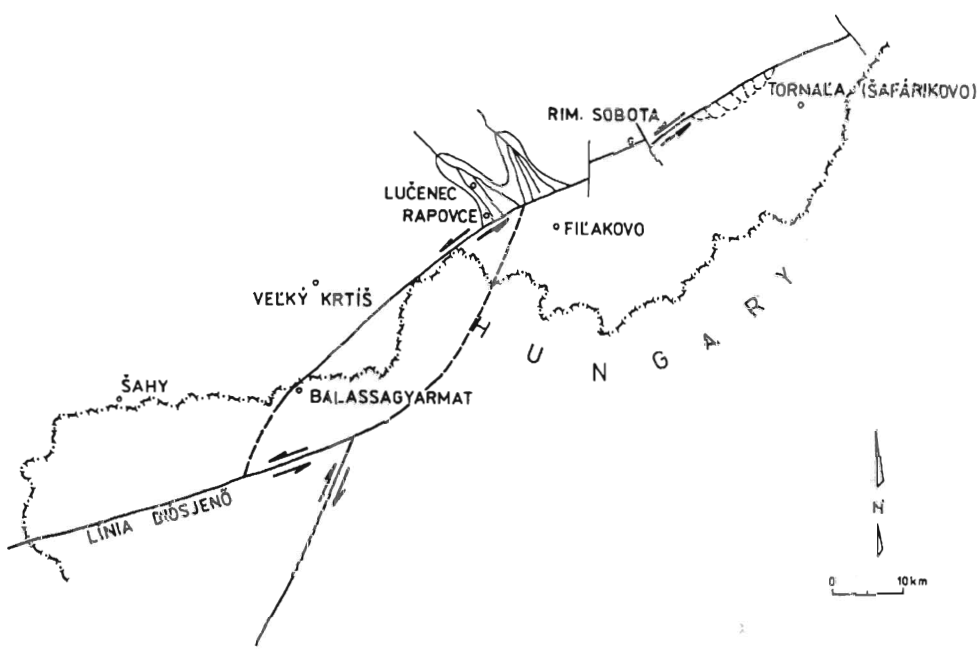
Obr. 5. Paleogeografia Rimavskej kotliny počas kišcelu. Fácie a mocnosť sedimentov kontrolovali zlomy vsv. smeru. 1 - hostišovské vrstvy: íl s tenkými uhoľnými slojkami (šošovkami), lagunárne prostredie, 2 - lenartovské vrstvy: vápnité siltovce a ílovce plytkého mora, 3 - lenartovské vrstvy: vápnité siltovce a ílovec hlbšieho mora, 4 - okraj panvy, 5 - izopachy hrúbky, 6 - synsedimentárne zlomy.

Fig. 5. Kiscelian paleogeography of the Rimavská kotlina depression. Facies and thickness distribution have been controlled by ENE trending normal faults. 1 - Hostišovce Mb: clay with thin coal seams (lagoonal environment), 2 - Lenartovce Mb: calcareous claystone and silstone of shallow sea, 3 - Lenartovce Mb: calcareous claystone and siltstone of deeper sea, 4 - basin margin, 5 - thickness isoline, 6 - synsedimentary faults.



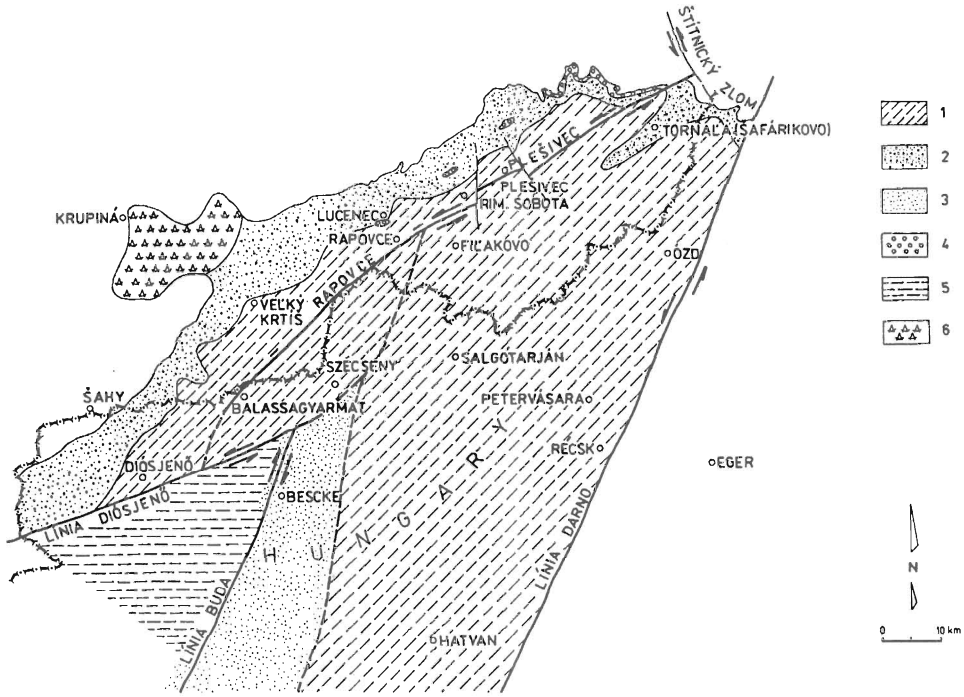
Obr. 6a. Redistribúcia mezozoických hornín (silicikum, meliatikum, nečlenené turnaikum) v podloží Lučenskej a Rimavskej kotliny s ľavostranným posunom pozdĺž plešivsko-rapovského zlomu. 1 - nečlenené mezozoikum (silicikum, meliatikum, turnaikum).

Fig. 6a. Displacement of Mesozoic rocks (Silicicum, Meliaticum, Turnaicum, undivided) in the basement of the Lučenec and Rimava depressions along the Plešivec - Rapovce sinistral strike-slip fault. 1 - undivided Mesozoic rocks of the Silicicum, Turnaicum, Meliaticum.



Obr. 6b. Rapovská delta kišcelského veku uťatá horizontálnym posunom na plešivsko-rapovskom zlome.

Fig. 6b. Rapovce delta, Kiscellian in age truncated by the Plešivec - Rapovce left lateral strike-slip fault.



Obr. 6c. Redistribúcia lučenského súvrstvia (eger) a jeho okrajových fácií ľavostranným posunom plešivsko-rapovského zlomu. 1 - spodná časť szécsenského šlíru, 2 - litorálne fácie lučenského súvrstvia, 3 - törokbálintské piesky, 4 - budikovianske a bretčianske vrstvy (biolitové vápence a konglomeráty), 5 - kováčovské piesky, 6 - krupinské súvrstvie (evapority sebhky).
Fig. 6c. Displacement or the Lučenec formation (Egerian) and its marginal facies along the Plešivec - Rapovce - Diósjenö sinistral strike-slip fault. 1 - Szécseny Schlier lower part, 2 - littoral facies of the Lučenec Fm, 3 - Törokbálint Sand, 4 - Budikovany and/or Bretka Mb (biolite limestone and conglomerate), 5 - Kováčov Sand, 6 - Krupina Fm (sebhka evaporite deposits).

gyarmate po Rapovce a ďalej až po Čoltovo na J od Plešivca, kde ho utína priečny štítnický zlom. Ďalšie pokračovanie zlomového pásma možno hľadať v rožňavskej línii po ľavostrannom posunutí na S. Na gravimetrických mapách sa prejavuje ako výrazný tiažový gradient Δg odrážajúci hustotné rozdiely horninových komplexov vo väčšej hĺbke. Južne od zlomového pásma sú intenzívne magnetické anomálie (Plančár et al., 1977; príl. 15). Povrchovým prejavom zlomového pásma je zlom prebiehajúci v Ipeľskej kotline od Slovenských Ďarmôt po Olováry (Vass et al., 1979). Jeho pokračovaním v Lučenskej kotline je už spomenutý rapovský zlom (Vass a Elečko et al., 1992) a v Rimavskej kotline rašický zlom a zlom potoka Sograď (obr. 4). Je veľmi pravdepodobné, že plešivský zlomový systém spolu s líniou Hurbanovo - Diósjenö, resp. rábskou líniou oddeľujú západokarpatské (východoalpské) jednotky od bakonid a bukovika. V napäťovom poli s kompresiou smeru SV - JZ sa na plešivskom zlomovom systéme uplatnili ľavé horizontálne posuny. Dôkazy o horizontálnych pohyboch sú (obr. 6):

a) Konfigurácia jednotiek predterciérneho podložia, najmä prítomnosť strednotriasových a vrchnotriasových karbonátov silicika v okolí Hrnčiarskych Zalužian a pri Rapovciach na JV od Lučenca, t.j. v pozícii, do ktorej sa tieto horniny dostali ľavým horizontálnym posunom z oblasti masového výskytu silicika v Slovenskom krase a v podloží Rimavskej kotliny (obr. 6a).

b) Ostré, náhle južné ukončenie rapovskej delty (rapovské vrstvy, člen čížskeho súvrstvia - kišcel - rozšírený len severne od plešivského zlomového pásma, obr. 6b).

c) Chýbanie okrajových príbrežných fácií lučenského súvrstvia (eger) na severnom okraji Lučenskej kotliny a ich výskyt na S Rimavskej kotliny (budikovianske a bretčianske vrstvy a v sz. časti Lučenskej kotliny (budikovianske vrstvy v okolí Lučenca). Na S Ipeľskej kotliny v pochovanej pozícii pod neovulkanitmi Krupinskej planiny leží krupinské súvrstvie - sedimenty sebhky. Takéto priestorové rozloženie okrajových fácií egera možno interpretovať ako následok redistribúcie ľavým posunom (obr. 6c).

d) Priestorová distribúcia fiľakovského súvrstvia, ktoré je rozšírené predovšetkým na J od tohto zlomu, resp. na J od zlomu medzi Slovenskými Ďarmotami a Olovármi (obr. 6d).

Ľavý horizontálny posun bol aktívny po egeri (utína rapovskú deltu a redistribuje okrajové fácie lučenského, resp. krupinského súvrstvia) a pred egenburgom a sčasti počas neho - ľavé posuny na plešivskom zlomovom pásme pravdepodobne ovplyvňovali roztváranie sedimentačného priestoru, fiľakovského, resp. pétervásárskeho súvrstvia egenburského veku.

Napäťové pole v spodnom miocéne

V spodnom miocéne (egenburg až karpat) bola prevládajúcim kinematickým fenoménom extenzia v smere SV - JZ s vertikálnou kompresiou (obr. 7). V takomto tlakovom poli vznikli, resp. ožili zlomy sz. smeru, ktorých akti-



Obr. 6d. Rozšírenie fiľakovského súvrstvia (pétervásárskych pieskovcov) na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku kontrolované plešivsko-rapovským zlomom s ľavostranným posunom. Na S od zlomu sú členy fiľakovského súvrstvia známe iba na JZ od Lučenca a pri Želiezovciach. Zlom sa zrejme zúčastnil na roztváraní sedimentárneho priestoru fiľakovského súvrstvia. 1 - fiľakovské súvrstvie (pétervásárske pieskovce), 2a - piesky Budafoku, 2b - ďarmotské vrstvy, 3 - vrchná časť szécsenského šlíru, 4 - lipovianske pieskovce striedajúce sa s čakanovskými vrstvami (ekvivalent vrchnej časti szécsenského šlíru), 5 - prechod lipovianskych pieskovcov do ďarmotských vrstiev.

Fig. 6d. Fiľakovo Fm (Pétervásara Sandstone) distribution in South Slovakia and North Hungary controlled by the Plešivec - Rapovce sinistral strike-slip fault with exception of the area SW of Lučenec and Želiezovce. The fault evidentely played a role in the opening of the sedimentation area of the Fiľakovo Fm (Pétervásara Sandstone). 1 - Fiľakovo Fm (Pétervásar Sandstone), 2a - Budafok sand, 2b - Ďarmoty Mb, 3 - Szécseny Schlier upper part, 4 - Lipovany sandstone valternating with the Čakanovce Mb (equivalent of upper part of the Szécseny Schlier), 5 - Transition from Lipovany Sandstone to Ďarmoty Mb.

vita je opísaná z Ipeľskej kotliny, kde sú najväčšie akumulácie hornín vrchného egenburgu, otnangu a karpatu na južnom Slovensku. Predmetné zlomy vytvárajú zlomovú štruktúru - dačovolomskú prepadlinu (Vass et al., 1979), ktorá čiastočne dedí a obnovuje zlomy staršej paleogénnej predkiscelskej prepadliny Cerovo - Dačov Lom (Vass et al., l.c.). Treba povedať, že zlomy cerovsko-dačovolomskej prepadliny sa aktivizovali aj počas oligocénu a najspodnejšieho miocénu, lebo prelamovali naprieč megavrásovú štruktúru - šahanskú eleváciu, kontrolovali hlavné depocentrá čížskeho a lučenského súvrstvia v Ipeľskej kotline a sprostredkovali komunikáciu sebhky za šahanskou elevaciou s otvoreným morom. Vlastná dačovolomská prepadlina sa aktivizovala v spodnom miocéne. Dokazuje to (obr. 9):

a) Distribúcia bukovinského súvrstvia v Ipeľskej kotline viažuceho sa takmer výlučne na priestor prepadliny, podobne ryodacitové tufy, významný člen súvrstvia, majú najväčšiu mocnosť v priestore prepadliny.

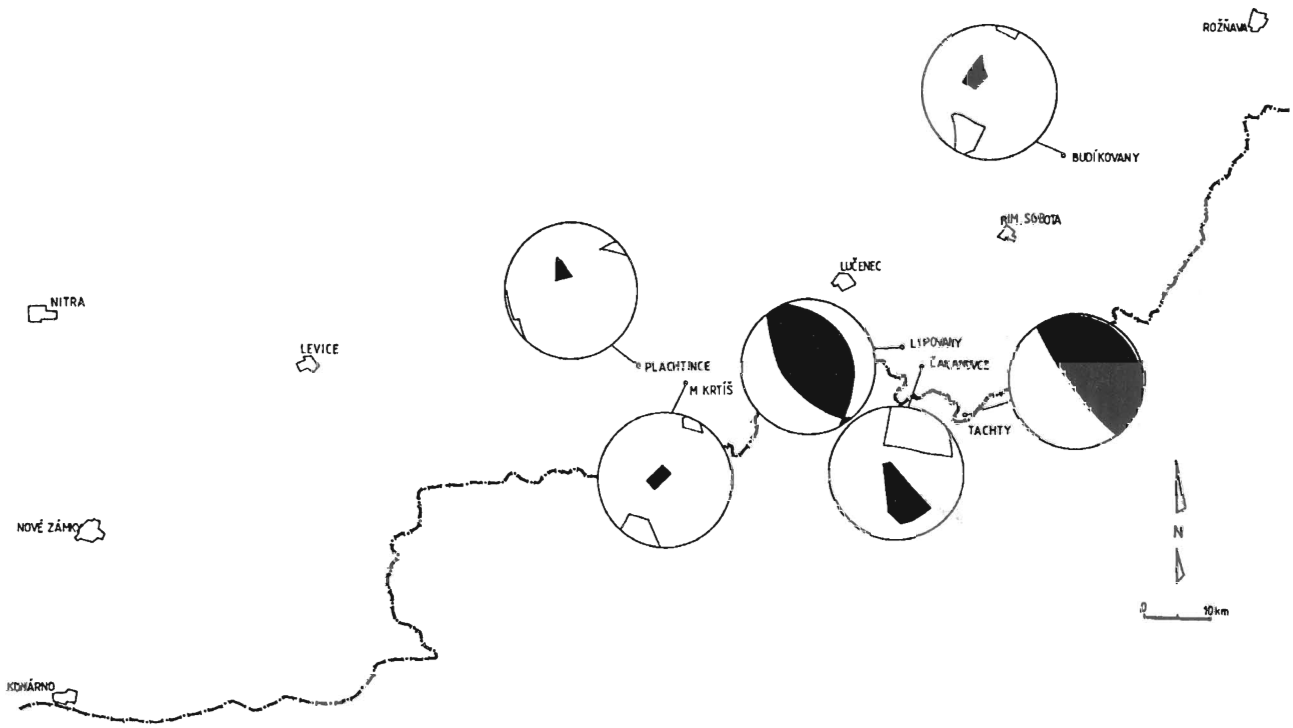
b) Ultrofné sloje šalgótarjánskeho súvrstvia (otnang) sú rozšírené výlučne v prepadline, pričom sa najväčšia mocnosť slojov viaže na centrálnu časť prepadliny a smerom k jej okrajom sloje vykliňujú.

c) V prepadline bolo hlavné depocentrum modrokamenského súvrstvia (karpat) na južnom Slovensku.

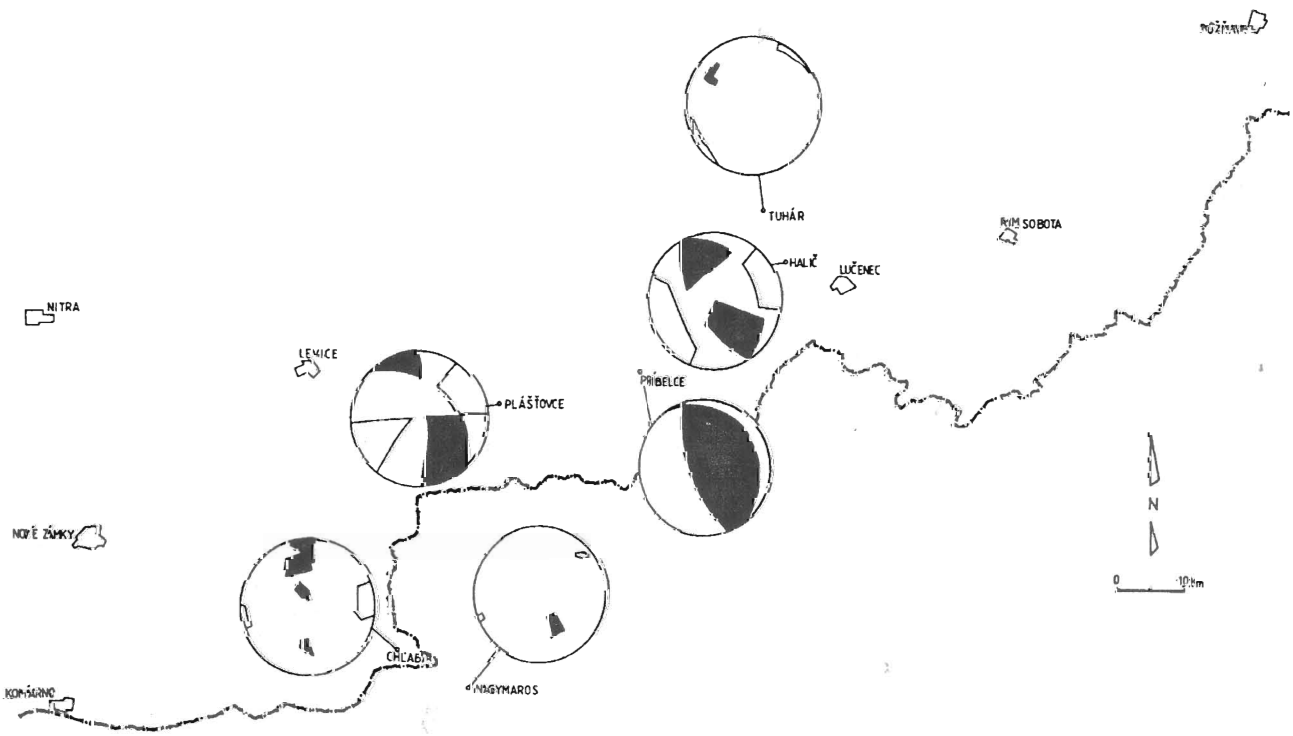
d) Zlomy východného krídla prepadliny museli byť aktívne po karpate a pred bádenom, lebo kontrolovali erózny zrez spodného miocénu na východnom okraji Ipeľskej kotliny, takže báden leží diskordantne na rôznych členoch modrokamenského, resp. šalgótarjánskeho súvrstvia.

Napäťové pole v spodnom bádene

Južné Slovensko bolo v spodnom bádene, v období významných zmien v organizácii subsidenčných priestorov a v tektonickom vývoji v západokarpatskom priestore (zánik spodnomiocénnej novohradskej panvy, začiatok vulkanickej aktivity v stredoslovenskej oblasti, začiatok výrazných diferencovaných pohybov v Centrálnych Západných Karpatoch - roztváranie a poklesy vnútrohorských depresií, stúpanie „jadrových pohorí", roztváranie podunajskej panvy), v napäťovom poli s kompresiou smeru SSZ - JJV až SZ - JV (obr.8). V tomto napäťovom poli sa sformovala spodnobádenská železovská priehlbina, ktorej os - podľa distribúcie sedimentov - mala smer SZ - JV a sedimentačný priestor mohli kontrolovať zlomy toho istého smeru. Severozápadné zlomy vyvolali aj santovsko-turovskú eleváciu (hrast) a kontrolovali priľahlé čiastkové depresie, semerovskú (na J od elevácie) a plášťovskú (na S od elevácie). Elevácia mala v spodnom bádene úlohu bariéry (obr. 10), ktorá zbrzdila gravitačné toky vulkanoklastického materiálu zostupujúce



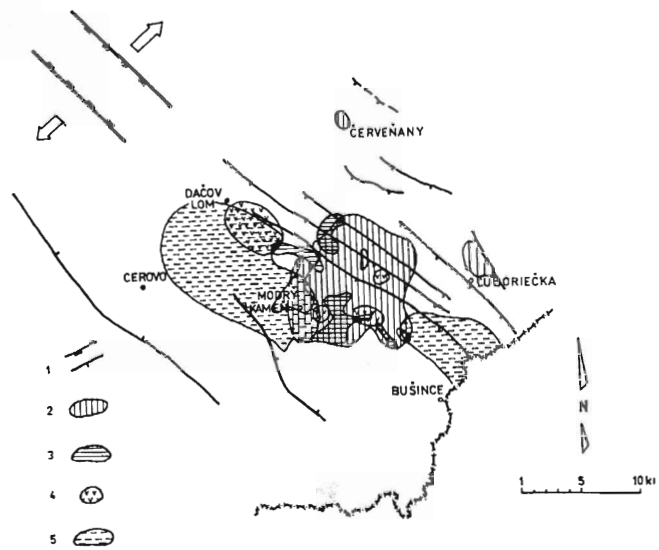
Obr. 7. Lokality so zhodnotenými meraniami krehkých deformácií. Grafy zobrazujú kompresné (tmavé) a extenzné sektory. Situácia zobrazuje paleonapäťové pole v spodnom miocéne (eggenburg - karpat). Extenzia smeru SV - JZ.
Fig. 7. Graphical presentation of brittle deformation measurements. Dark sectors represent the compression. The deformations generated in the Early Miocene (Eggenburgian-Karpatian) paleostress field. Extension in NE - SW direction.

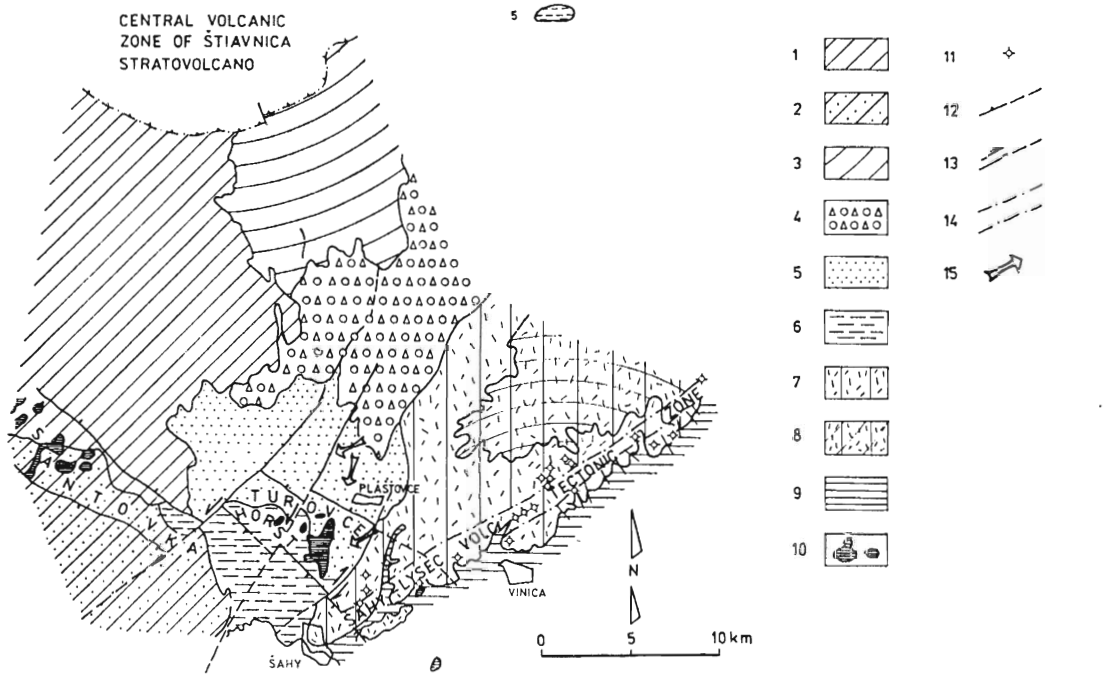


Obr. 8. Lokality so zhodnotenými meraniami krehkých deformácií. Grafy zobrazujú kompresné (tmavé) a extenzné sektory. Situácia zobrazuje paleonapäťové pole spodného bádenu. Kompresia smeru SSZ - JJV až SZ - JV, extenzia smeru VSV - ZJZ až SV - JZ.
Fig. 8. Graphical presentation of brittle deformation measurements. Dark sectors represent the compression. The deformation generated in the Lower Badenian paleostress field. Compression NNW - SSE to NW - SE, extension ENE - WSW to NE - SW.

Obr. 9. Prejavy spodnomiocénnej dačovolomskej prepadliny. 1 - zlomy prepadliny, 2 - rozšírenie uhľonosných pôtorských vrstiev (šalgótarjánske súvrstvie, otnang), 3 - maximálne akumulácie bukovinského súvrstvia (egenburg), 4 - maximálne akumulácie ryodacitových tufov - člen bukovinského súvrstvia, 5 - maximálne akumulácie modrokamenského súvrstvia (karpat).

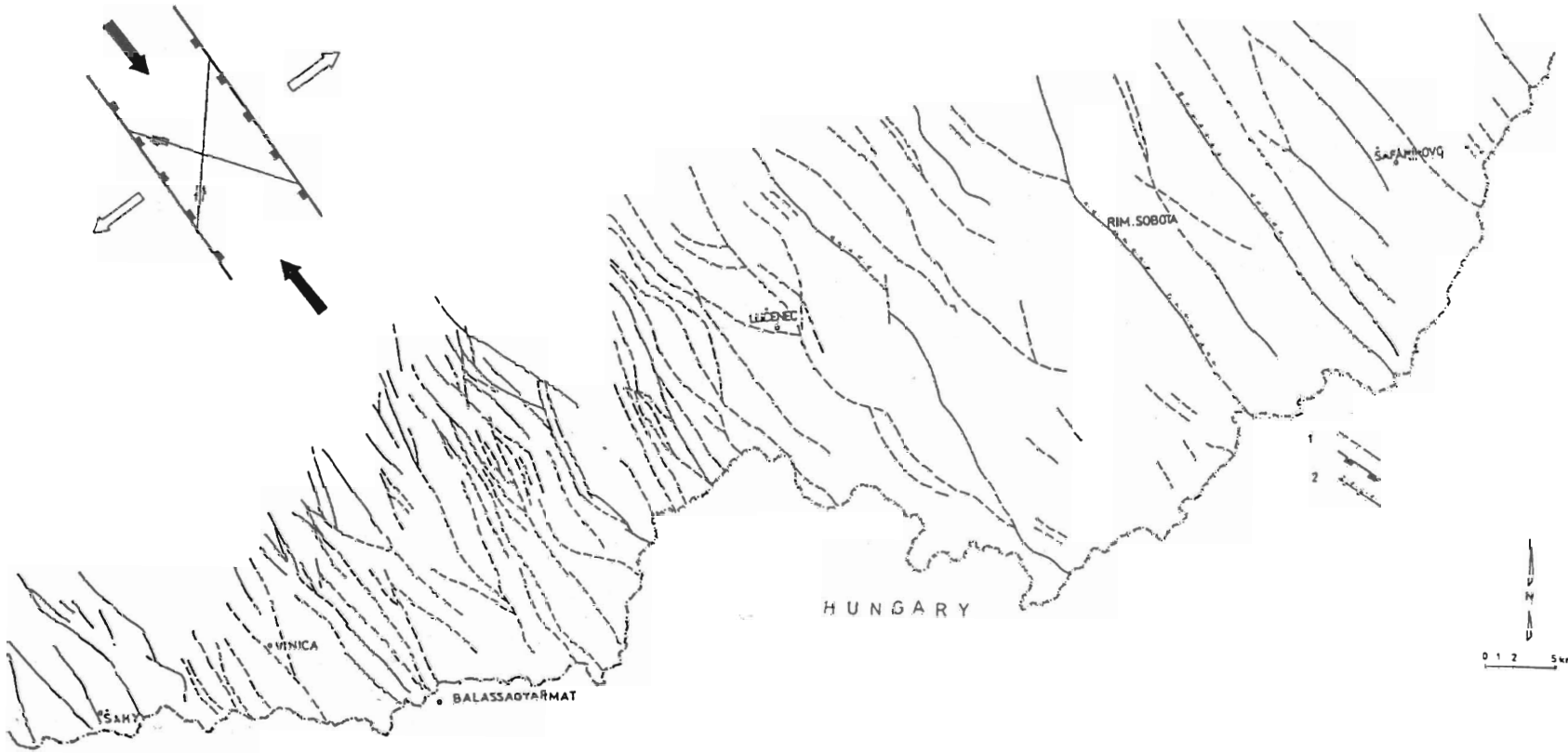
Fig. 9. Manifestation of Lower Miocene Dačov Lom graben. 1 - faults of the graben, 2 - extension of coal-bearing Pôtor Mb (Salgótarján Fm., Ottnangian in age), 3 - maximum accumulation of the Bukovinka Fm (Eggenburgian), 4 - maximum accumulation of rhyodacite tuff (member of Bukovinka Fm), 5 - maximum accumulation of Modrý Kameň Fm (Karpatian).





Obr. 10. Schéma santovsko-turovského hrastu, ktorý mal v spodnom bádene úlohu bariéry pre gravitačné toky zostupujúce zo svahov rodiaceho sa štiavnického stratovulkánu a zo šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny a bránil im rozširovať sa do turbiditných tokov v semerovskej, resp. želiezovskej depresii. Vulkanodetritický materiál sa usadil v okrajovej, plášťovskej depresii (plášťovské vrstvy). Zlomy s ľavostranným horizontálnym posunom porušujúce hrast sú neskorobádenského veku a vznikli v paleonapäťovom poli s kompresiou v smere SV - JZ. 1 - pobádenské vulkanity štiavnického stratovulkánu (nečlenené), 2 - morskobrakické tufitické sedimenty sv. okraja želiezovskej priehlbiny (sarmat), 3 - vulkanity svahov staršieho štiavnického stratovulkánu (prechodná vulkanická zóna), sebechlebská formácia (spodný báden - stredný báden), 4 - vulkanity periférie štiavnického stratovulkánu, 5 - plášťovské vrstvy, 6 - morské tufitické sedimenty na sv. okraji želiezovskej priehlbiny (báden), 7 - nečlenené vulkanoklastiká vinickej a opavskej formácie (spodný báden, stredný báden), 8 - vulkanity vulkanických svahov (prechodná vulkanická zóna opavskej formácie), 9 - predbádenské sedimenty Ipeľskej kotliny (predvulkanický podklad, spodný miocén - paleogén), 10 - predterciérne horniny santovsko-turovského hrastu, 11 - vulkanické centrá, 12 - poklesové zlomy, 13 - zlomy s laterálnym posunom, 14 - zlomy šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny, 15 - smery gravitačných tokov.

Fig. 10. Scheme of the Santovka - Turovce horst playing a decisive role during Early Badenian as a barrier for the gravity flows descending from the slopes of arising Štiavnica stratovolcano and from the Šahy - Lysec volcanotectonic zone preventing them to spread in turbidity flows and to fill the Semerovce and/or Želiezovce depression. Volcanodetritic material deposited in the Plášťovce marginal depression forming the Plášťovce Mb. The left lateral strike-slip faults displacing the horst are of the Late Badenian, generated in stress field with compression in NE - SW direction. 1 - the post-Badenian volcanics of the Štiavnica stratovolcano (undivided), 2 - marine-brackish tuffaceaous sediments of the Želiezovce depression NE margin (Sarmatian), 3 - volcanics of the old Štiavnica stratovolcano flanks (transitional volcanic zone), Sebechleby Formation (Lower-Middle Badenian), 4 - volcanics of the periphery of the Štiavnica stratovolcano, 5 - Plášťovce Member, 6 - marine tuffaceous sediments on the NE margin of the Želiezovce depression (Badenian), 7 - undivided volcanoclastics of the Vinica and Opava formations (Lower-Middle Badenian), 8 - volcanics of the volcano flanks (transitional volcanic zone of the Opava Fm), 9 - the pre-Badenian sediments of the Ipeľská kotlina depression (pre- volcanic basement: Lower Miocene-Paleogene), 10 - the pre-Tertiary rocks of the Santovka-Turovce Horst, 11 - volcanic centres, 12 - normal faults, 13 - strike-slip faults, 14 - faults of the Šahy - Lysec volcanotectonic zone, 15 - paleocurrent directions of the gravity flows.



Obr. 11. *Zlomy ssz. (sz.) smeru v juhoslovenských kotlinách a paleonapäťové pole. 1 - poklesové zlomy, 2 - zlomy prejavujúce sa v predterciérnom a v terciérnom tiažovom poli.*
Fig. 11. Faults of NNW (NW) direction in South Slovakian basins and paleostress field. 1 - normal faults, 2 - faults displaying in both the pre-Tertiary and the Tertiary gravity fields.

z rodiaceho sa štiavnického stratovulkánu a zabraňovala im rozvinúť sa v želiezovskej priehlbine do turbiditných tokov. Prevažná časť tohto materiálu sa usadila v plášťovskej depresii, z čoho vznikli plášťovské vrstvy (Vass, 1971; Vass a Krystek, 1975).

V priestore južného Slovenska vznikli pod účinkom kompresie smeru SSZ - JJV, resp. SZ - JV normálne zlomy smeru SSZ - JJV alebo SZ - JV. Väčšina z nich epigeneticky porušovala predbádenské horniny a viedla k vzniku mladej, veľmi výrazne sa prejavujúcej stavby juhoslovenských kotlín. Tieto zlomy členia Rimavskú, Lučenskú a Ipeľskú kotlinu na rad hrastov a prepadlín (obr. 11, Vass et al., 1979, 1981; Vass, Elečko et al., 1989, 1992), z ktorých najvýznamnejšia je strhársko-trenčská prepadlina. Práve v tejto prepadline bolo možno datovať aktivitu zlomov. Zlomy kontrolovali ukladanie vulkanoklastického materiálu spodnobádenskej vinickej formácie v prepadline (Vass, 1963). Zlomy ssz. smeru v mieste križovania so šahansko-lyseckou vulkanotektonickou zónou sprostredkovali roztváranie výstupných ciest pre magmatickú aktivitu, ktorej produkty tvoria už spomenutú vinickú aj mladšie opavskú a lyseckú formáciu (Konečný in Vass et al., 1979). Treba poznamenať, že zlomy šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny sv. smeru sa počas spodného bádenu nesprávali ako poklesové. Nemožno vylúčiť pravý laterálny pohyb, ale v každom prípade boli zlomy aspoň v istých úsekoch roztvorené a priestupné pre stúpajúcu magmu (obr. 12).

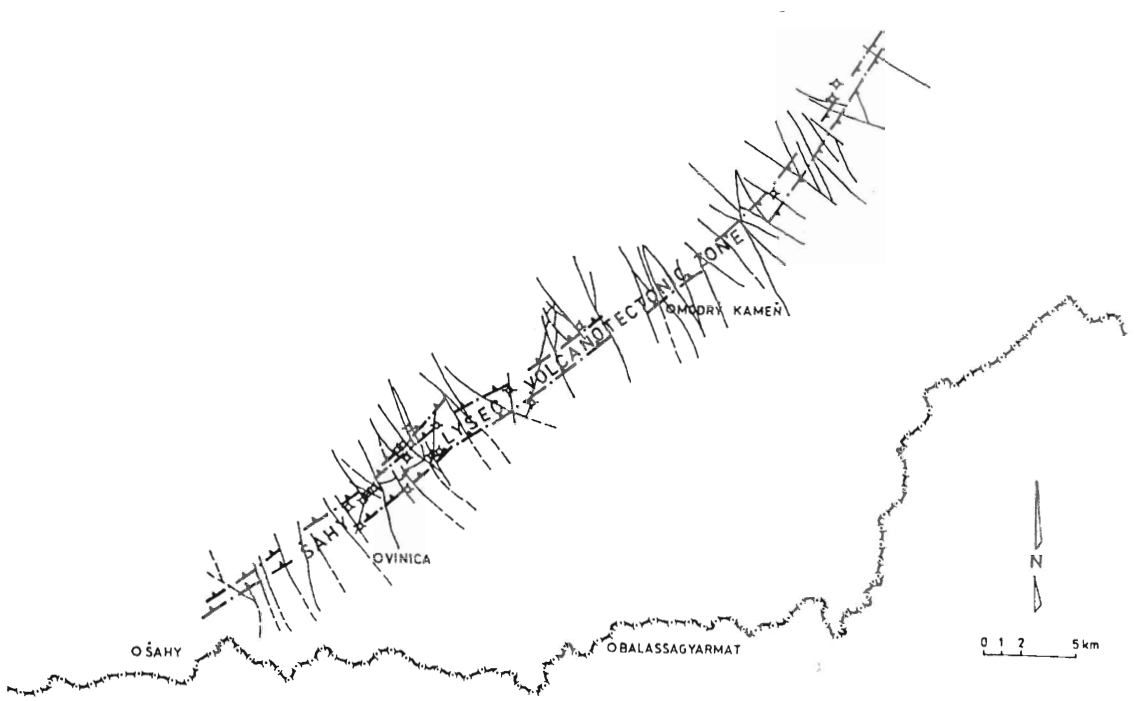
Napäťové pole v strednom a vrchnom bádene

V strednom a vrchnom bádene bol priestor podunajskej panvy v extenznom tlakovom poli s prevládajúcim smerom extenzie SZ - JV (obr. 14) a kompresia pôsobila vertikálne (porovnaj aj Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989). V tomto tlakovom poli sa roztvárali čiastkové priehlbiny podunajskej panvy: blatnianska, rišňovská, komjatická a želiezovská, kontrolované poklesovými zlomami sv. a ssv. smeru (obr. 13). Želiezovská priehlbina prešla štruktúrnou prestavbou so zmenou smeru osi zo smeru SSZ, ktorý dominoval v spodnom bádene, na SSV dominujúci od stredného bádenu.

Ľavé horizontálne posuny v želiezovskej priehlbine segmentujúce levicko-turovský hrast upozorňujú na pôsobenie kompresie smeru SSV - JJZ.

Napäťové pole v pliocéne a kvartéri

Počas pliocénu a kvartéru dominovali na južnom Slovensku tlakové podmienky umožňujúce reaktivizáciu najmä zlomov sz. smeru. Zlomy sv. smeru sa reaktivizovali v menšej miere. Dôkazom pliocénnej reaktivizácie týchto zlomov je pliocénny paleoreliéf Cerovej vrchoviny, zakonzervovaný bazaltovými lávovými prúdmi cerovej formácie zaplňujúcimi paleoúdolia, ktoré dnes tvoria inverzný reliéf vrcholov Cerovej vrchoviny. Paleoúdolie založené na sz. zlome zapĺňa najdlhší lávový prúd cerovej bazaltovej



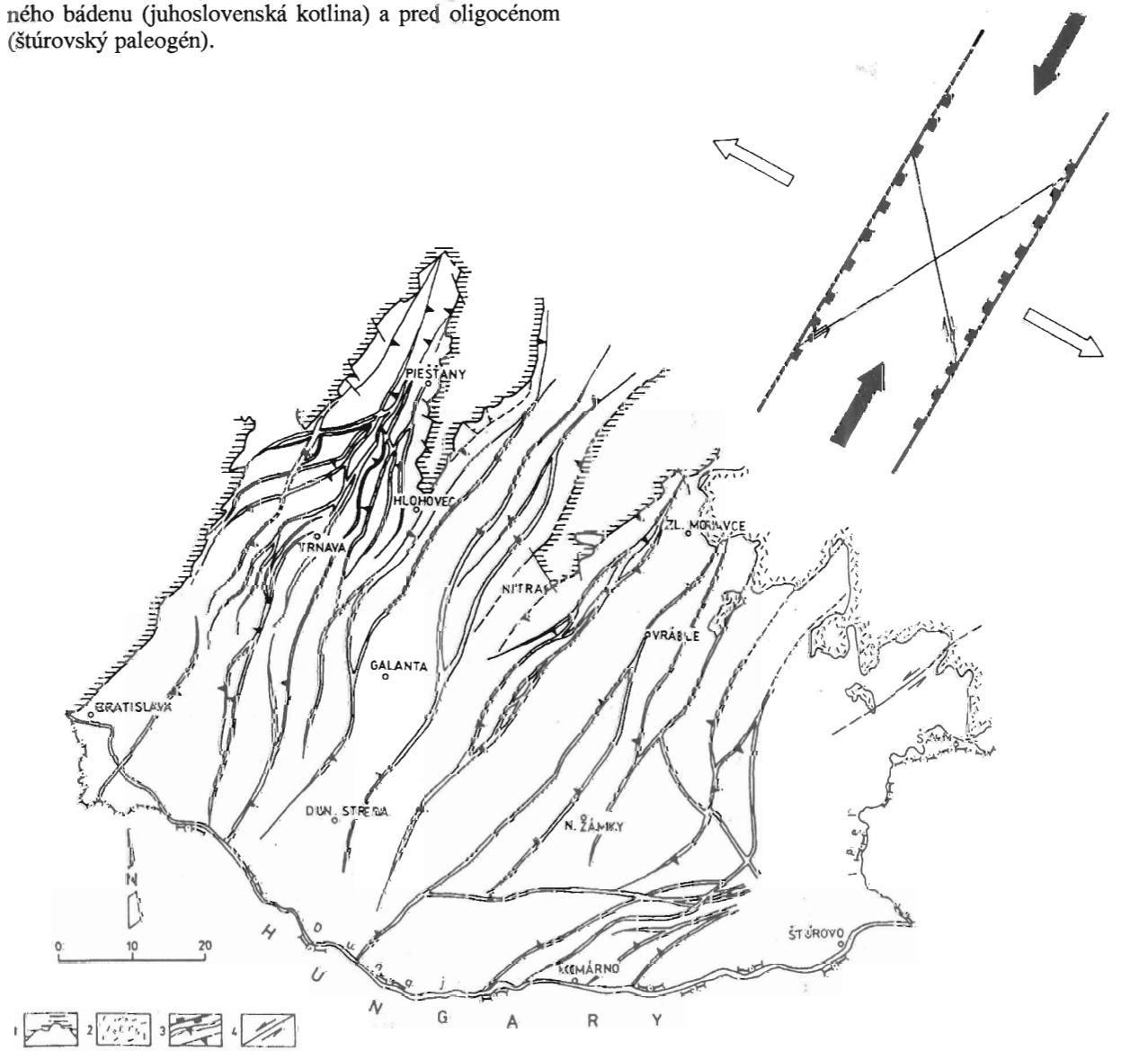
Obr. 12. Šahansko-lysecká vulkanotektonická zóna. Centrá bádenského andezitového vulkanizmu vinickej, opavskej a lyseckej formácie sú situované na križovaní zlomov vulkanotektonickej zóny smeru SV - JZ so zlomami smeru SZ - JV a SSZ - JJV (Konečný in Vass et al., 1979).
Fig. 12. Šahy-Lysec volcanotectonic zone. Badenian andesite volcanic centres of Vinica. Opava and Lysec Formations are situated on the crossing of the volcanotectonic zone with normal NW - SE and NNW, NW trending faults (Konečný in Vass et al., 1979).

formácie, ktorý vytiekol z krátera sopečného kúžeľa Medves Magosa a paleodolinou prenikol až po dnešné Trebeľovce. Kratší lávový prúd vytiekol z krátera Monica (na JZ od Radzoviec) a paleoúdolím založeným na fiľakovskom zlome prenikol do okolia obce Belina. Paleoúdolie založené na sv. zlome aspoň sčasti využil lávový prúd Guda - Dobogo medzi Blhovcami a Hodejovom a lávový prúd zostupujúci na JZ z bučeňského vulkánu (na SV od Fiľakova). Dôkazom kvartérnej aktivity zlomov sz. smeru je dnešná sieť riek a potokov, ktoré uprednostňujú tektonicky predisponované zóny smeru SZ - JV, ale aj konvergencia terás, asymetria riečnych dolín a hojné facetové plochy. V období pliocénu a kvartéru boli zrejme reaktivizované hlavne zlomy vzniknuté, resp. aktívne počas spodného bádenu (juhoslovenská kotlina) a pred oligocénom (štúrovský paleogén).

Záver

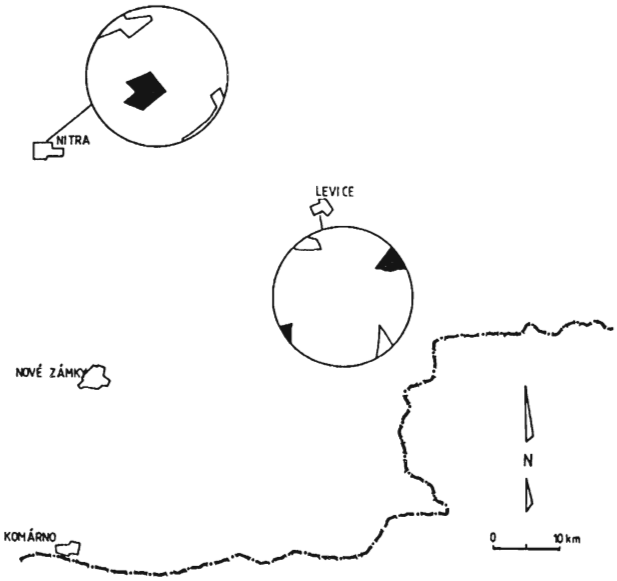
Analýza krehkých deformácií hornín vypĺňajúcich a obklopujúcich juhoslovenské kotliny spolu s výsledkami štruktúrnej analýzy severnej časti Maďarského stredohoria umožnili rekonštruovať zmeny napäťového poľa v čase, keď kotliny vznikli a keď ich zapĺňali prevažne morské sedimenty, pomohli zistiť, resp. spresniť čas vzniku alebo aktivity zlomov, spresnili informácie o povahe zlomov a podopreli opodstatnenosť horizontálnych posunov na niektorých zlomoch.

Predoligocénny vývoj prebiehal v napäťovom poli s maximálnou kompresiou v smere SZ - JV až ZSZ - VJV.



Obr. 13. Zlomy smeru SSV - JJZ v podunajskej panve (podľa Pěničkovej a Dvořákovej in Gaža et al., 1985) a strednobádenské - vrchnobádenské paleonapäťové pole. 1 - dnešný okraj panvy, 2 - vulkanity na sv. okraji panvy, 3 - poklesové zlomy, 4 - zlomy s horizontálnym posunom.

Fig. 13. Faults of NNE - SSW (NE - SW) direction in the Danube basin and the Middle-Upper Badenian paleostress field (according to Pěničková and Dvořáková in Gaža et al., 1985). 1 - recent margin of the basin, 2 - volcanics limiting basin on the NE margin, 3 - normal faults, 4 - strike-slip fault.



Obr. 14. Lokality so zhodnotenými meraniami krehkých deformácií. Grafy zobrazujú kompresné (tmavé) a extenzné sektory. Situácia zobrazuje paleonapäťové pole v strednom až vrchnom bádene. Kompresia smeru SV - JZ, extenzia SZ - JV.

Fig. 14. Graphical presentation of brittle deformation measurements. Dark sectors represent the compression. The deformation generated in the Middle and Upper Badenian stress field. Compression NE - SW, extension NW - SE.

V tomto napäťovom poli mohol nastať pravý posun na hurbanovskom zlome (Hurbanovo - Diósjenö) a vtedy vznikli alebo sa aktivizovali poklesové synsedimentárne zlomy sz. smeru porušujúce štúrovský paleogén.

V extenzii smeru V - Z, a to ešte počas eocénu boli v priestore dnešnej Krupinskej vrchoviny aktívne meridionálne zlomy porušujúce staršie zlomy smeru SZ - JV. Ide o poklesové zlomy vymedzujúce pochovanú bzovícku prepadlinu vyplnenú vrchnokriedovými až eocénnymi sedimentmi.

Štruktúrna analýza vlastných juhoslovenských kotlín ukázala, že na konci oligocénu a v spodnom miocéne v priestore týchto kotlín dominovala kompresia v smere SV - JZ, v dôsledku čoho ožili alebo vznikli poklesové synsedimentárne zlomy takéto istého smeru a významné regionálne plešivské zlomové pásmo s povrchovým prejavom sa správalo ako strižná zóna s ľavým laterálnym pohybom.

Počas spodného miocénu (mladší egenburg až karpat) prevládala extenzia v smere SV - JZ pri vertikálnej kompresii. Vtedy ožili alebo vznikli zlomy smeru SZ - JV tvoriace dačovolomskú prepadlinu. V spodnom bádene juhoslovenské kotliny a protiľahlá časť podunajskej panvy boli v napäťovom poli s kompresiou v smere SSZ - JJV až SZ - JV. Vtedy sa vo východnej časti podunajskej panvy formovala spodnobádenská želiezovská prepadlina pretiahnutá v smere SZ - JV a boli aktívne zlomy smeru SZ - JV vymedzujúce levicko-turovský hrast a priľahlé čiastkové depresie - semerovskú a plášťovskú. V priestore juhoslovenských kotlín vznikli a boli aktívne zlomy smeru SSZ - JJV a SZ - JV formujúce o. i. strhársko-trenčskú prepadlinu, kryhovú stavbu Ipeľskej kotliny, Lučenskej a Rimavskej kotliny a spolupôsobiace na roztváranie výstupových ciest pre vulkanity šahansko-lyseckej zóny.

Počas stredného a vrchného bádenu bol priestor podunajskej panvy v extenznom napäťovom poli s prevládajúcou extenziou v smere SZ - JV a s vertikálnou kompresiou. V tomto tlakovom poli sa roztvárali strednobádenské a vrchnobádenské priehlbiny - blatnianska, rišňovská a komjatická, kontrolované poklesovými zlomami sv. a ssv. smeru. Podobný štruktúrny plán v tomto období získala aj želiezovská priehlbina.

V pliocéne a kvartéri na južnom Slovensku dominovali tlakové podmienky preferujúce oživenie zlomov smeru SZ - JV, čo dokazuje predbazaltový reliéf s paleoriečnymi dolinami v smere SZ - JV, kvartérna riečna sieť tohože smeru s konvergujúcimi terasami a viacerými morfologickými príznakmi aktivity zlomov predurčujúcich túto riečnu sieť.

Všetky uvedené závery bude treba v budúcnosti korigovať s ohľadom na možné rotácie blokov kôry. O tom, či bloky rotovali a ak áno, v akom smere a s akou uhlovou hodnotou, sa bude možno vyjadriť po spracovaní paleomagnetických meraní vykonaných súbežne s analýzou krehkých deformácií hornín.

Literatúra

Angelier, J. & Mechler, A. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraines principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX/6, 1309 - 1318.*

Bergerat, F., Geyssant, J. & Lepvrier, C. 1984: Etude de la fracturation dans le bassin pannonien: Mécanismes et étapes de sa création. *Ann. Soc. Géol. Nord CIII, Paris, 265 - 272.*

Fodor, L. 1992: Late Paleogene tectonics and sedimentation in the Buda and Gerecse Hills-detailed studies as a bases for a working model of the entire Bakony Unit. *Terra Nova abstr., 4, Blackwell Sci. Publ., 21 - 22.*

Gaža, B., Pěničková, M., Dvořáková, V. et al. 1985: Záverečná správa vyhľadávacího průzkumu na žilvice v podunajské pánve v letech 1973 - 1983. *Manuskript - archív Geofyzika Brno.*

Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. & Tunyi, I. 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40/1, 57 - 62.*

Marková, M., Planderová, E. & Polák, M. 1972: Oligocene evaporites in central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23/2, 263 - 280.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989: Neogene tectonics and paleostress field changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst (Wien), 132/2, 443 - 458.*

Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 2, 7 - 144.*

Samuel, O. & Vaňová, M. 1967: Nové poznatky o stratigrafii eocénu v okolí Štúrova. *Geol. Práce, Zpr. 41, 41 - 51.*

Seneš, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. *Geol. Práce, Zoš., 59, 5 - 44.*

Seneš, J. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Nové Zámky. *Geofond - vyd. Bratislava, 1 - 106.*

Vass, D. 1963: Tectonic mobility and its effect upon the Miocene sedimentation of the Ipeľská kotlina basin. *Geol. Práce, Zpr. 28, 145 - 150.*

Vass, D. 1971: Sedimentological characterisation of the Plášťovce beds (Southern Slovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22/1, 25 - 47.*

Vass, D. & Krystek, I. 1975: Some sedimentological features of West Carpathian molasse. *Reg. Com. on Mediter. Neogene Stratigraphy 6th. Cong., Exc. „C" Sedimentology, Bratislava, 1 - 34.*

Vass, D., Konečný, V., Šefara, J. et al., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 275.*

Vass, D., Elečko, M. & Boorár, J. 1981: Tektonika Rimavskej kotliny. *Geol. Práce, Spr. 75, 77 - 90.*

Vass, D., Elečko, M. et al. 1989: Geológia Rimavskej kotliny. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 162.*

Vass, D., Elečko, M. et al. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 196.*

The Paleogene and Neogene tectonic events of Southern Slovakia depressions in the light of the stress-field analyses

Brittle deformations analyses of the Tertiary depressions fill and the rocks of surrounding areas (the structural observations in the Transdanubian Central Range - Hungary are taken from Bergerat et al., 1984 and Fodor, 1992) permitted the reconstruction of the stress-field changes during the time when the Tertiary depressions were generated and filled by sediments.

The pre-Oligocene developement had been taking place in a stress field with the maximal compression in NW - SE to WNW - ESE direction. In such a stress field the dextral shear of E - W direction and normal or normal - oblique faults of NW - SE direction had been generated (Fodor, 1992). In the Štúrovo Paleogene area the Hurbanovo-Diósjenö fault had played the role of a dextral shear zone. The normal synsedimentary Upper Eocene faults of NW - SE direction were described by Seneš (1960, 1962) (Fig. 1).

At the end of the Eocene in an extensional stress field with E - W trending extension (Bergerat et al., 1984) the faults of N - S direction were generated, or reactivated. The faults confine the Bzovík graben burried by Central Slovakian volcanics. The faults are well manifested in the gravity field maps. The S - N faults disturb the faults of NW - SE direction, so the former are younger. The NW - SE faults were generated most probably in compressional stress field during the Eocene (Fig. 2).

Structural analysis of South Slovakian depressions has been realized by the method of the compressive and extensive sectors (Angelier and Mechler, 1977). At the end of the Oligocene and at the begining of the Early Miocene the South Slovakian depressions were in a stress field with NE - SW to ENE - WSW trending main compression (Fig. 3). In such stress field faults of NE to ENE direction were generated or reactivated. The faults syngenetically disturbed the Oligocene - lowermost Miocene deposits. They control the thickness distribution in the Rimavská kotlina depression (Fig. 5) and they are manifested in gravity field maps (Vass et al., 1989). There was a lateral displacement at some of them. Particularly the fault of the Rapovce - Rašice - Sograď brook (Vass and Elečko et al., 1922) which is the superficial manifestation of a deep-rooted Plešivec line (Plančár et al., 1977) is of such nature (Fig. 4). The Plešivec line together with the Hurbanovo-Diósjenö and Raba lines is a limiting fracture between West Carpathian and/or East Alpine units to the N and Bakony and Bükk units to the S. The left lateral displacement at the Plešivec line is proved by:

a) redistribution of the Silica nappe Middle-Upper Triasic carbonates. The carbonates were transported by lateral strike-slip from their homeland in the Slovak Karst and in the Rimavská kotlina depression to the area of the Lučenská kotlina depression (Hrnčiarske Zálužany and Rapovce, Fig. 6a),

b) amputated outer margin of Rapovce delta fan, Kiscelian in age (Fig. 6b),

c) redistribution of the Lučenec formation near shore or beach members and/or facies, the Egerian in age (Fig. 6c),

d) extension of the Fiľakovo formation predominantly on the Rapovce fault southern block (Fig. 6d).

The left lateral strike-slip, according to above mentioned evidence was active after the Egerian and took part in the opening of the Fiľakovo and Pétérvására Fms depositional area.

During the Lower Miocene (Eggenburgian-Karpatian) the extension of NE - SW direction had been a predominant kinematic agent. The compression was a vertical one (Fig. 7).

At that time the normal faults of NW - SE direction had been generated or reactivated. In the Ipeľská kotlina depression the Dačov Lom graben was created (the graben is a partial heir of the Paleogene Cerov-Dačov Lom graben (Vass et al., 1979). The evidence of the Dačov Lom graben during the Lower Miocene is as follows (Fig. 9):

a) extension of the Bukovinka formation (Eggenburgian) and one important member of its - rhyodacite tuff, both almost exclusively are situated or their maximal thicknesses are restricted to the graben,

b) coal seams of the Salgótarján formation (Ottnangian) extend in the frame of the graben,

c) the main depocenter of the Modrý Kameň formation is inside the graben,

d) The east wing of the graben was active after the Karpatian and before the Badenian. The faults have controlled the erosional truncation of the Lower Miocene because the Badenian deposits are lying with disconformity on the different members of the Modrý Kameň and/or Šalgótarján formations.

During the Early Badenian the main compression was in NNW - SSE or NW - SE direction (Fig. 8). The contemporaneously created Želiezovce depression in the northeastern part of present-day Danube basin, likewise the Levice - Turovce horst and the grabens on both sides of the horst had been bordered by NW - SE tending normal faults. The mentioned horst was a barrier which hindered the gravity flows of volcanoclastic material descending from the slopes of the just formed Štiavnica stratovolcano (Fig. 10). The gravity flows did not disperse into turbidity flows, but they filled up the Plášťovce graben (depression) bordered from the Želiezovce depression by the Turovce segment of the Levice - Turovce horst (in such a way the Plášťovce Mb originated; Vass, 1969; Vass in Vass and Krystek, 1975).

In South Slovakian depressions the normal faults of NNW, NW directions were generated or reactivated. The faults epigenetically disturbed pre-Badenian rocks and confine the young structural units of the depressions - horsts and grabens (Vass et al., 1981; Vass and Elečko et al., 1989, 1992). The most important among them is the Strháre-Trenč graben. The faults of the graben are syngenetic with the Lower Badenian Vinica formation and this circumstance has helped to fix the age of the faults and/or the age of faults activity (Vass, 1963). Besides it the NW, NNW faults crossing the Šahy - Lysec volcanotectonic zone have opened the way for rising andesite magma. The products of Badenian andesite volcanic activity built up the mentioned Vinica formation and younger Opava and Lysec formations (Fig. 12, Konečný in Vass et al., 1979).

During the Middle and Late Badenian the Danube basin, at least its northern part, was in a stress field with NW - SE and/or NNW - SSE extension and vertically oriented compression (Fig. 14, compare Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989). In such kinematic conditions the partial Blatné, Rišňovce and Komjatice depressions started to gape (Fig. 13). The depressions were confined by the NE, NNE trending faults. The Želiezovce depression in this time was tectonically rebuilt, its axe changed the orientation from NW to NE. Here in the Želiezovce depression the NNW - SSW compression took place, resulting in left lateral strike-slip faults disturbing the Levice-Turovce horst (Fig. 10).

Kinematics dominating during the Pliocene and the Pleistocene in the area of Southern Slovakia have enabled the reactivation of NW-trending faults. These faults have determined the river valleys in the Pliocene and Pleistocene relief of the Cerová vrchovina Hills. Those paleorelief features have been conserved by the lava flows of the Cerová basalt formation, which build up the tops of hills in the present Cerová vrchovina Hills inverse relief.

Quaternary activity of the NW trending faults is well shown by recent valleys organization, by shape of valley cross sections, by divergence of the Quaternary river terraces and by numerous other geomorphological signs of fault activity.

Brittle deformations analyses have facilitated the reconstruction of the stress field changes with time when the Tertiary basins were generated and filled up by sediments, they have permitted to establish or to determine more precisely the time of the faults generation and/or the time of the fault reactivation and have helped to determine more precisely the nature of the faults, particularly the strike-slip nature of some faults.

All conclusions concerning the compression and extension direction would be corrected with regard to possible block rotations. The data concerning the block rotations will come from paleomagnetic study realized contemporaneously but the results have not been available yet.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 93 - 103

Periplutonické zóny bratislavského granitoidného masívu (Malé Karpaty); rekryštalizácia, dehydratačné a objemové zmeny

MARIAN DYDA[1] a JAROSLAV MIKLÓŠ[2]

[1]Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Výskumný vývojový a inžiniersky podnik služieb, š. p., Mlynské Nivy 61, 821 09 Bratislava

(Doručené 14. 12. 1992, revidovaná verzia doručená 21. 1. 1993)

Periplutonic zones of Bratislava granitoidic massif (Malé Karpaty Mts.); recrystallization, dehydratation and volume changes

Periplutonic recrystallisation products represent in the chosen profiles discontinuity of dehydration processes and volume changes that took place at a depth of 16 - 20 km at temperatures of 580 - 620 °C. Geothermobarometric data and structural features indicate disturbances of the Variscan metamorphic zonality. The postculmination retrograde domains development confirms the specific uplift characteristics of individual tectonic blocks.

Úvod

Priebeh metamorfných reakcií a ich rozsah spätý s dehydratačnými procesmi je dostatočne opísaný a definovaný fenomén, ale reálne sledovať tieto procesy v metamorfovanom teréne je pre komplikovanosť vzájomne súvisiacich javov, ako sú teplotno-tlakové okolnosti metamorfného procesu, litologická povaha hornín a faktory tektoniky uplatňujúce sa v postmetamorfnej etape veľmi ťažké. Narušenie pôvodných metamorfných štruktúr tektonikou tak môže pôvodnú metamorfnú zonálnosť, kontinuitu konkrétnych vlastností a zmien minerálnej asociácie v metamorfnom prostredí komplikovať. Zároveň však chýbanie kontinuity vyplývajúce z metamorfného procesu je indikátorom, resp. dôkazom tektonického rozbitia priestoru pôvodných metamorfných štruktúr.

Metamorfná zonálnosť predpokladá súslednosť metamorfných reakcií a ich reakčný rozsah, javov spätých s uvoľňovaním metamorfného fluida, transportu mobilných látok, ako aj objemových zmien, ktoré predstavujú redukciu priestoru, do ktorého preniká magmatická intrúzia. Detailnejšie sledovanie vývoja metamorfných reakcií v periplutonických zónach môže byť dôležitou petrografickou črtou rozlíšenia paraautochtónnych a alochtónnych terénov v interpretácii tektonického vývoja konkrétnej geologickej oblasti.

Geológia územia

Výrazným špecifikom granitoidných hornín Malých Karpát je ich kontaktný účinok na kryštalické bridlice a okolie. Tento prejav je rozličný intenzitou, vzdialenosťou od kontaktu aj terénnym vystupovaním. Šírka kontaktných zón v teréne je značne variabilná a z hľadiska zonálnosti na mnohých miestach neúplná.

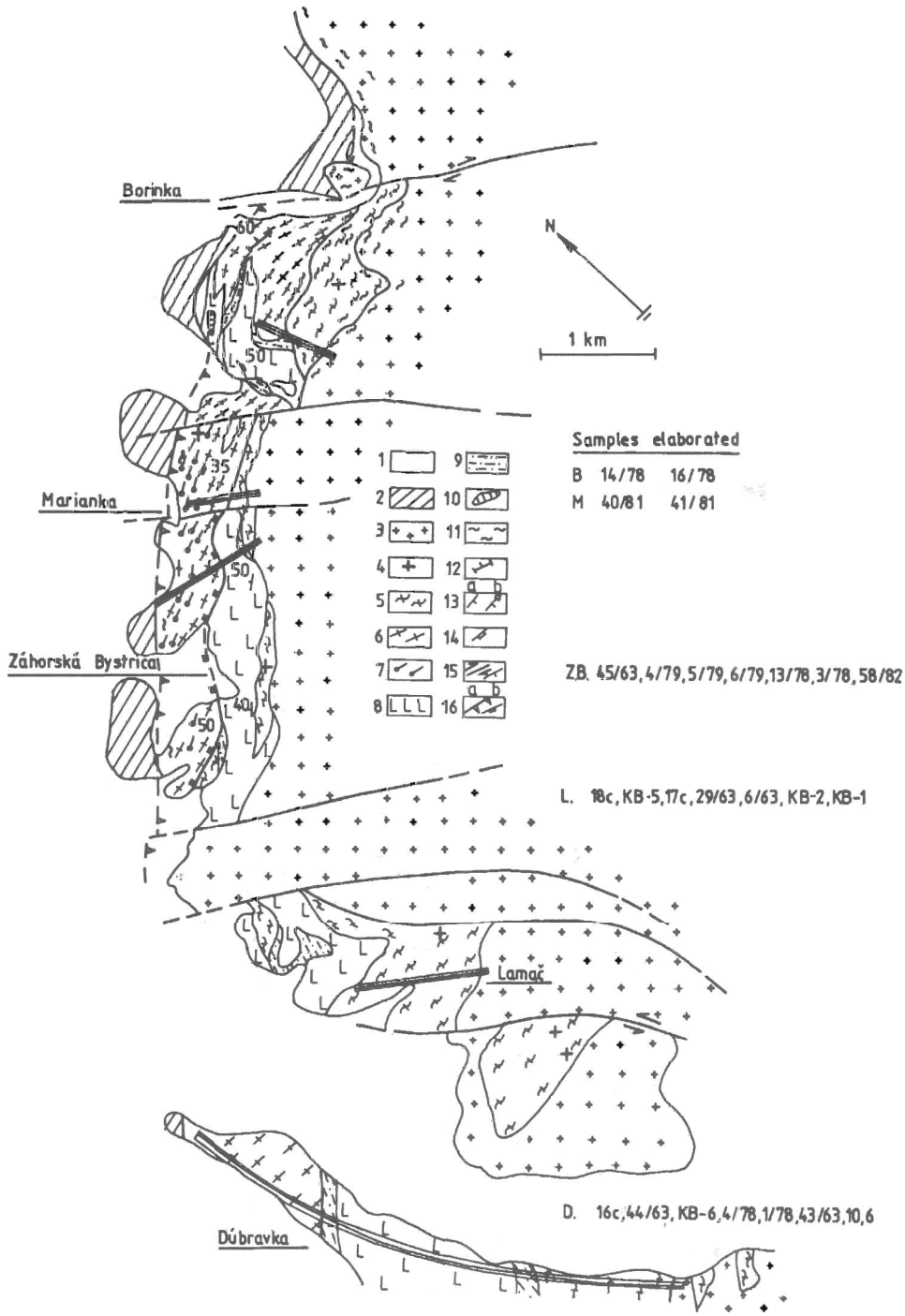
Po prvých prácach Koutka a Zoubka (1936) malokarpatské kryštalinikum podrobnejšie študoval Cambel (1952, 1954). Autori zdôraznili zonálnosť metamorfného procesu a odlišnosť periplutonickej metamorfózy v oblasti bratislavského masívu od podmienok kontaktnej metamorfózy v okolí modranského granitoidného masívu. Ďalšie práce sa zameriavali na termodynamické a hĺbkové podmienky metamorfného procesu (Dyda, 1977, 1980a, b, 1982; Šímová a Šamajová, 1979), jeho zonálnosť (Janák, 1980), ako aj na jeho komplexnejšiu spätosť s granitoidnými horninami (Cambel et al., 1981; Miklóš, 1985; Perčuk et al., 1984; Korikovskij et al., 1984, 1985; Cambel a Vilinovič, 1987).

Výsledky takéhoto prístupu viedli niektorých autorov k predstave (Cambel et al., 1981; Korikovskij et al., 1984), že malokarpatský metamorfizmus možno členiť na dve etapy, pravdepodobne časovo nie vzdialené, avšak s rozdielnymi teplotno-tlakovými podmienkami rekryštalizácie. Prvú možno chápať ako regionálno-periplutonickú etapu synchrónne spätú s intrúziou granitoidných hornín bratislavského masívu v hĺbke 14 - 18 km. Druhá etapa má výrazne kontaktnú povahu (andaluzitovo-kordieritických rohovcov), viažucu sa na intrúziu a kryštalizáciu granitoidov modranského masívu v menšej hĺbke. Dôležitým tektonicko-štruktúrnym prvkom týchto kordieritických rohovcov je ich diskordantnosť k metamorfným produktom „prvej" metamorfnej etapy.

Vek produktov kontaktného metamorfizmu, datovaný na kontaktných biotitoch, spadá do rámca chyby veku intrúzie bratislavského masívu 298 - 354 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1983). Rb/Sr minerálna izochróna dáva pre štyri páry biotitov vek 344 ± 3 mil. rokov (Cambel et al., 1990). Tento vek možno chápať ako vek intrúzie bratislavského masívu.

Metamorfnorekryštalizačné produkty regionálnoperiplutonickej etapy možno na základe výskytu indexového biotitu, granátu, staurolitu a sillimanitu členiť na metamorfné zóny.

Detailnejšie sledovanie zonality v tejto práci však indikuje jej porušenosť a možnosť alochtonity kryštalinika v malokarpatskej oblasti.



Obr. 1. Schematická geologická mapa západnej časti bratislavského granitoidného masívu kompilovaná podľa Putiša (1987, 1992). Vybrané profily na štúdium dehydratácie a objemových zmien v periplutonických zónach sú označené takto: D - Dúbravka, L - Lamač, M - Mariánka, B - Borinka, Z.B. - Záhorská Bystrica. 1 - kvartér - terciér, 2 - mezozoikum, 3 - granitoidy bratislavského masívu, 4 - žily aplitov a pegmatitov, 5 - metamorfovaný plášť granitoidov (pezinská sukcesia), 6 - metapelity (mariánska sukcesia), 7 - metapsamity (mariánska sukcesia), 8 - amfibolity, 9 - grafitické bridlice a kvarcity, 10 - mramor, 11 - kataklazity - mylonity, 12 - metamorfná bridličnatosť paralelná s vrstvovitosťou, 13 - metamorfná foliácia (a), metamorfná lineácia (b), 14 - metamorfná vrásová kliváž, 15 - bočný posun (a), sklon zlomovej plochy (b), 16 - presunová plocha bratislavského granitoidného príkrovu.

Fig. 1. Geological sketch map of the western part of the Bratislava granitoidic massif compiled according to Putiš (1987, 1992). The chosen profiles for dehydration and volume change studies in periplutonic zones are designated as follows: D - Dúbravka, L - Lamač, M - Mariánka, B - Borinka, Z.B. - Záhorská Bystrica. 1 - Quartenary - Tertiery, 2 - Mesozoic, 3 - granitoids (Bratislava massiv), 4 - aplites - pegmatites (veins), 5 - metamorphic mantle of granitoidic rocks (Pezinok succession), 6 - metapelitic rocks (Mariánka succession), 7 - metapsamitic rocks (Mariánka succession), 8 - amphibolites, 9 - graphitic schists and quarzites, 10 - mramors, 11 - cataclasites - mylonites, 12 - metamorphic foliation paralel to bedding, 13 - metamorphic foliation (a), metamorphic lineation (b), 14 - metamorphic fold cleavage, 15 - strike-slip (a), dip of the fault plane (b), 16 - overthrust plane of the Alpine Bratislava nappe.

Metodický prístup

V malokarpatskej oblasti bratislavského granitoidného masívu sa v prvom priblížení predpokladala rámcová prezentácia metamorfnej zonálnosti. To podmienilo numerické sledovanie rozsahu metamorfných reakcií, dehydratácie a objemových zmien na vybraných profiloch, aby sa mohli získať petrografické podklady na presnejšie hodnotenie periplutonického metamorfného procesu.

Petrografické vzorky pararúl z periplutonických zón bratislavského masívu (pozri obr. 1) sa spracúvali v rámci vybraných profilov so zreteľom na rozsah metamorfných reakcií a tvorbu progresívnych minerálnych fáz. Hodnotenie rozsahu konkrétnej metamorfnej reakcie zároveň umožňuje určiť jej protolit, čo vytvára formu kontroly vybranej metamorfnej reakcie s jej reálnym priebehom v hornine. Vo väčšine sledovaných minerálnych domén pararúl sa tento odklon vybraných od „reálnych" reakcií nepokladal za prakticky významný.

Zvolený petrografický prístup sa opieral o zhodnotenie rovnovážneho priebehu rekryštalizačného procesu a tvorbu indexových minerálov. Vzájomný reakčný vzťah spočíval na týchto formulovaných metamorfných reakciách:

$$3\ Chl + Ms + 3\ Qtz = 4\ Grt + Bt + 12\ H_2O \quad (1)$$
$$16\ Chl + 13\ Ms = 2\ St + 11\ Grt + 13\ Bt + 60\ H_2O \quad (2)$$
$$6\ St + 25\ Qtz = 46\ Sil + 8\ Grt + 12\ H_2O \quad (3)$$
$$Ms + Grt = 2\ Sil + Bt + Qtz \quad (4)$$
$$6\ St + Ms + 24\ Qtz = 48\ Sil + 7\ Grt + Bt + 12\ H_2O \quad (5)$$

Numerický formalizmus vyplývajúci z týchto reakcií vytváral prostriedok hodnotenia rekryštalizačných procesov a je subjektom reálnej kontroly, ktorá vyplýva z vyjadrenia protolitu zodpovedajúcej metamorfnej reakcie v konkrétnej minerálnej asociácii horniny. Takýto prístup dovoľuje detailnejšie sledovať periplutonický metamorfný proces, ako aj kontinuitu premien.

Predpokladajme priebeh modelovej metamorfnej reakcie (5) v hornine s nasledujúcim minerálnym zložením:

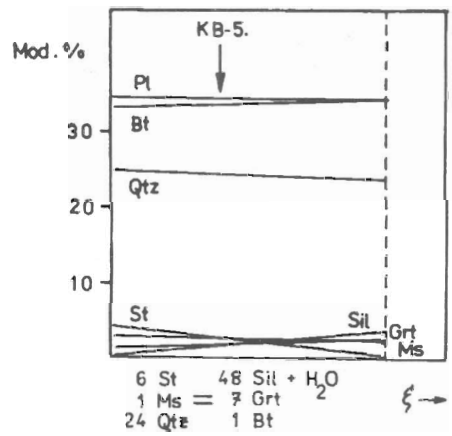
	Qtz	Pl	Bt	Ms	Grt	St	Sil
Mod. %	24	34	34	3	2	1	2
Vyp. mod. % v protolite	24,5	34	33,9	3,1	1,3	3,2	-

Rozsah jej progresívneho priebehu bude pokračovať v uvedenej formulácii pomeru produktov. So stúpaním teploty a tlaku sa stechiometria tejto reakcie mení, pričom sa sleduje vzájomná chemická rovnováha reagujúcich fáz pri zmenených P-T podmienkach.

Z tohto vyplýva rozdiel v skutočnom a vypočítanom molárnom pomere jednotlivých reagujúcich minerálnych fáz, keďže pôvodná stechiometria fáz pri zmenených podmienkach viac striktne neplatí.

Progresívny lineárny priebeh reakcie (5) vyjadrený modálnym obsahom jednotlivých minerálov v hornine je na obr. 2.

Ak je mierou rozsahu tejto reakcie sillimanit, potom jeho modálny obsah v hornine 3,0 % v konkrétnom prípade



Obr. 2. Zmena modálneho zloženia reaktantov a produktov v priebehu modelovej reakcie (5) v asociácii Qtz+Plg+Bt+Ms+Grt+St+Sil (na vysvetlenie pozri text).
Fig. 2. Modal composition change of reactants and products during reaction progress of the reaction (5) in mineral association Qtz+ Plg+ +Bt+Ms+Grt+St+Sil (see text for explanation).

už znamená zmiznutie staurolitu a progresívny nárast obsahu granátu. Jeho modálny obsah je zároveň kontrolou reálnosti použitej metamorfnej reakcie, a to jednak jeho pokračujúcou formou, jednak jeho minimálnym modálnym množstvom, ktoré udáva protolit konkrétnej reakcie. V uvedenom minerálnom zložení horniny (vzorka KB-5) teda možno pri ~3 modálnych % granátu a ~4 modálnych % sillimanitu očakávať ešte súčasný výskyt staurolitu, ak si vyčlenená reakcia v tejto hornine zachovávala danú stechiometriu. Ale to neplatí všeobecne, lebo pôvodný obsah staurolitu v protolite reakcie závisí aj od pôvodného minerálneho zloženia horniny. Vypočítané modálne množstvo protolitu dominantnej minerálnej reakcie v hornine môže potom plniť dôležitú úlohu kontroly jej reálneho priebehu.

Zo vzorky 14/78 sa uvádza (tab. 1) záporné modálne množstvo granátu v protolite reakcie (2). Ak by táto reakcia v hornine úplne kopírovala stechiometriu, akou je daná reakcia (2), potom by sa bol všetok granát v hornine vytvoril len touto reakciou. Jeho modálne množstvo v hornine by však bolo väčšie ako 1,9 mod. % a malo by mať hodnotu 4,3 mod. %. Rozdiel medzi predpokladaným modálnym množstvom minerálu a jeho reálnym vystupovaním v hornine vytvára kontrolný moment pri posudzovaní reálneho priebehu minerálnych reakcií v metamorfovanej hornine. Vzájomný modálny vzťah reaktantov na nízkoteplotnej strane izoreakčnej línie, ktorý vyplýva z pôvodnej litologickej povahy, dominantne určuje vývoj reaktantov, ich množstvo, objemové zmeny, aj tvorbu fluidnej fázy. Numerické vyjadrenie progresívneho vývoja je zároveň kvantifikáciou metamorfného procesu v litologických horizontoch podliehajúcich rekryštalizačným zmenám. Hodnotenie rozsahu týchto premien v kvantitatívnej miere tak umožňuje vytvárať izolínie reakčných premien v geologickom priestore metamorfnej zonálnosti.

V tektonicky neporušených metamorfovaných periplutonických zónach je v zodpovedajúcich litologických horizontoch opodstatnené predpokladať súslednosť zmien aj ich rozsah. Avšak konštatovaná diskontinuita metamorfné-

TAB. 1

*Modálne zloženie hornín (1) a vypočítané modálne zloženie protolitu minerálnej reakcie (2) metamorfitov bratislavského masívu Malých Karpát**
*Modal composition (1) and calculated modal composition of mineral reaction protolith (2) of metamorphic rocks from Bratislava granitoidic massif area (Malé Karpaty Mts.)**

	16-C		44/63 JV		KB-6-Y		4/78		1/78		43/63 JV		10-Y		6-Y	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Qtz	28,20	28,23	28,30	28,91	29,70	29,72	27,70	27,70	35,60	35,60	33,20	33,20	37,70	37,70	55,40	55,40
Bt	33,50	33,43	32,60	31,26	30,10	30,06	37,70	27,43	31,60	17,36	35,40	30,79	22,70	21,38	18,70	17,38
Ms	10,50	10,70	1,90	6,91	4,40	4,50	11,20	23,87	11,50	29,02	3,70	9,36	11,70	13,31	2,70	3,93
Grt	0,20	-	4,10	-	0,10	-	2,50	-4,19	0,80	-8,46	2,30	-0,69	0,30	-0,50	0,10	-0,75
St	-	-	-	-	-	-	4,70	-	6,50	-	2,10	-	0,60	-	0,60	-
Sil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	10,20	10,20	16,60	16,60	14,80	14,80	-	-	-	-	9,60	-	26,80	-	22,30	-
Chl	10,80	11,06	10,10	15,76	10,50	10,64	2,40	20,27	1,00	25,71	11,60	19,58	-	2,28	-	2,28
Serc	2,80	-	-	-	8,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Akcs	3,80	-	6,40	-	2,40	-	0,70	-	0,50	-	2,70	-	0,20	-	0,20	-
Zákl. hm.	-	-	-	-	-	-	13,00	-	12,20	-	-	-	-	-	-	-
Hust. ρ (g/cm³)	2,86		2,92		2,82		2,91		2,87		2,90		2,77		2,74	
H_2O^+(W %)	2,47		2,38		2,91		1,53		0,87		1,40		1,65		0,97	

	18-C		KB-5-Y		17-C		29/63 JV		6/63 JV		KB-2-Y		KB-1-Y		19-Y	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Qtz	33,50	34,60	24,30	24,80	23,00	23,00	35,30	36,30	30,80	32,80	34,20	34,40	35,00	35,40	32,40	32,40
Bt	27,60	27,80	34,10	33,80	38,20	20,01	31,60	32,20	35,80	35,20	27,60	27,50	24,20	24,00	28,20	26,00
Ms	4,30	4,61	2,10	2,30	3,20	20,25	6,80	7,00	2,00	2,50	0,20	0,25	1,40	1,50	6,70	8,75
Grt	3,20	1,40	1,80	1,10	7,10	-4,72	4,00	2,50	7,30	4,20	3,50	3,20	2,10	1,50	4,30	2,87
St	6,30	11,80	0,20	2,60	8,30	-	4,00	8,80	-	10,10	0,70	1,70	0,60	2,40	1,00	-
Sil	5,10	-	2,30	-	-	-	4,40	-	9,10	-	0,90	-	1,70	-	-	-
Pl	18,90	18,90	35,10	35,10	15,10	15,10	11,60	11,60	14,10	14,10	32,80	32,80	34,80	34,80	21,80	21,80
Chl	-	-	-	-	3,9	35,45	-	-	-	-	-	-	-	-	4,6	8,40
Serc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Akcs	1,10	-	0,10	-	1,20	-	2,30	-	0,90	-	0,10	-	0,20	-	1,00	-
Zákl. hm.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hust. ρ (g/cm³)	2,92		2,80		3,00		2,93		2,95		2,82		2,79		2,85	
H_2O^+(W %)	0,71		1,47		1,32		1,15		1,24		1,18		1,18		1,29	

	21-C		6/14		4-Y		4/79		5/79		6/79		13/78		58/82	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Qtz	36,10	36,90	24,30	25,00	41,00	41,30	16,40	16,56	12,70	12,84	18,30	18,58	14,90	14,90	28,00	28,00
Bt	31,60	31,30	44,50	44,30	30,10	29,90	26,00	26,04	30,10	29,77	26,30	25,68	32,00	26,96	33,00	15,47
Ms	0,40	0,60	6,40	6,60	1,20	1,30	-	0,34	-	0,31	-	0,58	2,00	6,72	4,00	20,44
Grt	6,30	4,90	-	-1,00	1,10	0,50	1,10	-	1,00	-	1,90	-	1,00	-2,27	3,00	-8,39
St	1,80	5,80	-	3,40	2,50	4,10	-	-	-	-	-	-	2,30	-	8,00	-
Sil	3,90	-	3,10	-	1,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	18,20	18,20	21,60	21,60	22,00	22,00	-	-	-	-	-	-	-	-	19,00	19,00
Chl	-	-	-	-	-	-	-	1,52	-	1,38	-	2,62	-	8,74	3,00	33,41
Serc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Akcs	2,00	-	-	-	0,60	-	2,20	-	1,20	-	0,20	-	0,60	-	2,00	-
Zákl. hm.	-	-	-	-	-	-	53,60	-	55,10	-	52,50	-	46,90	-	-	-
Hust. ρ (g/cm³)	2,92		2,84		2,82		2,80		2,81		2,77		2,83		2,94	
H_2O^+(W %)	0,76		1,43		1,48		3,14		2,24		1,79		1,84		1,57	

	45/63		3/78		14/78		16/78		20/80		21/80		41/81	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Qtz	35,10	35,10	17,90	17,90	9,60	9,60	20,90	20,90	29,60	29,60	30,40	30,40	35,00	35,29
Bt	31,10	27,37	34,20	25,65	37,90	31,32	35,40	29,04	31,40	19,34	32,80	22,28	33,00	32,34
Ms	2,30	5,70	1,40	9,41	3,50	9,66	1,70	7,66	1,10	12,40	1,60	11,46	3,00	3,61
Grt	4,10	1,67	1,40	-4,15	1,90	-2,37	1,20	-2,93	4,70	-3,13	4,50	-2,33	2,00	-
St	1,70	-	3,90	-	3,00	-	2,90	-	5,50	-	4,80	-	-	-
Sil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	14,80	14,80	-	-	42,90	42,90	36,30	36,30	20,20	2,20	20,90	20,90	22,00	22,00
Chl	9,80	16,26	-	14,82	0,60	12,00	1,40	12,42	5,60	26,51	2,90	21,14	2,00	4,75
Serc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Akcs	1,10	-	-	-	0,50	-	0,40	-	1,90	-	2,10	-	3,0	-
Zákl. hm.	-	-	40,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hust. ρ (g/cm³)	2,86		2,85		2,87		2,85		2,92		2,92		-	
H_2O^+(W %)	2,09		1,83		1,97		1,44		1,60		2,77		3,39	

*Údaje o obsahu vody (H_2O^+) sú z prác: Dyda (1977), Janák (1980), Miklóš (1985). Údaje o hustote hornín vzoriek sú z práce Dydu (1986). Pri ostatných vzorkách sa hustota získala výpočtom.

*Water content (H_2O^+) is taken over from papers Dyda (1977), Janák (1980) and Miklóš (1985). Density of the rocks has been accepted from Dyda (1986). For the rest of the samples the calculated density has been used.

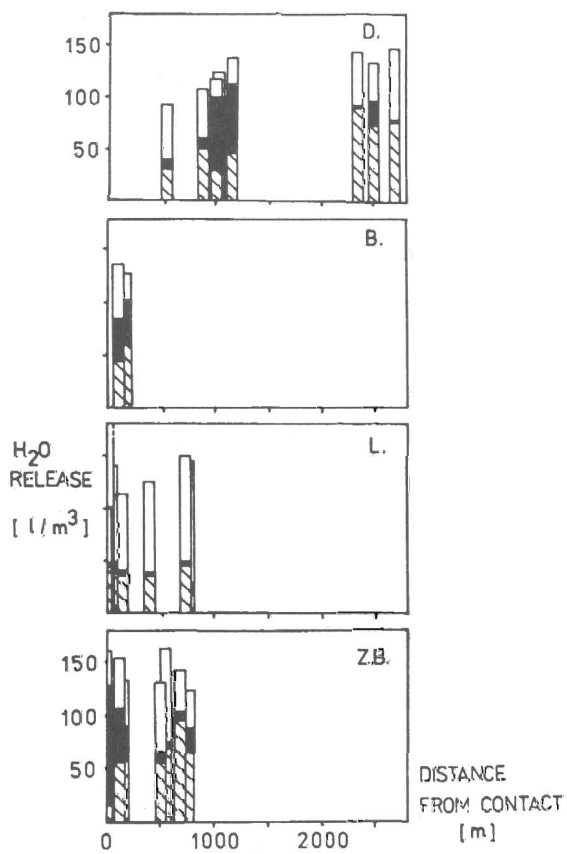
ho procesu zistená v periplutonických zónach môže zároveň slúžiť ako argument o jej tektonickej porušenosti. Na takéto hodnotenie periplutonických zón poskytuje petrologický rozbor založený na kvantifikácii rozsahu metamorfných reakcií a premien rad hodnotiacich argumentov zahŕňajúcich analýzu objemových a dehydratačných zmien.

Sledovanie modálneho zloženia pararúl v periplutonických zónach (tab. 1), reakčných koeficientov metamorfných reakcií (tab. 3), kvantitatívne hodnotenie dehydratácie aj objemových zmien (tab. 4) vytvárali numerický podklad na porovnávanie súslednosti rekryštalizačných zmien v periplutonických zónach bratislavského granitoidného masívu.

V prvom priblížení sa rámcovo očakávala postupná zmena vo vývoji metamorfných reakcií, ktorá zodpovedá klasickému pohľadu na metamorfnú zonálnosť spätú s granitoidnými horninami intruzívnej povahy. Z tejto základnej predstavy sa odvíjal aj odber a spracúvanie vzoriek v rámci profilov, zohľadňujúci vzťah medzi vývojom horniny a jej vzdialenosti od kontaktu s granitoidným telesom. Časť vzoriek bola objektom štúdia aj preto, že boli detailnejšie spracované v prácach (Dyda, 1977, 1980a, b, 1982; Miklóš, 1985, 1986, 1987; Korikovskij et al., 1984; Cambel et al., 1982; Cambel et al., 1990), ktoré poskytujú podrobnejšie údaje o komplexnosti metamorfného procesu v tejto oblasti.

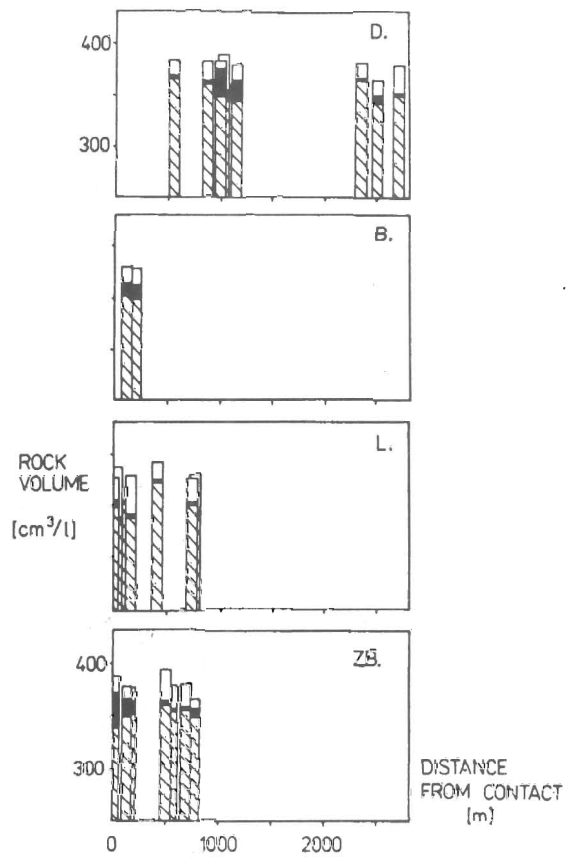
Výsledky a diskusia

Dehydratačný proces a objemové zmeny nemajú vo vybraných terénnych profiloch rovnaký rozsah. Uvoľňovanie fluidných komponentov z protolitu sledovaných hornín nejaví vždy súvislosť so vzdialenosťou od granito-



Obr. 3. Vypočítané množstvo vody (liter/m^3) uvoľnenej metamorfnými reakciami v periplutonických zónach bratislavského masívu (označené plne). Zostatkový obsah vody v hornine je označený šrafovane.

Fig. 3. Calculated water ammount (liter/m^3) released during metamorphic reaction in periplutonic zones of Bratislava granitoidic massif (solid rectangles). The remained water in the rocks is shown by hatched rectangles.



Obr. 4. Vypočítané objemové zmeny (cm^3/l) spôsobené metamorfnými reakciami v periplutonických zónach bratislavského masívu (označené plne). Špecifický objem protolitu má vyššie hodnoty a horniny sú reprezentované nižšími hodnotami špecifického objemu (označené šrafovane).

Fig. 4. Calculated volume changes (cm^3/l) caused by metamorphic reactions in periplutonic zones (solid rectangles). Specific volume of the calculated protolith has a higher volume values and the rocks are represented by the lower specific volumes.

TAB. 2

*Vypočítané minerálne zloženie protolitu pararúl Malých Karpát * (podľa metodiky Rosena, 1975, 1981)*

Calculated mineral composition of the Malé Karpaty Mts. paragneisses protoliths (according to methodical approach of Rosen, 1975, 1981)*

	16-C	44/63 JV	KB-6-Y	4/78	1/78	43/63 JV	10-Y	6-Y	18-C	KB-5-Y	17-C	29/63 JV	6/93 JV	KB-2-Y	KB-1-Y	19-Y
Ab	17,27	27,16	19,29	24,76	26,62	27,80	21,69	17,67	20,93	25,63	16,54	25,67	11,39	23,76	20,93	17,99
An	1,84	2,89	2,05	2,63	2,83	2,96	2,31	1,88	2,23	2,73	1,76	2,73	1,21	2,53	2,23	-
Ank	1,33	2,62	3,30	0,73	3,00	2,05	3,72	3,12	1,70	4,28	1,20	1,81	5,58	2,99	5,25	-
Cal	2,06	-	-	2,04	1,00	-	-	-	2,80	0,56	2,09	1,59	0,04	0,76	-	-
Chl	16,91	-	17,10	15,16	10,83	-	8,67	5,13	15,20	20,52	20,76	10,76	10,42	16,87	6,47	13,04
Dol	-	7,99	-	-	-	10,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gt	-	5,51	0,55	-	-	6,44	0,97	1,82	-	-	-	-	-	-	2,19	0,75
Ill	29,71	22,92	31,06	29,25	22,05	11,95	22,39	19,33	24,11	24,32	24,08	23,42	31,40	22,19	19,86	21,45
Kln	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mm	-	-	3,23	-	6,39	-	7,08	10,86	1,44	-	-	1,62	10,87	-	21,10	-
Ort	0,36	1,34	-	0,78	-	2,35	-	-	-	2,84	4,68	-	-	1,45	-	4,54
Prl	-	0,12	0,19	-	-	0,14	0,13	0,18	-	-	-	-	-	-	0,17	0,05
Ort	29,45	28,67	22,29	23,41	26,30	27,23	32,28	39,38	30,59	17,66	27,81	31,49	28,01	28,37	20,99	41,51
Rds	0,14	-	-	0,24	0,17	-	-	-	0,17	0,44	0,22	0,14	0,17	0,28	-	-
Rt	0,92	0,79	0,94	1,00	0,79	0,77	0,77	0,62	0,84	1,01	0,86	0,77	0,92	0,80	0,81	0,68
H_2O^+ (calc.)	3,72	1,93	4,03	3,49	2,87	1,36	2,78	2,48	3,26	3,81	3,82	2,71	3,61	3,26	3,18	2,85
CO_2 (calc.)	1,16	2,43	0,66	1,03	1,04	2,97	0,75	0,63	1,56	1,11	1,15	1,06	1,15	0,93	1,06	-
ρ (g/cm^3) (calc.)	2,643	2,751	2,629	2,642	2,607	2,576	2,617	2,604	2,638	2,651	2,642	2,635	2,583	2,648	2,551	2,646

	21-C	6/14	4-Y	4/79	5/79	6/79	13/78	58/82	45/60	3/78	14/78	16/78	20/80	21/80	41/81
Ab	22,14	21,90	19,38	7,70	15,12	14,77	22,29	20,96	26,38	21,43	19,17	37,95	42,17	28,00	15,26
An	2,35	2,33	2,06	0,82	1,61	1,57	3,01	2,23	2,81	2,28	2,04	4,04	4,49	2,98	1,62
Ank	1,59	3,07	3,20	-	-0,46	3,24	-	3,28	5,34	-	-	-	-	1,20	-
Cal	2,66	2,70	-	0,12	2,38	1,11	1,39	0,89	-	0,89	1,20	1,26	-	4,20	12,17
Chl	19,28	16,55	18,33	16,55	17,85	10,79	19,77	8,59	-	22,20	16,52	26,55	-	29,10	38,22
Dol	-	-	-	2,01	-	-	1,02	-	6,44	2,34	0,76	1,52	0,91	-	3,52
Gt	-	-	0,01	-	-	-	-	-	4,26	-	-	-	7,24	-	-
Ill	19,28	38,70	18,45	37,71	36,36	21,08	20,79	29,65	17,39	25,92	26,71	8,28	13,79	20,26	17,29
Kln	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-8,91
Mm	-	0,49	-	-	2,05	17,38	-	11,87	-	-	-	-	-	-	-
Ort	4,29	-	6,77	5,05	-	-	5,70	-	3,71	4,11	1,43	12,90	12,13	11,83	-
Prl	-	-	0,18	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-	0,12	-	-
Qtz	27,33	12,71	30,66	28,98	23,91	29,07	18,97	21,41	32,89	19,64	31,07	6,26	13,00	0,89	19,54
Rds	0,19	0,28	-	0,18	0,29	0,17	0,29	0,22	-	0,27	0,26	0,22	-	0,32	0,18
Rt	0,89	1,27	0,96	0,88	0,90	0,81	0,79	0,92	0,69	0,93	0,85	1,02	0,91	1,21	1,11
H_2O^+ (calc.)	3,36	4,24	3,21	4,16	4,32	3,35	3,51	3,34	1,47	4,10	3,49	3,54	2,24	-	5,42
CO_2 (calc.)	0,07	1,80	0,06	0,52	1,03	1,14	0,84	1,05	2,61	0,94	0,70	0,91	0,21	-	6,14
ρ (g/cm^3) (calc.)	2,646	2,644	2,643	2,634	2,635	2,540	2,639	2,571	2,735	2,643	2,644	2,643	2,611	-	2,640

*Výpočet protolitu vychádzal z chemických analýz vzoriek prebraných z prác Dydu (1977) a Miklóša (1985). Cieľom bolo získať aproximatívnu hodnotu obsahu H_2O a CO_2 v pôvodnom vypočítanom protolite. Vypočítaná hustota protolitu slúžila na hodnotenie celkových objemových zmien.

*Chemical analyses of samples taken over from Dyda (1977) and Miklóš (1985) were used for calculation of protolith mineral composition. Thus the H_2O and CO_2 content in computed protolith has been approximated. The calculated density of the protolith was the basis for volume change computation.

idného telesa. Aj dehydratačný efekt metamorfnej reakcie prebiehajúcej pri rekryštalizácii, ktorú reprezentuje existujúca minerálna asociácia, je veľmi rozdielny. Vo vyššie metamorfovaných zónach (napr. profil Lamač, L) je tento príspevok dehydratačnej reakcie k celkovej dehydratácii horniny pomerne malý (~1 - 10 litrov/m^3, pozri tab. 4), avšak v zónach s indexovými minerálmi nižších metamorfných stupňov je výrazne vyšší. To zároveň vedie k predpokladu, že dehydratácia vo vyšších metamorfných stupňoch uvoľňuje už iba menšie, zostatkové množstvo viazanej vody. Hlavné dehydratačné pulzy závislé od prekročení stability konkrétnej minerálnej asociácie potom prebiehajú v nižšie P-T exponovaných zónach. Zároveň je zrejmé, že nízkometamorfovaný litologický horizont je najviac vystavený dehydratačnému procesu priamo na intruzívnom kontakte (profil Záhorská Bystrica, Z. B.).

Zovšeobecnené výsledky o dehydratácii v sledovaných periplutonických zónach (obr. 3) neposkytujú argumenty o kontinuálnej dehydratácii smerom ku granitoidnému kontaktu. Tento fakt spolu s vystupovaním indexových minerálov potvrdzuje porušenosť metamorfnej zonálnosti z hľadiska postupnosti minerálnych reakcií a ich dehydratačného rozsahu.

Objemové zmeny tohto dehydratačného procesu majú v priestorovom rámci vývoja zonality podobný vzťah k vzdialenosti od kontaktu s granitoidným telesom (obr. 4).

Z rozsahu metamorfných dehydratačných reakcií všeobecne vychodí, že sa najväčšie hodnoty ΔV realizujú v profiloch na kontakte s magmatickým telesom. Priama spätosť dehydratácie s objemovými zmenami je zrejmá. Väčšia dehydratácia je spätá s väčšou objemovou zmenou. Profily bez kontinuity týchto premien závislých od vzdialenosti od magmatického kontaktu slúžia ako argument

TAB. 3

Reakčné koeficienty metamorfných reakcií použité na výpočet množstva uvoľnenej vody z horninových vzoriek malokarpatských metamorfitov⁺ (reaktanty metamorfnej reakcie majú záporné znamienko)

Metamorphic reaction coeficients used for the calculation of the amount of released water from Malé Karpaty Mts. metamorphic samples. (Metamorphic reaction reactants are denoted by negative signs)

	Reakcia	Chl	Ms	Bt	Grt	St	Sil	Qtz
16-C	I	-0,0130	-0,0043	0,0043	0,0174	-	-	-0,0130
44/63 JV	I	-0,2673	-0,0891	0,0891	0,3565	-	-	-0,2673
KB-6-Y	I	-0,0065	-0,0021	0,0021	0,0086	-	-	-0,0065
4/78	II	-0,8448	-0,6864	0,6864	0,5808	0,1056	-	-
1/78	II	-1,1684	-0,9493	0,9493	0,8033	0,1460	-	-
43/63 JV	II	-0,3775	-0,3067	0,3067	0,2595	0,0472	-	-
10-Y	II	-0,1078	-0,0876	0,0876	0,0741	0,0134	-	-
6-Y	II	-0,1078	-0,0876	0,0876	0,0741	0,0134	-	-
18-C	V	-	-0,0212	0,0212	0,1490	-0,1277	1,0220	-0,5110
KB-5-Y	V	-	-0,0096	0,0096	0,0672	-0,0576	0,4609	-0,2304
17-C	II	-1,4920	-1,2122	1,2122	1,0257	0,1865	-	-
29/63 JV	V	-	-0,0183	0,0183	0,1285	-0,1102	0,8817	-0,4408
6/63 JV	V	-	-0,0379	0,0379	0,2659	-0,2279	1,8236	-0,9118
KB-2-Y	V	-	-0,0037	0,0037	0,0263	-0,0225	0,1803	-0,0901
KB-1-Y	V	-	-0,0070	0,0070	0,0496	-0,0425	0,3406	-0,1703
19-Y	II	-0,1797	-0,1460	0,1460	0,1235	0,0224	-	-
21-C	V	-	-0,0162	0,0162	0,1135	-0,0976	0,7815	-0,3907
6/14	V	-	-0,0129	0,0129	0,0905	-0,0776	0,6212	-0,3106
4-Y	V	-	-0,0062	0,0062	0,0438	-0,0375	0,3006	-0,1503
4/79	I	-0,0717	-0,0239	0,0239	0,0956	-	-	-0,0717
5/79	I	-0,0652	-0,0217	0,0217	0,0869	-	-	-0,0652
6/79	I	-0,1239	-0,0413	0,0413	0,1652	-	-	-0,1239
13/78	II	-0,4134	-0,3359	0,3359	0,2842	0,0516	-	-
58/82	II	-1,4381	-1,1685	1,1685	0,9887	0,1797	-	-
45/63	II	-0,3056	-0,2483	0,2483	0,2101	0,0382	-	-
3/78	II	-0,7011	-0,5696	0,5696	0,4820	0,0876	-	-
14/78	II	-0,5392	-0,4381	0,4381	0,3707	0,0674	-	-
16/78	II	-0,5213	-0,4235	0,4235	0,3584	0,0652	-	-
20/80	II	-0,9887	-0,8033	0,8033	0,6797	0,1236	-	-
21/80	II	-0,8628	-0,7010	0,7010	0,5932	0,1078	-	-
41/81	I	-0,1304	-0,0434	0,0434	0,1739	-	-	-0,1304

o neúplnosti, useknutí či porušení pôvodne vytvorenej periplutonickej zonálnosti.

Redukovať geologický priestor intrúzie pomáha aj samo znižovanie objemu v priebehu kryštalizácie magmatického telesa. Zo spracovania bratislavských magmatických tavenín vyplýva (Dyda, 1986), že kryštalizácia bratislavských granitoidných hornín bola spätá s 11 - 14 % redukciou objemu. Celkové objemové zmeny v intruzívnom priestore sú výslednicou zmien v periplutonickom okolí, ako aj v samom magmatickom telese. To podľa uvedeného prístupu môže približne predstavovať až 20 % redukcie objemu v priestore hlbinného intruzívneho procesu.

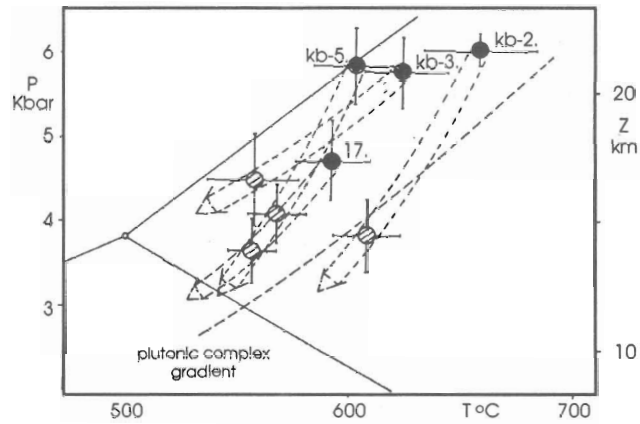
Periplutonický proces v hĺbke vytvára termálnym gradientom profil postupných rekryštalizačných zmien. Ak by sa bratislavský masív pokladal za jednotnú intrúziu, ktorá intrudovala v hĺbke 16 - 20 km (Dyda, 1977; Cambel et al., 1981; Korikovskij et al., 1984), potom by predintruzívne prehriatie metamorfného plášťa, zohľadňujúce geotermálny gradient plutonických komplexov (15 - 20 °C/km), dosahovalo ~200 °C. V takýchto podmienkach by magmatická intrúzia veľkosti bratislavského masívu vytvárala periplutonické zóny, v ktorých by teplota 3 - 4 km od kontaktu dosahovala 400 - 500 °C. Priestorový výskyt indexových minerálov však reprezentuje užšie metamorfné zóny so strmším tepelným gradientom. Vzdialenosť rozhrania granátovej a staurolitovej zóny od granitoidného telesa je na niektorých miestach len 250 - 300 m. Postupnosť periplutonických zmien (aká sa vyvinula v profile Záhorská Bystrica) nie je všeobecná. V profiloch (Dúbravka, Lamač) možno pozorovať nepravidelnosť, ktorá zrejme nevyplýva z pôvodnej rozdielnosti litologickej povahy hornín. Priebeh sledovaných zmien v profile preukazuje inverziu, keď rozsah metamorfnej reakcie má väčšie hodnoty v distálnej časti profilu. Ak je intrúzia združená, zonalita je komplexná, zložitejšia, ako sa doteraz uvádza. Z takéhoto pohľadu možno mineralogické údaje o distribúcii a morfológii akcesorického zirkónu a apatitu (Dyda, 1972, 1975, 1976) pokladať za indikáciu polyfázovej intruzívnosti tohto granitoidného komplexu, ktorý by mal ako jednotný intruzívny celok vykazovať aj jednotnosť intruzívnych kryštalizačných produktov.

Geotermobarometrická analýza periplutonických rekryštalizačných produktov (tab. 5) poskytuje údaje o vývoji vzoriek reprezentujúcich hĺbkové, teplotné a výzdvihové

TAB. 4

Vypočítané množstvo uvoľnenej vody (l/m³) z horniny a objemové zmeny (ΔV_S, cm³/l) po prebehnutí metamorfnej reakcie
Calculated amount of water (l/m³) released from the rock and volume changes (ΔV_S, cm³/l) after metamorphic recrystallisation

Vzorka	H_2O v protolite	CO_2	Index. Min	Reakcia	Uvoľnená H_2O_3 l/m³	ΔVs (cm³/l)
16-C	115,60	33,00	Grt	I	1,00	-0,99
44/63 JV	62,40	72,10	Grt	I	22,10	-20,29
KB-6-Y	124,80	18,90	Grt	I	0,50	-0,49
4/78	108,50	29,50	St	II	65,60	-86,55
1/78	88,20	29,30	St	II	70,0	-78,22
43/63 JV	41,40	82,60	St	II	29,30	-25,27
10-Y	85,60	21,30	St	II	8,40	-7,21
6-Y	76,00	17,70	St	II	8,30	-7,21
18-C	101,10	44,60	Sil	V	5,50	-0,11
KB-5-Y	118,80	31,80	Sil	V	2,40	-0,05
17-C	118,80	32,90	St	II	-	-
29/63 JV	84,20	30,10	Sil	V	4,70	-0,09
6/63 JV	109,70	32,00	Sil	V	9,80	-0,20
KB-2-Y	101,70	26,80	Sil	V	0,90	-0,01
KB-1-Y	95,60	29,30	Sil	V	1,80	-0,03
19-Y	88,90	-	St	II	13,90	-
21-C	104,80	1,90	Sil	V	4,00	-0,08
6/14	131,90	51,30	Sil	V	3,20	-0,06
4/Y	99,70	1,80	Sil	V	1,50	-0,03
4/79	128,80	15,00	Grt	I	5,90	-5,54
5/79	134,10	29,50	Grt	I	5,40	-4,95
6/79	100,20	31,20	Grt	I	10,20	-9,58
13/78	109,10	24,10	St	II	32,10	-27,67
58/82	101,10	29,20	St	II	111,70	-96,27
45/63	47,40	77,10	St	II	23,70	-20,45
3/78	127,40	26,90	St	II	54,40	-46,93
14/78	108,50	20,80	St	II	41,90	-37,22
16/78	110,10	25,90	St	II	40,50	-38,20
41/81	168,00	175,00	Grt	I	10,80	-9,90



Obr. 5. Geotermobarometrické charakteristiky periplutonickej rekryštalizácie z oblasti bratislavského granitoidného masívu vyplývajúce z termodynamického spracovania koexistencie Plg - Grt - Bt - Ms. Plné symboly (●) reprezentujú vypočítané P-T podmienky metamorfnej kulminácie. Spracovanie regresívnych okrajov (⊘) aproximuje výzdvihové trajektórie týchto periplutonických zón.

Fig. 5. Geothermobarometric characteristics of recrystallisation in periplutonic zones of Bratislava granitoidic massif calculated from Plg - Grt - Bt - Ms mineral equilibria (see Tab. 5). The calculated P-T conditions of metamorphic culmination (●) and regressive rims (⊘) approximate the uplift trajectories of the Bratislava granitoidic massif periplutonic zones.

charakteristiky týchto minerálnych asociácií. Niektoré vzorky (obr. 5) vyjadrujú výzdvihové trajektórie určované dekompresiou v priebehu chladnutia, iné predstavujú pravdepodobnú izotermálnu dekompresiu pomerne rýchleho priebehu. Termodynamický rozbor minerálnych asociácií je v súlade s mikroskopickým vystupovaním minerálnych domén týchto vzoriek, reprezentovaných morfológiou metamorfných minerálov (obr. 6a), ako aj s vývojom zonality granátov (nepublikované údaje). Popri týchto minerálnych asociáciách periplutonických zón vystupujú aj retrográdované minerálne asociácie, predstavujúce produkty fluidnej a horninovej interakcie (obr. 6b). Pokulminačné metamorfné procesy v periplutonických zónach sú teda reprezentované špecifikami zahŕňajúcimi rozdiely v spôsobe výzdvihu jednotlivých blokov, ale aj v ich interakcii s fluidnou fázou.

V niektorých terénnych úsekoch sú metamorfované zóny výrazne krátke (Borinka), v iných dlhšie a rovnomernejšie (Záhorská Bystrica), inde značne tektonicky porušené (Lamač). Časť týchto javov považujeme za argument o tektonickej rozbitosti kryštalického komplexu bratislavského granitoidného masívu.

Ku komplexnosti variského periplutonického metamorfizmu v tomto regióne pristupuje zároveň zložitosť vývoja jeho tektonickej stavby v alpínskom období. Do tohto vývoja treba zahrnúť príkrovové násuny v malokarpatskej oblasti (Plašienka, 1989), odlíšenie dvoch hercýnskych a štyroch alpínskych deformačných štádií (Putiš, 1987, 1992), ako aj postoligocénne pohyby, ktoré sa v susedných oblastiach prejavujú rotáciou tektonických blokov (Marko et al., 1991).

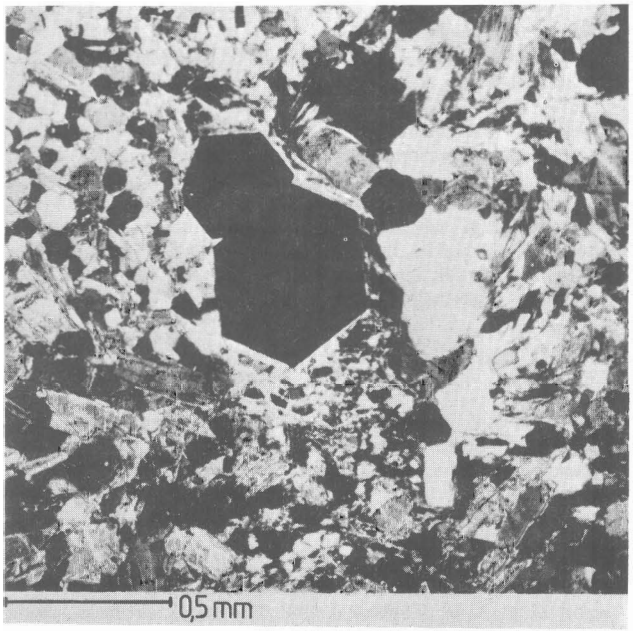
Záver

Metamorfné zóny v okolí bratislavského granitoidného masívu rekryštalizovali v hĺbke 16 - 20 km pri teplote 580 - 620 °C a predstavujú zvyšky variského periplutonického obalu.

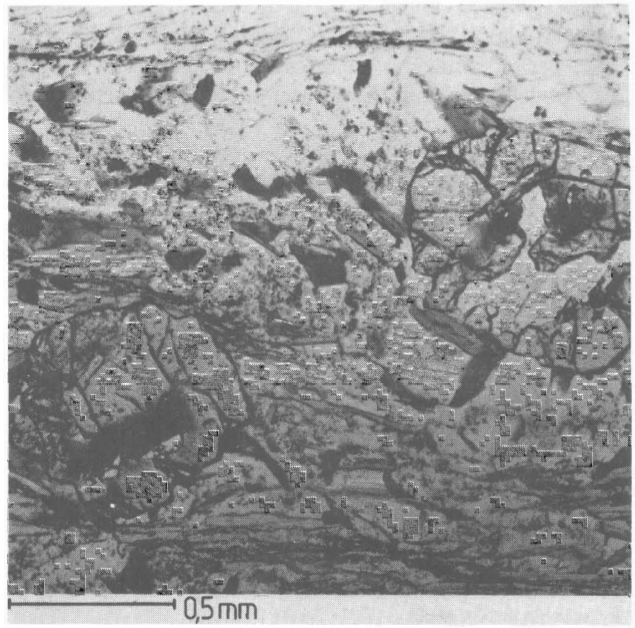
Tento metamorfný obal zostáva v niektorých miestach ucelený, ale na iných nemá zonálnu povahu. Je tektonicky silne porušený aj inverzný a bez zonálnej minerálnej súslednosti.

Rozsah metamorfných reakcií, postupnosť dehydratačných procesov a objemových zmien pri rekryštalizácii sú v tektonicky neporušených zónach kontinuálne, viažuce sa na vzdialenosť od magmatického telesa. Na miestach, kde sa súslednosť indexových minerálov nezachovala a kontinuita objemových a dehydratačných zmien chýba, sa tento fakt pokladá za dôkaz o tektonickom porušení pôvodnej metamorfnej zonálnosti.

Aproximatívne P-T trajektórie vyjadrujú tektonické pohyby prvého rádu a svedčia o osobitostiach výzdvihu jednotlivých blokov. Táto osobitosť potvrdzuje rozličný výskyt retrográdnych minerálnych domén, ako aj morfolo-



Obr. 6a. Morfológia progresívneho rastu granátu má výrazné idioblastické vymedzenie a nenesie prejavy dekompresných rozkladných reakcií. Vzorka 17. Strana fotografie ~2 mm.
Fig. 6a. Progressive garnet growth morphology is idioblastic with no decompression and decomposition features. Sample 17. Base of photo ~2.



Obr. 6b. Intenzívne chloritizovaný granát postihnutý retrográdnym hydratačným procesom. Vzorka 2. Strana fotografie ~2 mm.
Fig. 6b. Intensively retrograded and chloritised garnet. Sample 2. Base of photo ~2 mm.

TAB. 5

*Teplotné a tlakové charakteristiky periplutonickej rekryštalizácie v oblasti bratislavského granitoidného masívu**
*Temperature and pressure characteristics of periplutonic recrystallisation in the Bratislava granitoidic massif area**

Teplotné a tlakové charakteristiky

		F, S	T	N, H	G, S	G	N, H	P, H	H, C	K, N
17	C	587	570	602	610	4800	4480	5380	4752	4821
	R	551	545	566	568	3658	3090	4130	3880	3548
KB-2	C	666	628	687	648	6064	5913	5970		
	R	610	589	626	610	3834	3378	4220		
KB-3	C	619	594	641	639	5717	5302	6110		
	R	546	541	568	578	4629	3890	4930		
KB-5	C	596	577	619	614	5962	5562	6410	5152	6058
	R	562	553	579	580	4090	4090	4480	4271	3918

Kompozičné charakteristiky

		Ms X_{Mg}	Bt X_{Mg}	Bt X_{Fe}	Bt X_{Al}	Bt X_{Ti}	aPy	aAlm	aGr	aAn	ΔV(j/b)
17	C	0,0260	0,3667	0,4224	0,1444	0,0318	0,00127	0,28033	0,04126	0,32984	-0,278
	R	0,0260	0,3895	0,4219	0,1492	0,0267	0,00134	0,32514	0,04116	0,41070	-0,281
KB-5	C	0,0240	0,3591	0,3697	0,1652	0,0387	0,00173	0,23493	0,06256	0,39208	-0,169
	R	0,0254	0,3510	0,4157	0,1574	0,0355	0,00124	0,34560	0,04763	0,44581	-0,257

Tlakové charakteristiky

		P1	P2	P3	P4	P5	P6
17	C	4735	4678	4530	4786	4789	4642
	R	3728	3657	3579	3854	3728	3578
KB-5	C	5743	5618	5574	5553	5992	5725
	R	3989	3909	3696	3758	4069	3886

*Získané na základe nasledujúcich kalibrácií: F, S - Ferry & Spear (1978); T - Thompson (1976); N, H - Newton & Haselton (1981); G, S - Ganguly & Saxena (1984); G - Ghent et al. (1979); P, H - Powell & Holland (1988); H, C - Hodges & Crowley (1985); K, N - Koziol & Newton (1988). Kompozičné charakteristiky a tlak P1 - P6 sú podľa Hoischa (1990). Na výpočet sa použili chemické analýzy minerálov prevzaté z prác Dydu (1980), Miklóša (1985), Dydu (nepublikované údaje).
*Obtained on the basis of the above given calibrations. Composition characteristics and pressure P1 - P6 are according to Hoisch (1990). For the P-T calculation the chemical analyses of coexisting minerals from Dyda (1980), Miklóš (1985) and Dyda (unpublished data) have been used.

gické vystupovanie minerálov. Rozsah tektonickej porušenosti periplutonického metamorfného obalu zároveň indikuje podobnú tektonickú porušenosť bratislavského granitoidného komplexu.

Lokalizácia vzoriek

Profil Dúbravka
16-C - biotitický fylit, cesta Devínska Nová Ves - Bratislava, zárez cesty pod viaduktom pri Technickom skle (začiatok profilu);
44/63 - biotitický fylit, Dúbravka, koniec kopcov Hlavíc, zárez cesty do sklárne;
KB-6 - biotitický fylit, Bratislava-Dúbravka, pod viaduktom železničnej trate;
4/78 - muskovitícko-biotitický fylit, Bratislava-Dúbravka, Dúbravská hlavica, cesta od futbalového štadiónu do chatovej oblasti, pri poslednej chatke;
1/78 - muskovitícko-biotitický fylit, Bratislava-Dúbravka, Dúbravská hlavica, cesta od futbalového štadióna cca 130 m na SV od poslednej chatky;
43/63 - biotitická pararula, Bratislava-Dúbravka, sedlo medzi Dúbravskou hlavicou a kótou Brižitie;
10-Y - biotitická pararula, Bratislava-Dúbravka, lom v zárezе cesty pri futbalovom ihrisku obce;
6-Y - biotitická pararula, Bratislava-Dúbravka, pri vodárni obce.

Profil Borinka
14/78 - biotitická pararula, Borinka - Prepadlé, odkryv pri turistickom chodníku Borinka -Rača (modrá značka), cca 300 m na JV od kóty 370;
21/80 - biotitická pararula, Borinka, Svätý vrch, úbočie nad skladom MTZ;
16/78 - biotitická pararula, Borinka - Prepadlé, odkryv pri turistickom chodníku Borinka - Rača (modrá značka), 400 m na J od kóty 370,3;
20/80 - biotitická pararula, Borinka, Svätý vrch, vrchol (kóta) nad parkoviskom na J od dediny.

Profil Lamač
18-C - biotitická pararula, Bratislava-Lamač, cca 100 m na V od chatovej oblasti, v zárezе potoka;
KB-5 - biotitická pararula, Bratislava-Lamač, chatová oblasť, cca 200 m od poslednej chatky v zúženom zárezе potoka;
17-C - biotitická pararula, Bratislava-Lamač, opustený lom cca 300 m na SZ od krematória;
29/63 - biotitická pararula, Bratislava-Lamač, chatová oblasť, údolie na Predný vrch, cca 200 m na S od Lamača;
6/63 - biotitická pararula, Bratislava, údolie potoka Bystrica, cesta Železná studnička - Koliba, cca 400 m JV od mosta;
KB-2 - biotitická pararula, Bratislava, Železná studnička, cca 100 m od betónového mosta po ľavom brehu potoka Bystrica;
KB-1 - biotitická pararula, Bratislava, Železná studnička, Cesta mládeže, cca 150 m od domov po ľavom brehu potoka Bystrica.

Profil Záhorská Bystrica
45/63 - biotitický fylit, Záhorská Bystrica, kameňolom nad strelnicou pri učňovskom stredisku (začiatok profilu);
4/79 - biotitický fylit, Záhorská Bystrica, cca 400 m na V od kameňolomu, tretia roklina smerom na kótu Holý vrch;
5/79 - biotitický fylit, Záhorská Bystrica, cca 500 m od začiatku odberového profilu, cca 100 m na Z od kóty 325 Holý vrch;
6/79 - biotitický fylit, Záhorská Bystrica, cca 550 m od začiatku odberového profilu, cca 50 m na Z od kóty 325 Holý vrch;
13/78 - biotitický fylit, Záhorská Bystrica - Holý vrch, záver roklíny smerom na Čimbal, opustený lom cca 100 m na JZ od kóty 325;
3/78 - biotitický fylit, Záhorská Bystrica - Holý vrch, záver roklíny smerom na Čimbal, opustený lom cca 40 m na JZ od kóty 325;
58/82 - biotitická pararula, Záhorská Bystrica - Mariánka, takmer na styku hál, cca 350 m na Z od kóty 401.

Profil Mariánka
40/81 - biotitícko-chloritický fylit na JV od obce Mariánka, cca 400 m na SZ od kóty 366, Stánisko;
41/81 - biotitická pararula, cca 200 m na JZ od obce Mariánka, cca 350 m na SZ od kóty 366, Stánisko.

Vysvetlivky k skratkám minerálov:
Ab - albit, Aks - akcesórie, An - anortit, And - andaluzit, Ank - ankerit, Ap - apatit, Bt - biotit, C - uhlík, Cal - kalcit, Chl - chlorit, Dol - dolomit, Fl - fluorit, Gb - gibsit, Gp - sadrovec, Grt - granát, Gt - goethit, Ill - illit, Kln - kaolinit, Mgs - magnezit, Mn - montmorillonit, Ms - muskovit, Ort - ortoklas, Pl - plagioklas, Prl - pyroluzit, Py - pyrit, Qtz - kremeň, Rds - rodochrozit, Rt - rutil, Serc - sericit, Sil - sillimanit, Sd - siderit, Srp - serpentín, St - staurolit (podľa Kretza, 1983).

Literatúra

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J. 1983: Rezultaty Sb-Sr opredeleniji vozrasta metamorfičeskich porod kristaličeskogo komplexa Malych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 387 - 397.*

Cambel, B. 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 29, 70.*

Cambel, B. 1954: K otázke kryštalických bridlíc medzi Gajlou a Hornými Orešanmi v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr., 1, 16 - 20.*

Cambel, B., Dyda, M. & Spišiak, J. 1981: Thermodynamic measurement of origin of minerals in metamorphites in the area of crystalline of Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 6, 745 - 768.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda, Vyd. SAV (Bratislava), 183.*

Cambel, B., Miklóš, J., Khun, M. & Veselský, J. 1990: Geochémia a petrológia flovito-kremitých metamorfovaných hornín kryštalinika Malých Karpát. *ŠVK Banská Bystrica, 267.*

Cambel, B. & Vilinovič, V. 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Veda, Vyd. SAV (Bratislava), 248.*

Dyda, M. 1972: Pleochroické dvorce v niektorých granitoidných horninách Malých Karpát. *Acta Rec. Natur. Mus. Nat. Slov. (Bratislava), 18, 1, 3 - 17.*

Dyda, M. 1975: Statistical evaluation of zircon morphology from Malé Karpaty granitoidic rocks (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 327 - 340.*

Dyda, M. 1976: Habitus apatitu v granitoidných horninách Malých Karpát. *Mineralia slov., 8, 475 - 480.*

Dyda, M. 1977: Indexové minerály pararúl v oblasti bratislavského granitoidného masívu. [Dizertačná práca.] *Manuskript - GÚ CGV SAV Bratislava, 136.*

Dyda, M. 1980a: Physical properties and temperatures of crystallization of coexisting garnets and biotites from paragneisses of the Little Carpatheans. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1 - 2, 201 - 213.*

Dyda, M. 1980b: Metamorphic grade and packing index in garnets. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, 359 - 374.*

Dyda, M. 1982: Koexistencia granátu v malokarpatských metapelitoch. *In: Zbor.: Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 69 - 73.*

Dyda, M. 1986: Modelling of some metamorphic processes (volume changes at metapelitic recrystallisation) Malé Karpaty Mts., West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 555 - 569.*

Ferry, J. M. & Spear, F. S. 1978: Experimental calibration the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrology (Berlin - New York), 66, 113 - 117.*

Ganguly, J. & Saxena, S. K. 1984: Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermoparometry. *Amer. Mineralogist, 69, 88 - 97.*

Ghent, E. D., Robbins, D. B. & Stout, M. Z. 1979: Geothermometry, geobarometry and fluid composition of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *Amer. Mineralogist, 64, 874 - 885.*

Hodges, K. V. & Crowley, P. D. 1985: Error estimation in empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Amer. Mineralogist, 70, 702 - 709.*

Hoisch, T. D. 1990: Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrology, 104, 225 - 234.*

Janák, M. 1980: Štúdium metapelitov z oblasti bratislavského granitoidného masívu. [Diplomová práca.] *Manuskript - Katedra geochémie PF UK Bratislava, 80.*

Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklóš, J. & Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 437 - 462.*

Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M. & Miklóš, J. 1985: Fazovyje rovnovesija i geotermometrija metapelitových rogovikov vokrug modranskogo granitnovo masiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 1, 51 - 74.*

Koutek, J. & Zoubek, V. 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1:75 000. List Bratislava 4758. *Knihovna SGÚ, Praha, 150.*

Koziol, A. M. & Newton, R. C. 1988: Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *Amer. Mineralogist, 73, 216 - 223.*

Kretz, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineralogist, 68, 277 - 279.*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezové Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia slov., 23, 189 - 200.*

Miklóš, J. 1985: Metamorfné procesy v oblasti Malých Karpát: petrografia a geochémia kryštalických bridlíc. [Dizertačná práca.] *Manuskript - archív GÚ SAV Bratislava, 153.*

Miklóš, J. 1986: Petrológia kryštalických bridlíc metamorfných zón Malých Karpát. *Mineralia slov., 18, 2, 179 - 180.*

Miklóš, J. 1987: Príspevok k štúdiu protolitu kryštalických bridlíc metamorfných zón Malých Karpát. *In: Sborník příspěvku z II. celostátní konference mineralogů a petrologů. Brno-Blansko, 93 - 95.*

Newton, R. C. & Haselton, H. T. 1981: Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *In: Newton, R. C., Navrotsky, A. & Wood, B. J. (Eds.): Thermodynamics of minerals and melts. Springer-Verlag, 1 - 304.*

Perčuk, L. L., Lavrenteva, I. V., Koteľnikov, A. R. & Petrík, I. 1984: Sravniteľnaja charakteristika termodynamičeskych režimov metamorfizma porod Glavnovo Kavkazkovo chrebta i Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 105 - 156.*

Plašienka, D. 1989: Štruktúrny vývoj tatrika Malých Karpát. *Mineralia slov., 21, 538.*

Powell, R. & Holland, T. J. B. 1988: An internaly consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metamorphic Geol. (Oxford), 6, 173 - 204.*

Putiš, M. 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov., 19, 2, 135 - 157.*

Putiš, M. 1992: Variscan and alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 43, 6, 369 - 380.*

Rosen, O. M. 1975: Sedimentologičeskaja interpretacija chimizma kristaličeskich porod dokembria. *Nedra (Moskva), 4, 60 - 74.*

Rosen, O. M. 1981: Associaciji pervično-osadočnych porod dokembria a tipizacia uslovij ich vozniknovenia. *In: Litologia na novom etape razvitia geologičeskich znanij. Nauka (Moskva), 228 - 247.*

Thomson, A. B. 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci. (New Haven), 267, 401 - 424.*

Šímová, M. & Šamajová, E. 1979: Prejavy kontaktnej metamorfózy v oblasti Dolinkovského vrchu v Malých Karpatoch. *In: Symp. o petrogenéze a geochémii geologických procesov. SAV Bratislava, 223 - 229.*

Periplutonic zones of Bratislava granitoidic massif (Malé Karpaty Mts.) recrystallization, dehydration and volume changes

The mineral assemblages, modal and chemical composition of phylites and paragneisses in periplutonic zones have been used for a detailed study of metamorphic processes in chosen profiles.

The rock protolith mineralogy has been computerized and approximated giving thus the comparative basis for volume and dehydration chages evaluation. The mass-balance equations and modal proportions of reactants and reactions products enabled the quantification of mineralogical changes during the periplutonic metamorphic reactions progress.

The dehydration processes, volume changes and reactions progress in periplutonic zones around Bratislava granitoidic massif (Fig. 3, 4, Tab. 4) represent the tectonic disturbance of the original Variscan metamorphic cover.

In the profiles, where metamorphic index minerals succesion, continuity of dehydration and volume changes in paragneisses are absent, these facts are considered to be the evidence for tectonic destruction of the metamorphic zonality.

Geothermobarometric data determine the metamorphic recrystallisation at a depth of 16 - 20 km at temperatures of 580 - 620 °C (Fig. 5, Tab. 5). Approximative P-T trajectories indicate different uplift conditions of the tectonic blocks. This is confirmed by different occurence of retrograde mineral domains and morphological appearence of garnets (Fig. 6a, 6b).

The different P-T data in individual tectonic blocks may be related to the corresponding tectono-metamorphic development of the Variscan tectonic units: of the lower grade metamorphic unit (Marianka succession) and the unit with periplutonic characteristics (Pezinok succession).

Mineralia slovaca, 25 (1993), 104 - 108

Magmatické enklávy vo variských granitoidoch Západných Karpát

IGOR BROSKA a IGOR PETRÍK

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9,842 26 Bratislava

(Doručené 17.11.1992, revidovana verzia doručená 13.1.1993)

Magmatic enclaves in Western Carpathians granitoids

Until the first detailed description in the Tribeč Mts. (Petrík and Broska, 1989) the mafic magmatic enclaves have been poorly known in Variscan calc-alkalic granitoids of the Western Carpathians. Since then several new occurrences have been found and compared with those in the Tribeč Mts. A magma mixing origin (globules of mafic magma quenched in relatively cooler granitoid magma, cf. Vernon 1983, 1991) was suggested to explain their magmatic, fine-grained features as well as their specific geochemistry. It was concluded that a basic magmatism played an important role at the end of Carboniferous in the genesis of granitoid magmas. The presence of mafic magmatic enclaves confirms the I-type character of late-Carboniferous granitoids in the Western Carpathians and ranges them among similar types widespread in Central European Variscides.

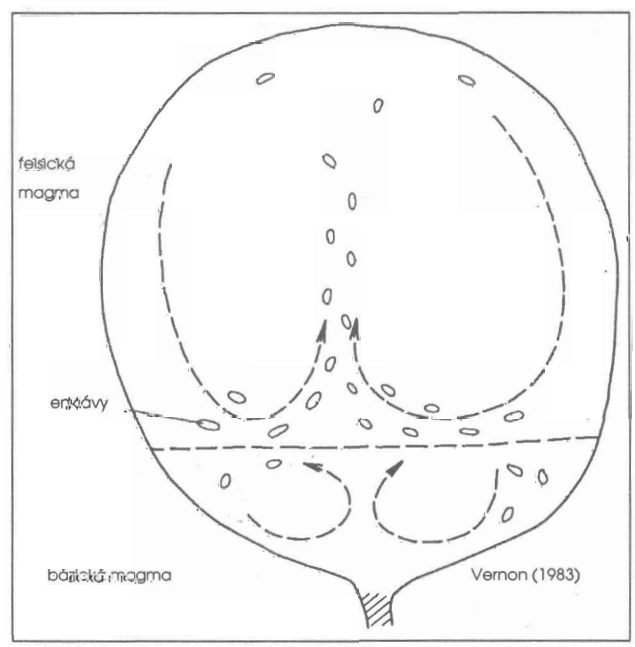
Úvod

Tmavé oválne uzavreniny označované ako magmatické mikrogranulárne enklávy, uzavreté v rôznych typoch granitoidných hornín, sú rozšíreným fenoménom v orogénnych aj postorogénnych granitoidoch európskych variscíd. Za klasický terén možno považovať Centrálny francúzsky masív, a to vďaka spracovaniu Didiera (1964, 1987, 1991, in Didier a Barbarin, 1991), Didiera et al. (1982) a Barbarina (1988). Enklávy sú rozšírené po celom variskom orogénnom pásme: masív Ploumanac'h v Bretónsku, masív Quérigut v Pyrenejach (Cantagrel et al., 1984), iberský pás v Španielsku a Portugalsku (Castro et al., 1990, 1991), moldanubikum (Schwarzwald, Büsch a Otto, 1980; Český masív, Palivcová, 1965; Souček, 1971; Holub, 1977). Enklávy sú známe aj z variských oblastí alpsko-karpatského orogénneho pásma: detailne sú opísané zo Západných Álp (masív Mont Blancu; Bussi, 1990), známe sú aj z Východných Álp(Finger a Steyrer, 1988).

V tejto práci poukazujeme na prítomnosť magmatických enkláv aj vo variských granitoidoch Západných Karpát, podávame ich základnú petrografickú a geochemickú charakteristiku a genetickú interpretáciu. Uvažujeme o ich význame pre vznik hostiteľských granitoidov.

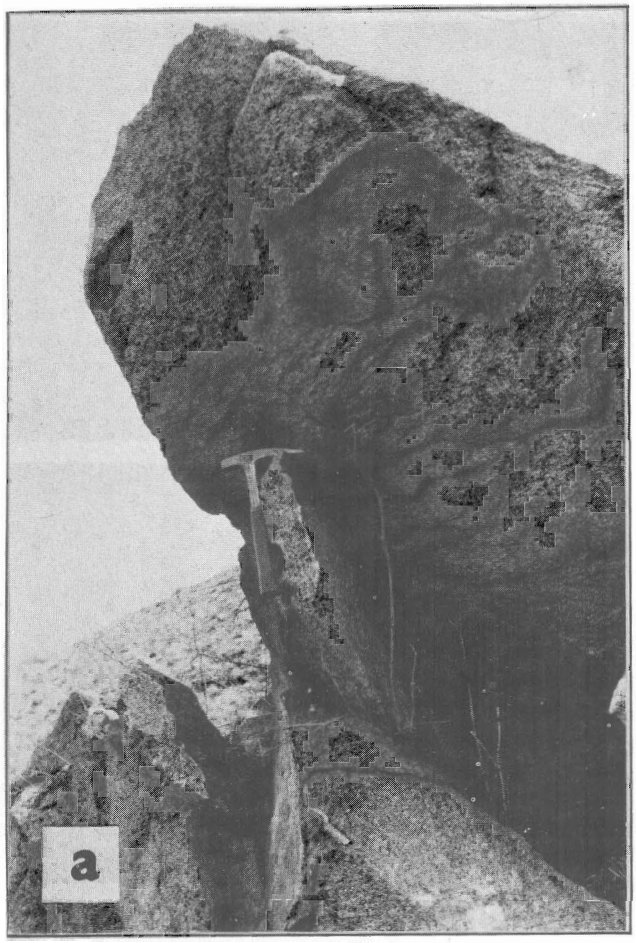
Enklávy v Západných Karpatoch

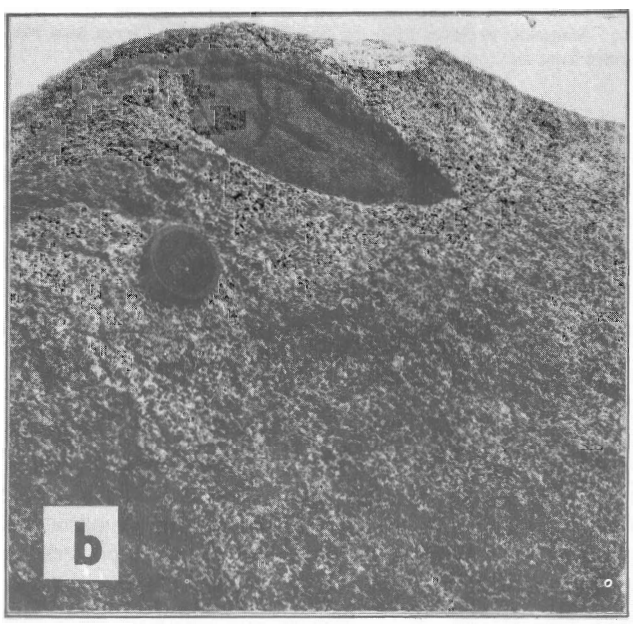
V západokarpatskej literatúre sa rozličné typy uzavrenín v granitoidoch uvádzajú zväčša len ako súčasť petrografického opisu hornín. Známy je výskyt enkláv v prašivskom type granitu v Nízkych Tatrách (Liptovská Lužná; Koutek, 1930; Siegl, 1976). Z rochovského granitu ich opísal Határ et al. (1989). Veľmi podrobne sú opísané enklávy v hodrušsko-štiavnickom intruzívnom komplexe (Šalát, 1954; Kumar, 1992), ale najmä vo



Obr. 1. Model vzniku magmatických enkláv (podľa Vernona, 1983). Z rozhrania intermediárnej (resp. bázickej) s granitoidnou magmou konvekčné prúdenie strháva časti bázickej magmy do prostredia granitoidnej magmy. Globuly bázickejšej magmy v dôsledku ochladenia rýchlo kryštalizujú, čím vzniká drobnozrnná textúra. V prostredí rozhrania sa vyrovnáva teplota aj viskozita a nastáva skutočné miešanie (hybridizácia). Konvekcia unáša do vyšších častí magmatickej komory stále kyslejšie globuly.

Fig. 1. Model of the origin of magmatic enclaves (according to Vernon, 1983). Blobs of basic magma are entrapped by the granitoid magma due to convective currents at the interface of both magmas. Globules of more basic magma in the reason of quenching quickly crystallize and fine-grained texture originates. Temperature as well as viscosity are compounding in the interface environment and the process of real mixing (contamination) starts. Convective current is bearing more and more acid globules into higher parts of magmatic chamber.





Obr. 2. Magmatická enkláva v tonalite pri južnom okraji Hriňovej. a - bralo tonalitu s enklávou, b - detail brala.

Fig. 2. Magmatic enclave in tonalite near southern edge of Hriňová village. a - tonalite cliff with enclave, b - detail of the cliff.

vulkanických horninách (Fiala, 1954; Hovorka a Lukáčik, 1972; Šucha, 1985). Fakt, že výskyty neveľkých oválnych tmavých uzavrenín vo variských granitoidoch unikali pozornosti petrológov, sa dá vysvetliť ich dosť zriedkavým výskytom (v najbohatšej doteraz známej oblasti ich výskytu pod Javorovým vrchom v Tríbeči ich počet nepresahuje 15 - 20 v odkryve veľkosti 200 - 250 m^2). V známych prípadoch ich výskytu (prašivský typ) sa tradične chápali ako nerovnako prepracované útržky metamorfovaného plášťa masívu - skiality (Siegl, 1976, s. 151, obr. 3-4).

Genetická interpretácia mafických magmatických enkláv

Prvý detailný opis mafických uzavrenín vo variských granitoidných horninách spolu s genetickou interpretáciou podal Petrík a Broska (1989), ktorí ich zistili v allanitovo-magnetitových typoch granitoidov Tríbeča v širšej oblasti Javorovho vrchu a v severnom okraji vrchov pri Klátovej Novej Vsi. Podľa nich magmatické mafické enklávy predstavujú globuly (kvapky) intermediárnej až bázickej magmy uzatvorené v granitoidnej (zväčša tonalitickej) magme ako následok súčasnej existencie dvoch magiem rozdielneho zloženia a teploty. Kontrastné zloženie obidvoch magiem zabraňuje ich chemickému zmiešaniu (mixing), kým konvekcia spôsobuje mechanické miesenie (mingling). V dôsledku teplotného kontrastu medzi magmami nastáva rýchle ochladenie mafických globúl za vzniku jemnozrnných textúr (obr. 1). Aj keď uvedená interpretácia vzniku enkláv miešaním magiem je výsledkom prác mnohých autorov, napr. Walker a Skelhorn (1966), Vernon (1983), Didier (1987) a v súčasnosti sa všeobecne prijíma pri interpretácii jemnozrnných (mikrodioritických) mafických uzavrenín v intruzívnych aj vulkanických horninách (Bacon, 1986; Eichelberger, 1980), nie je jedinou, a preto treba spomenúť aj ďalšie hypotézy. Z nich hlavné sú:

1) Restitová hypotéza (napr. Chappell a White, 1991) - enklávy sú neroztavené pevné rezíduá po anatexii kôrových hornín.

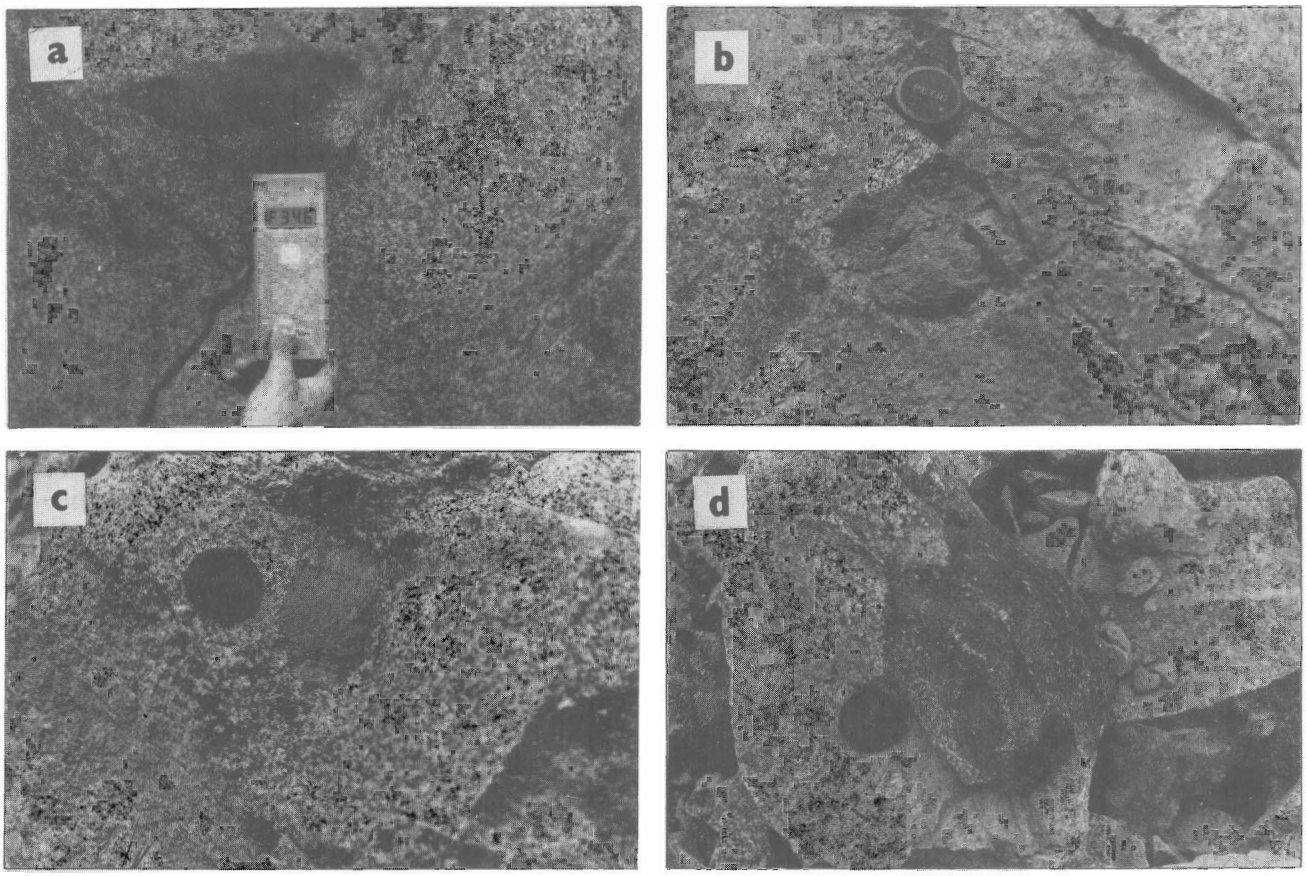
2) Autolitová hypotéza (napr. Ferštater a Borodina, 1975) - enklávy sú "bázické segregácie" rozličného druhu pochádzajúce z materskej magmy.

3) Xenolitová hypotéza (napr. Grout, 1937) - enklávy sú do rôzneho stupňa prepracované útržky a úlomky okolitých hornín.

Podrobnejšia diskusia, ako aj argumentácia týkajúca sa jemnozrnných bázických uzavrenín sú v rozsiahlej publikácii Didiera a Barbarina (1991).

Magmatické enklávy v tríbečsko-zoborskom kryštaliniku

Mafické (30 - 40 obj. % tmavých minerálov) magmatické enklávy v Tríbeči petrograficky predstavujú dva typy: biotitické, resp. amfibolicko-biotitické tonality (do 20 obj. % kremeňa) a diority (pod 1 obj. % kremeňa). Veľkosť enkláv sa pohybuje od niekoľkých centimetrov (dioritické



Obr. 3. a, b - Magmatické enklávy, lokalita Tlstý javor (zárez cesty Čierny Balog - Lom nad Rimavicou, kataster obce Sihla). Kapameter ukazuje extrémnu magnetickú susceptibilitu enklávy; c - magmatická enkláva z masívu Sokoľ v Čiernej hore (v doline Uhrinče na SZ od obce Sokoľ); d - magmatická enkláva z kameňolomu Dubná skala (Malá Fatra).

Fig. 3a, b - Magmatic enclaves, loc. Tlstý javor (cut of the road between Čierny Balog and Lom nad Rimavicou villages, land-register of the Sihla village. The kappameter shows extreme magnetic susceptibility of enclave; c - Magmatic enclaves from the Sokoľ massif in the Čierna hora Mts. (Uhrinče valley the north-westward from the Sokoľ village); d - Magmatic enclave from the stone pit Dubná skala (Malá Fatra Mts.)

typy) až po desiatky centimetrov (tonalitické typy). Vždy bývajú jemnozrnné a mafické s charakteristickým, prevažne diskovitým alebo bochníkovitým tvarom.

Petrík a Broska (1989) predpokladajú, že tríbečské enklávy sú granitoidnou magmou zachytené globuly bázickej až intermediárnej magmy spodnokôrového (avšak v konečnom dôsledku zrejme plášťového) pôvodu. Tá mohla spôsobiť tavenie spodnej časti kôry za vzniku granitoidnej magmy (allanitovo-magnetitový typ granitoidov; Petrík a Broska, l.c.; Broska a Gregor, 1992; Petrík a Broska, 1993). Tak sa do styku dostali magmy kontrastného zloženia a rozdielnej teploty, čo umožnilo vznik enkláv už opísaným spôsobom. Prítomnosť mafickej (bazaltickej) magmy sa stále častejšie pokladá za hlavný zdroj tepla a príčinu tavenia nadložných častí kôry (Eichelberger a Gooley, 1977; Huppert a Sparks, 1988; Ayrton, 1988; Reid et al., 1983).

Vysoký podiel biotitu v enklávach (ktorý spôsobuje rast koncentrácie K_2O až do 5 %) je pravdepodobne dôsledkom difúzie draslíka z hostiteľskej granitoidnej do bázickej magmy a indikuje silnú interakciu bázickej globuly s okolím, podobne ako intenzívne subsolidové premeny všetkých horninotvorných minerálov. Vyššie S-typy zirkónov (Pupin, 1980) indikujú pomerne vysokú teplotu pôvodných tavenín enkláv, prítomnosť vysokého obsahu magnetitu, allanitu a titanitu jej oxidačný režim. Podobný charakter tavenín (vyššie PT podmienky, oxidačný režim) mali aj hostiteľské tonality enkláv (Petrík a Broska, 1993).

Magmatické enklávy v ostatných regiónoch Západných Karpát

Prijatie uvedenej hypotézy o miešaní (miesení) magiem predpokladá existenciu mafických enkláv vo viacerých, ak nie vo všetkých granitoidných jadrách, pretože taký jav ako je miešanie magiem, sa nemôže obmedzovať na jedno horstvo. Počas terénnych prác v posledných dvoch rokoch sme zistili, že sa mikrogranulárne mafické enklávy vyskytujú v sihlianskom tonalite v oblasti Hriňovej a Sihly (obr. 2a, b, 3a, b), v prašivskom granite v oblasti Liptovskej Lužnej a Sopotnickej doliny, ale aj v tonalitoch Čiernej Hory (obr. 3c) a v Malej Fatre (v kameňolome Dubná skala, obr. 3d).

TAB. 1
Chemické zloženie enkláv (e) a hostiteľských granitoidov v Západných Karpatoch (v hmot. %)
Chemical composition of enclaves (e) and host granitoids in the the Western Carpathians (concentrations in weight %).

	T-62e	T-63	VG-15e	VG-13	ENT-2e	GNT-1	MF-3e	KMF-1
SiO_2	54,99	68,87	52,03	65,25	59,17	67,26	58,77	70,36
TiO_2	1,51	0,76	1,08	0,80	0,79	0,46	0,81	0,44
Al_2O_3	17,90	13,87	20,28	16,29	15,30	14,32	14,61	14,78
Fe_2O_3[1]	7,51	4,81	9,46	4,81	7,67	3,35	7,60	2,36
MnO	0,09	0,05	0,12	0,06	0,11	0,04	0,13	0,04
CaO	5,30	3,54	3,31	3,99	4,07	2,34	5,02	3,22
MgO	3,86	1,19	3,72	1,84	5,49	1,63	4,89	0,98
K_2O	2,54	2,46	4,00	2,46	2,86	3,73	2,50	2,52
Na_2O	4,71	3,30	4,39	3,17	2,63	5,37	2,35	4,00
H_2O^-	0,14	0,08	0,36	0,37	0,23	0,16	0,49	0,06
H_2O^+	1,17	1,01	1,13	0,98	1,60	0,86	2,78	0,76
P_2O_5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,76
Total	99,72	99,94	99,88	100,02	99,92	99,52	99,95	99,85

[1]Celkové železo ako Fe_2O_3
[1]Total iron as Fe_2O_3

TAB. 2
Stopové prvky v enklávach (e) a hostiteľských granitoidoch Západných Karpát (koncentrácie v ppm)
Trace elements in enclaves (e) and host granitoids of the Western Carpathians (concentrations in ppm).

	T-62	T-63e	VG-15e	VG-13	ENT-2e	GNT-1	MF-3e	KMF-1
Ba	1110,0	1015,0	1660,0	1350,0	331,0	708,0	1380,0	1680,0
Be	~2,4	~2,3	~2,7	~2,4	3,2	4,6	3,8	~2,2
B	~2,0	<2,0	<3,0	6,2	<3,0	23,0	14,1	4,5
Pb	24,8	18,2	13,2	10,2	20,9	40,7	8,1	24,2
Ga	-	-	32,0	22,0	28,0	24,0	30,0	-
Mo	-	-	~2,0	~1,5	~2,2	~1,0	~2,2	-
Sn	4,2	~1,7	6,2	<3,0	10,7	<3,0	9,6	~2,1
V	157,0	88,0	224,0	87,0	141,0	66,0	129,0	59,0
Cu	33,0	<3,0	3,1	4,9	6,9	<3,0	3,1	3,2
Ni	18,6	10,7	45,0	12,9	51,8	15,3	70,0	8,9
Zr	365,0	263,0	219,0	214,0	126,0	126,0	288,0	219,0
Co	10,7	12,1	20,2	10,4	17,4	15,1	19,5	6,3
Y	15,7	23,4	<3,0	21,0	38,0	5,3	20,0	15,3
Sc	12,0	9,8	26,3	10,2	47,9	4,9	30,5	7,5
Cr	30,0	14,0	~117,0	23,0	~210,0	20,0	~178,0	11,6
Sr	870,0	810,0	1000,0	794,0	427,0	562,0	363,0	~660,0

Charakteristickým znakom prítomnosti enkláv vo všetkých týchto terénoch je zvýšená magnetická susceptibilita hostiteľských tonalitov a granodioritov (vždy nad 1 x 10^{-4} jednotiek SI, často okolo 8 x 10^{-4} jednotiek SI), pričom samotné enklávy majú zvyčajne vyššiu magnetickú susceptibilitu ako uzavierajúce granitoidy (až 35 x 10^{-4} jednotiek SI, obr. 3a). Magnetická susceptibilita granitoidov nad 1 x 10^{-4} jednotiek SI môže slúžiť ako vhodný vyhľadávací príznak. Charakter enkláv je v súlade s opísanými tríbečskými enklávami (jemnozrnné, neusmernené tonality charakteristického bochníkovitého tvaru) a takisto i hostiteľské horniny predstavujú podobné typy granitoidov ako v Tríbeči (allanitovo-magnetitové tonality s nižším obsahom SiO_2, zvýšeným obsahom MgO, CaO, FeO a P_2O_5). V tab. 1 a 2 sú výsledky chemických a spektrálnych analýz párov hostiteľský tonalit - enkláva z Tríbeča, Nízkych Tatier, Malej Fatry a Čiernej Hory. Chemické zloženie zreteľne odráža dioritický charakter enkláv. Spomedzi stopových prvkov možno, s výnimkou Tríbeča, pozorovať výrazné zvýšenie koncentrácie prvkov skupiny železa (Cr, Ni, Co, V) v enklávach. Koncentrácia chrómu dosahuje viac ako 200 ppm, niklu 70 ppm, čo jednoznačne svedčí o ich hlbinnom pôvode.

Diskusia a záver

Magmatické enklávy v granitoidoch Západných Karpát sa doteraz vždy našli len v allanitovo-magnetitovom type granitoidov, pre ktorý predpokladáme relatívne oxidačné podmienky v pôvodnej tavenine a zvýšenú teplotu. Súvisí to s predpokladaným hlbším uložením magmatickej komory a, samozrejme, aj zdrojových hornín. Predpokladáme, že sa magmatické enklávy nájdu aj v ďalších vrchoch, a to predovšetkým v allanitovo-magnetitovom type granitoidov.

Interpretácia magmatických enkláv vo variských granitoidoch Centrálnych Západných Karpát, podľa ktorej enklávy indikujú súčasný granitoidný a bázický magmatizmus, umožňuje nový pohľad na vznik samotných granitoidov. Naznačuje rozhodujúcu úlohu bázickej magmy spodnokôrového alebo plášťového pôvodu ako zdroja tepla a príčiny tavenia (anatexie) kôry (porov. Reid et al., 1983; Huppert a Sparks, 1988). Ide teda o jav regionálneho rozsahu, ktorý sa u nás doteraz nedocenil. Diskusia o konečnom pôvode bázickej magmy prekračuje rámec tohto článku a bude súčasťou širšie koncipovaného modelu granitogenézy. Nález a identifikácia mafických magmatických enkláv vo variských granitoidoch Západných Karpát začleňuje naše granitoidy medzi I-typy stredoeurópskych variscíd a zdôrazňuje úlohu bázického magmatizmu na konci karbónu na južnom okraji variského orogénneho pásma (porov. Finger a Steyrer, 1990).

Táto práca vznikla v rámci grantu GA 1.18 Slovenskej akadémie vied.

Literatúra

Ayrton, S. 1988: The zonation of granitic plutons: the "failed ring-dyke" hypothesis. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 68, 1 - 19.*

Bacon, Ch. R. 1986: Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res., 91, 6091 - 6112.*

Barbarin, B. 1988: Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint-Julien-la Vetre monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canad. J. Earth Sci., 25, 49 - 59.*

Broska, I. & Gregor, T. 1992: Allanite-magnetite and monazite-ilmenite granitoid series in the Tríbeč Mts. *In: Vozár, J. (Ed.): Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. IGCP Project No 276. GÚDŠ Bratislava, 25 - 36.*

Bussi, F. 1990: Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoides calco-alkalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). *Mém. Géol. Univ. Lausanne, 7, 309.*

Büsch, W., Otto, J. 1980: Endogene inclusions in granites of the Black Forest, Germany. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 6, 269 - 282.*

Camagrel, I. M., Didier, J. & Gourgaud, A. 1984: Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Plant. Inter., 35, 63 -76.*

Castro, A. de la Rosa, J. & Stephens, W.E. 1990: Magma mixing in the subvolcanic environmnet: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain. *Contrib. Mineral. Petrology, 105, 9 - 26.*

Castro, A., Morena-Ventas, I. & de la Rosa, J. 1991: Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geol. Rudsch., 80, 1, 109 - 120.*

Didier, J. 1964: Etude pétrographique des enclaves de quelque granites du Massif Central francais. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Sér. Géol. - Minéral., 254.*

Didier, J. 1987: Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rudsch., 76, 1, 41 - 50.*

Didier, J. & Barbarin, B. (Ed) 1991: Enclaves and granite petrology. *Elsevier, (Amsterdam - Oxford - New York - Tokyo), 625.*

Didier, J., Douthou, J. L. & Lameyre, J. 1982: Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 14, 125 - 132.*

Eichelberger, J. C. 1980: Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature, 288, 446 - 450.*

Eichelberger, J.C. & Gooley, R. 1977: Evolution of silicic magma chambers and their relationship to basaltic volcanism. *Geophys. Monogr., 20, The Earth crust, 57 - 77.*

Ferštater, G. B. & Borodina, N. S. 1975: Petrology of autoliths in granitic rocks. *Int. Geol. Rev. (Washington), 19, 4, 458 - 468.*

Fiala, F. 1954: Některé uzavřeniny Slovenského Středohoří. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 309 - 339.*

Finger, F. & Steyrer, H. P. 1988: Granite types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. *Geodinamica Acta, 2, 75 - 87.*

Finger, F. & Steyrer, H. P. 1990: I-type granitoids as indicators of a late-Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology, 18, 1207 - 1210.*

Grout, F. F. 1937: Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull., 48, 1521 - 1572.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J. 1989: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo (-W) stockwork mineralisation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 621 - 654.*

Holub, F. 1977: Petrology of inclusions as a key to petrogenesis of the durbachitic rocks from Czechoslovakia. *Tscherm. Mineral. petrogr. Mitt., 24, 133 - 150.*

Hovorka, D. & Lukáčik, E. 1972: Xenoliths in andesites of the massif Karanč and Šiator (Southern Slovakia) and their geological interpretation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, 297 - 309.*

Huppert, H. E. & Sparks, R. S. J. 1988: The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrology, 29, 3, 599 - 624.*

Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1991: Restite enclaves and the restite model. *In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and granite petrology. Elsevier (Amsterdam), 375 - 381.*

Koutek, J. 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. *Sbor. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 527.*

Kumar, S. 1992: Petrology and geochemistry of microgranitoid enclaves and host granodiorites of the Hodruša - Štiavnica intrusive complex. *Manuskript, 183.*

Palivcová, M. 1965: The Central Bohemian Pluton a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. *Krystalinikum, 3, 99 - 131.*

Petrík, I. & Broska, I. 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tríbeč Mts., Western Carpathians: geochemistry and petrology. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, 667 - 696.*

Petrík, I. & Broska, I. 1993: Petrology of two granite types from the Tríbeč Mts., Western Carpathians: an example of allanite - magnetite vs. monazite dichotomy.*(Predložené do Geol. Journal).*

Pupin, 1980: Zircon and Granite Petrology. *Contrib. Mineral. Petrology, 73, 207 - 220.*

Reid, J. B., Evans, O. C. & Fates, D. G. 1983: Magma mixing ingranitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett., 66, 243 - 261.*

Siegl, K. 1976: The structure of the Low Tatra pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, 149 - 164.*

Souček, J. 1971: Basic inlusions in the Červená granodiorite in the area Písek. *Acta Univ. Carol., Geol., 1-2, 153 - 166.*

Šalát, J. 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša - Vyhne. *Geol. Práce, Zoš, 39, 55 - 91.*

Šucha, V. 1985: Niektoré uzavreniny z andezitov Slovenského stredohoria. *Manuskript - GÚ SAV, Bratislava, 82.*

Vernon, R. H. 1983: Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. R. Soc. N. S. W., 116, 77 - 103.*

Vernon, R. H. 1991: Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. *In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and granite petrology. Elsevier (Amsterdam), 277 - 291.*

Walker, G. P. L. & Shelhorn R. R. 1966: Some associations of acid an basic igneous rocks. *Earth Sci Rev. (Amsterdam), 2, 93 - 109.*

Magmatic enclaves in Western Carpathians granitoids

Widespread throughout the world, the mafic magmatic enclaves have deserved a little attention in the Western Carpathians. Probably due to their scarcity, only remarks in petrographical works are found in Western Carpathian literature. Exceptions are Neogene granitoids of the Hodruša - Štiavnica intrusive complex (Kumar, 1992). In the first detailed description of enclaves in Variscan granitoids of the Tríbeč Mts. (Petrík and Broska, 1989) an interpretation was presented according to which the enclaves are product of a magma mixing process (e.g. Walker et al., 1965; Vernon, 1983): blobs of a basic magma are entrapped by the acid (granitoid) magma due to convective currents at the interface of both magmas. The mafic blobs are quenched in much cooler granitoid magma and get their typical fine-grained structure and ellipsoidal shapes (Fig. 1).

As the co-existence of two contrasting magmas cannot be of local character new findings of enclaves were to be expected in other granitic massifs. These were confirmed (besides the known occurrences in the Prašivá type, the Nízke Tatry Mts.) also in the Veporic unit (the Sihla type tonalite), the Čierna Hora tonalite and Malá Fatra tonalite (Figs. 2, 3).

In addition to mafic (mainly due to biotite, less to hornblende) character, increased concentrations of iron group elements (Cr, Ni, Co) are typical of majority of enclaves (Tabs. 1, 2). They all bear the signs of strong magmatic interactions (high potassium contents due to the diffusion of K from host magma) and post-magmatic alterations (re-equilibration of mineral compositions, replacing of primary minerals biotite, hornblende, plagioclase by the secondary assemblage of epidote-zoisite, muscovite, chlorite etc.). All our findings occur in the allanite - magnetite granitoid type (Broska and Gregor, 1992), broadly corresponding to I-type, with typically high values of magnetic susceptibility ($\kappa \geq 1 \times 10^{-4}$ Si units). The magmas of this type were probably relatively oxidizing, deep-seated, with moderate to increased water content (Petrík and Broska, 1993).

The recognition of the basic magmatism co-eval with granitoid one evokes the idea of its role in the granitogenesis: mafic magmas underplated at the base of crust may have been the main cause of extensive melting (anatexis) of crustal rocks.

The Western Carpathian enclave-bearing granitoids may well be correlated with similar granite types occurring throughout the Variscan orogenic belt in Europe.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 109 - 116

Chronostratigrafické zaradenie vybraných vulkanických formácií južnej časti Slanských vrchov

BRANISLAV ŽEC[1] a JARMILA ĎURKOVIČOVÁ[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Werferova 1, 040 11 Košice
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 21. 10. 1992, revidovaná verzia doručená 10. 2. 1993)

Chronostratigraphy of selected volcanic formations in south part of Slanské vrchy Mts.

Polygenetic Bogota Volcano and monogenetic Košický Klečenov Volcano represent famous volcanic structures of Slanské vrchy Mts. They are situated in their southern part and represent volcanoes with different volcanic activity. The late results obtained from radiometric dating by K-Ar method from lithostratigraphic members of the two volcanoes complete data concerning chronostratigraphic development of Slanské vrchy Mts. volcanoes. Polygenetic Bogota Volcano characterizes strombolian, volcanian and phreatomagmatic type of eruptive activity with volcanic products of andesite and dacite composition. Stratovolcano is formed by Bogota formation and Nomša Complex. On the basis of radiometric dating using K-Ar method volcanic activity of Formation belongs to period limited by the border of Upper Badenian age with Lower Sarmatian on one side and Panonian age on the other one (13,6 ± 0,2 - 10,3 ± 0,2 Ma).

Time development of Nomša Complex we classify to Upper-Middle Sarmatian age (13,1 ± 0,4 Ma).

Monogenetic Košický Klečenov volcano represented by tuff cone with phreatomagmatic activity of Surtsey type formed by rocks with andesite composition (basaltic andesite). Its volcanic structure is represented by massive palagonitised tuffs, pyroclastic surges and neck. Radiometric age determined from andesite neck in the north-western part of volcano classifies its volcanic activity to Upper Sarmatian (11,5 ± 0,4 Ma).

Úvod

Mnoho nových údajov z chronostratigrafického zaraďovania stratovulkánov východoslovenských vulkanických vrchov (Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy, Zemplínske vrchy) prispelo v posledných dvadsiatich rokoch k dešifrovaniu ich geologickej stavby a k časovému zaradeniu formácií a komplexov stratovulkánov. Východiskovým materiálom na zaradenie a rozčlenenie geologickej stavby stratovulkánu Slanských vrchov boli najnovšie geologické výskumy (Kaličiak et al., 1984; Kaličiak et al., 1988; Žec et al., 1990; Karoli et al., 1991; Kaličiak et al., 1991, a i.). Aj časovým vývojom komplexov a formácií stratovulkánov Slanských vrchov sa zaoberal rad autorov (Slávik, 1968; Slávik a Tözsér, 1973; Bagdasarjan, Slávik a Vass, 1971; Slávik et al., 1976; Grecula et al., 1977; Ďurica et al., 1978; Vass et al., 1978; Orlický et al., 1974, 1985; Kaličiak a Repčok, 1987; Gnojek a Kaličiak, 1990; Repčok, Kaličiak a Bacsó, 1988).

Cieľom nášho príspevku je novými výsledkami doplniť chýbajúce rádiometrické údaje z južnej časti Slanských vrchov, a to z polygenetického vulkánu Bogota a monogenetického vulkánu Košický Klečenov, ktorých chronostratigrafické zaradenie doteraz v časovej schéme chýbalo.

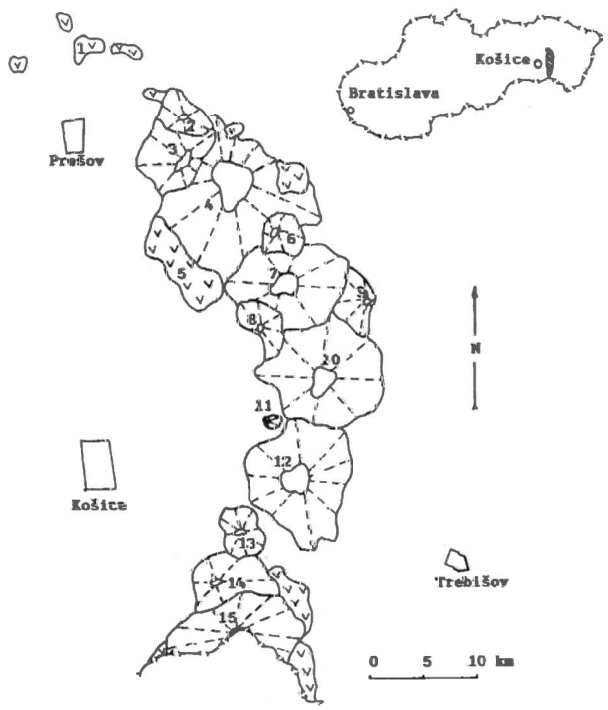
Použitá metóda

Horninové vzorky datovalo izotopové laboratórium GÚDŠ Bratislava. Na datovanie K-Ar metódou sa použili vzorky čerstvých hornín, na ktorých sa pri mikroskopickom štúdiu nezistili známky premeny. Priemerná vzorka horniny získaná drvením bola rozdelená na alikvótne časti. Tie sa potom použili na stanovenie K a Ar. Obsah draslíka v hornine (andezit, dacit) sa zistil metódou atómovej absorpcie. Rádiogénny argón sa získal ultravákuovým extrakčným a purifikačným zariadením skonštruovaným v tomto laboratóriu (Rybár, 1975) a meral sa hmotnostným spektrometrom GD-150 (Varian-MAT). Merania sa vykonali v statickom režime volunometrickou metódou a metódou izotopového riedenia atmosférickým argónom ako etalónom (Rybár a Kantor, 1978). V tab. 1 sú výsledky obidvoch meraní, z ktorých sa vypočítala priemerná hodnota. Na výpočet modelového veku boli použité konštanty odporúčané subkomisiou pre geochronológiu (Steiger a Jäger, 1977).

Slanské vrchy

Celý vulkanický areál Slanských vrchov, sformovaný v etape alkalicko-vápenatého vulkanizmu s kulmináciou v období spodného až vrchného sarmatu, tvorí súvislú reťaz väčších aj menších polygenetických a monogenetických andezitových vulkánov (obr. 1). Medzi najrozsiahlejšie stratovulkány patrí Zlatá Baňa, Makovica, Strechový vrch, Bogota, Hradisko a Veľký Milič. Vulkanickoštruktúrne aspekty formovania týchto hlavných vulkanických štruktúr do značnej miery ovplyvnila tektogenéza predterciérneho podložia.

Vývoj vulkanických štruktúr prebiehal v úzkych priestorových aj časových vzťahoch s depresnou štruktúrou



Obr. 1. Schéma vulkanických štruktúr Slanských vrchov (podľa Kaličiaka et al., 1990; Žeca, 1992). 1 - komplex plytkointruzívnych - extruzívnych telies Lysá stráž - Oblík, 2 - stratovulkán Šebastovka, 3 - stratovulkán Šťavica, 4 - stratovulkán Zlatá Baňa, 5 - komplex extruzívnych telies Brestov, 6 - stratovulkán Ošvárska, 7 - stratovulkán Makovica, 8 - stratovulkán Rankovské skaly, 9 - stratovulkán Vechec, 10 - stratovulkán Strechový vrch, 11 - vulkán Košický Klečenov, 12 - stratovulkán Bogota, 13 - stratovulkán Hradisko, 14 - stratovulkán Bradlo, 15 - stratovulkán Veľký Milič.

Fig. 1. Scheme of single volcanic structures of the Slanské vrchy Mts. (according to Kaličiak et al., 1990; Žec, 1992). 1 - Complex shallow intrusive-extrusive bodies Lysá stráž - Oblík, 2 - stratovolcano Šebastovka, 3 - stratovolcano Šťavica, 4 - stratovolcano Zlatá Baňa, 5 - Complex extrusive bodies Brestov, 6 - stratovolcano Ošvárska, 7 - stratovolcano Makovica, 8 - stratovolcano Rankovské skaly, 9 - stratovolcano Vechec, 10 - stratovolcano Strechový vrch, 11 - volcano Košický Klečenov, 12 - stratovolcano Bogota, 13 - stratovolcano Hradisko, 14 - stratovolcano Bradlo, 15 - stratovolcano Veľký Milič.

grabenovo-hrastového charakteru obmedzenou zlomami smeru SZ - JV a SV - JZ (Pospíšil, 1980). Tak sa limitujúcimi prvkami pri formovaní vulkanického areálu stali zlomové systémy smeru SZ - JV, SV - JZ a S - J, fungujúce a uplatňujúce sa v rôznych časových úsekoch od báden u až do panónu. Najvýraznejšie zmeny vo vývoji oblasti sa začali prejavovať najmä od vrchného báden u. Zmena sedimentačného bazénu so zintenzívnením tektonických pohybov s horizontálnymi posunmi sa zákonite prejavili aj na reaktivovaní a generovaní spomenutých vulkanických štruktúr.

Ich erupčnú aktivitu charakterizujeme ako explozívno-efuzívnu aktivitu strombolského a vulkánskeho typu. V južnej časti Slanských vrchov registrujeme aj produkty hydrovulkanického typu aktivity (najmä freatomagmatický - typ Surtsey, obmedzene subpliniansky typ). Dôsledok takejto zmeny charakteru typu erupčnej aktivity sa prejavuje v zmene sedimentačného prostredia. Vulkanická aktivita severnej časti Slanských vrchov na rozdiel od subakválnych podmienok ich južnej časti prebiehala v terestrických podmienkach. Zmena litológie uložení a ich charakteru tieto rozdiely presvedčivo prezentuje.

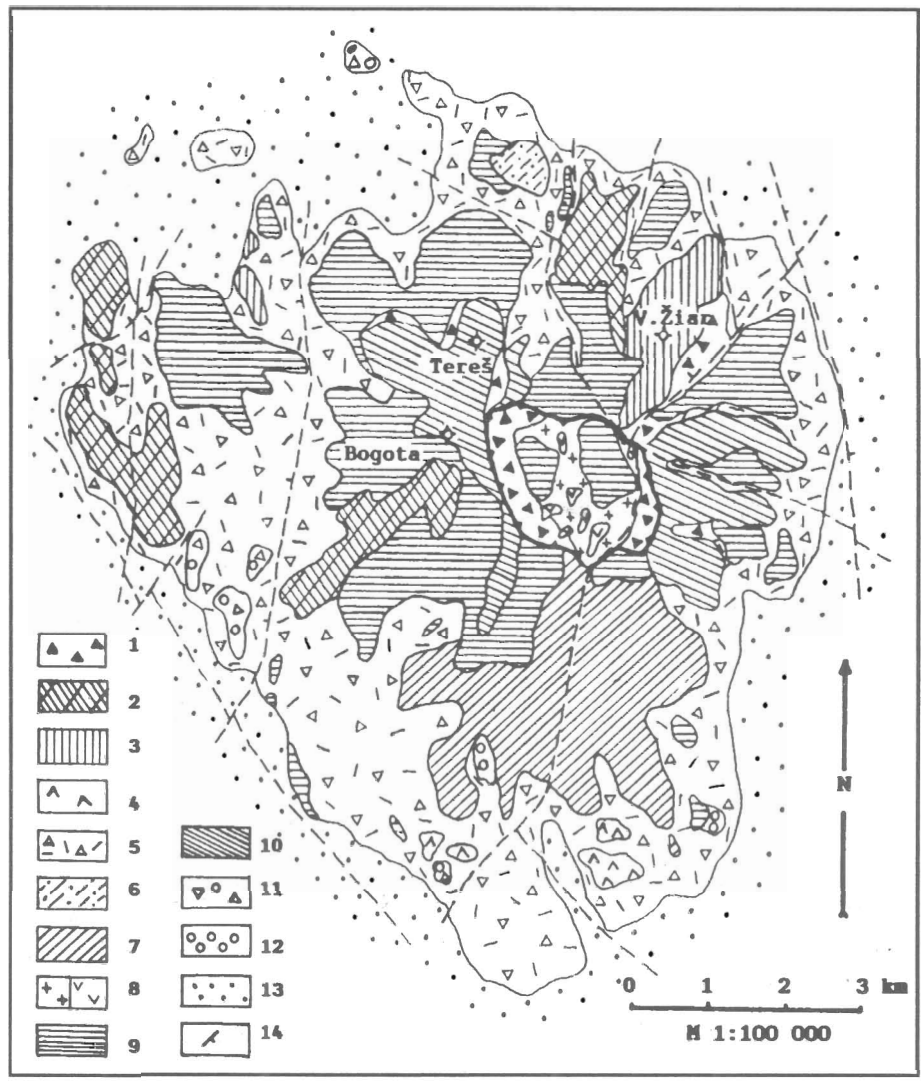
Rádiometrickými údajmi pokryté formácie Slanských vrchov - okrem stratovulkánu Bogota a vulkánu Košický Klečenov - reprezentujú vulkanickú aktivitu spodného sarmatu až panónu (Kaličiak a Repčok, 1987).

Stratovulkán Bogota

Stratovulkán Bogota je jednou z väčších a morfologicky významnejších vulkanických štruktúr. Pomenovaný je podľa kóty Bogota (855 m). Vystupuje v južnej časti Slanských vrchov medzi stratovulkánom Strechový vrch a Hradisko (obr. 1). Západný a východný okraj stratovulkánu predstavujú výrazný morfologicky denudačný stupeň, východný je tektonicky amputovaný, pričom sú produkty vulkanickej aktivity zaklesnuté do neogénnej molasovej panvy. V severnom okraji sa produkty explozívno-efuzívnej aktivity vulkanickej štruktúry Strechového vrchu a Bogoty vzájomne prelínajú. Ako formáciu ju vyčlenil Divinec (1989) a redefinoval Žec (1992). Vulkanickú štruktúru reprezentuje formácia Bogota (pomenovanie identické s názvom stratovulkánu pre územný rozsah) a komplex extruzívnych dacitových telies Nomša (obr. 2). Stratovulkán sa vyvinul v období od hranice vrchného báden u so spodným sarmatom - spodný panón v priebehu niekoľkých etáp vulkanickej aktivity striedanej obdobiami denudácie a deštrukcie vulkanických produktov. Erupčnú aktivitu charakterizuje freatomagmatický, vulkánsky a strombolský typ. Vulkanické produkty sú andezitového a dacitového zloženia. Na rádiometrické datovenie K-Ar metódou sa vybrali nepremenené horniny andezitového a dacitového zloženia z lávových prúdov a extruzívnych telies jednotlivých asociácií litofácií (obr. 3).

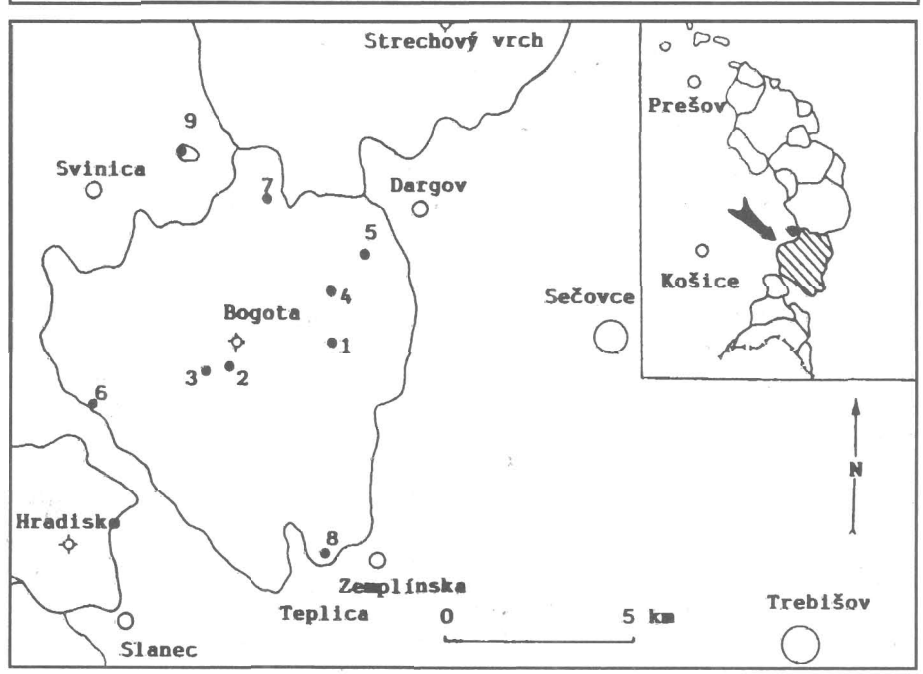
Formácia Bogota

Formácia charakteristická asociáciami litofácií tvorí zložitý vulkanickosedimentárny systém. Laterálne aj vertikálne zmeny litológie dokumentujú všetky litofácie asociácií od centrálnej (budujúcej a formulujúcej kužeľ), proximálnej cez mediálnu až po distálnu asociáciu. Centrálna vulkanická asociácia, ktorá tvorí vnútornú časť erodovaného kužeľa, obsahuje lávové kopy a dómy, tenké lávové prúdy a spečené padané pyroklastiká. Medzi najmladšie prejavy efuzívno-extruzívnej aktivity patria tenké lávové prúdy a „neky" hyperstenicko-augitického andezitu. Samotný „nek" vystupuje v sv. časti erodovaného kužeľa, kde tvorí výrazné eliptické teleso. Rádiometrický vek stanovený z horniny telesa 10,3 ± 0,2 Ma rokov (vz. 1) reprezentuje časovo najmladšie prejavy vulkanickej aktivity centrálnej vulkanickej asociácie a spadá do obdobia spodného panónu. Pre zhodné mineralogické a petrografické zloženie s vrcholovými lávovými prúdmi hyperstenicko-augitických andezitov aj záverečné prejavy vulkanickej explozívno-efuzívnej aktivity stratovulkánu Bogota dávame do



Obr. 2. Schematická geologická mapa stratovulkánu Bogota a Košický Klečenov (Žec, 1992). 1 - padané pyroklastiká, nečlenené, 2 - lávové prúdy pyroxenických dacitov, 3 - lávové prúdy bazaltických pyroxenických andezitov, 4 - extruzívne telesá dacitov, 5 - vulkanoklastiká, nečlenené, 6 - lávové prúdy pyroxenicko-amfibolických dacitov s biotitom, 7 - lávové prúdy hyperstenicko-amfibolických dacitov, 8a - asociácia litofácií budujúca kužeľ, 8b - izometrické telesá (dajky, „neck" a i.), 9 - lávové prúdy pyroxenických andezitov, 11 - úlomkovité prúdy bazaltických hypersteno-augitických andezitov a pyroxenických andezitov, 12 - zlepenec, štrk, 13 - kvartérne sedimenty, nečlenené, 14 - zlomy, nečlenené.

Fig. 2. Schematical geological map of stratovolcano Bogota and volcano Košický Klečenov (according to Žec, 1992). 1 - pyroclastic fall deposits, undistinguished, 2 - lava flows of pyroxene dacites, 3 - lava flows of basaltic pyroxene andesites, 4 - extrusive bodies of dacites, 5 - volcanoclastics, undistinguished, 6 - lava flows of pyroxene-amphibole dacites, 7 - lava flows of hypersthene-amphibole dacites, 8a - cone building association of lithofacies, 8b - isometrical bodies (dykes, neck etc.), 9 - lava flows of pyroxene andesites, 10 - lava flows of basaltic hypersthene-augite andesites, 11 - debris flows of basaltic hypersthene-augite andesites and pyroxene andesites, 12 - conglomerates, gravels, 13 - Quaternary deposits, undistinguished, 14 - faults, undistinguished.



Obr. 3. Schematická mapa odberu vzoriek na rádiometrické datovanie zo stratovulkánu Bogota a vulkánu Košický Klečenov.

Fig. 3. Schematic map of localizated samples to radiometric dating from stratovolcano Bogota and volcano Košický Klečenov.

TAB. 1
Rádiometricky stanovený vek z vulkanickej štruktúry Bogota a Košický Klečenov
Radiometric determined age of volcanic structure Bogota and Košický Klečenov

Č. vz.	Pôvodné ozn. vz.	Názov horniny	Lokalita	K (%)	$^{40}Ar.10^{-6}$ nc.cmg^{-1}	t_{vol} (MPa)	t_{ir} (MPa)	$t_{priem.\ hodn.}$ (MPa)	Zaradenie formácia komplex	Stratigr. stupeň
1	BGŽ-313	Hyperst.-augitic. andezit	andezitový „nek" Poratínok k. 710	0,90	0,369 0,355	10,5 ± 0,5	10,1 ± 0,2	10,3 ± 0,2	Bogota	panón
2	BGŽ-419	Dacit	lávový prúd 400 m s. od k. 755	2,17	1,176 1,133 1,158	13,9 ± 0,6 13,4 ± 0,7	13,7 ± 0,3	13,6 ± 0,2	Bogota	vrchný báden - spodný sarmat
3	BGŽ-184	Dacit	lávový prúd Dlhá lúka 50 m z. od k. 602	2,09	1,096 1,146	13,4 ± 0,7 14,1 ± 0,2	-	13,8 ± 0,5	Bogota	vrchný báden-spodný sarmat
4	BGŽ-557	Hyperst.-augitic. andezit	lávový prúd 400 m jv. od k. 731 M. Žiar	1,20	0,586 0,566	12,5 ± 0,4	12,0 ± 0,2	12,2 ± 0,3	Bogota	stredný sarmat
5	BGŽ-56	Hyperst.-augitic. andezit	lávový prúd lom - Čierna hôrka 1500 m jz. od obce Dargov	0,77	0,355 0,363	11,8 ± 0,5	12,1 ± 0,5	12,0 ± 0,2	Bogota	stredný sarmat
6	BGŽ-244	Dacit	lávový prúd lom Červeník 2000 m sv. od obce Ruskov	2,23	1,045 1,052 1,078 1,129	12,0 ± 0,3 12,4 ± 0,4	13,2 ± 0,2 13,0 ± 0,2	12,7 ± 0,3	Bogota	spodný - stredný sarmat
7	BGŽ-229	Dacit	lávový prúd k. 603 Ploská	2,08	0,957	11,8 ± 0,3	-	11,8 ± 0,3	Bogota	stredný - vrchný sarmat
8	BGŽ-737	Dacit	extruzívne teleso 500 m sv. od k. 422 (Nomša)	2,12	1,086	13,1 ± 0,4	-	13,1 ± 0,4	Nomša	spodný sarmat
9	KK-1	Hypers.-augit. andezit	andezitový „nek" 1500 m sz. od obce Košický Klečenov	1,12	0,485 0,520	11,1 ± 0,4	11,9 ± 0,3	11,5 ± 0,4	Košický Klečenov	vrchný sarmat

K (%) - obsah draslíka (v %) (analyzovala M. Sladková - GÚDŠ Bratislava), $^{40}Ar.10^{-6}Nc.cmg^{-1}$ - obsah Ar v Nc.cmg^{-1} (analyzovala V. Wiegerová - GÚDŠ Bratislava), t_{vol} - vek meraný volumometrickou metódou, t_{ir} - vek meraný metódou izotopového riedenia

spodného panónu. Proximálna vulkanická asociácia dominantne pozostáva z lávových prúdov, v menšej miere z uložením padaných pyroklastík a úlomkovitých prúdov. Medzi najstaršie produkty efuzívnej aktivity patria lávové prúdy z jz. časti formácie. Rádiometrický vek stanovený z lávových prúdov dacitov poukazuje na vek 13,6 ± 0,2 Ma rokov (vz. č. 2) a 13,8 ± 0,5 Ma rokov (vz. 3), t.j. spadá do obdobia vrchného bádenu, resp. hranica vrchného bádenu so spodným sarmatom. Oveľa mladší stredno-sarmatský vek vykazujú lávové prúdy hyperstenicko-augitických andezitov zo sv. časti proximálnej vulkanickej asociácie. Rádiometrické údaje stanovujú vek týchto efuzívnych členov formácie na 12,2 ± 0,3 Ma rokov (vz. č. 4) a 12,0 ± 0,2 Ma rokov (vz. č. 5).

Mediálnu vulkanickú asociáciu v podstatnej miere tvoria prepracované uloženiny obsahujúce úlomkovité a lahárické uloženiny a v menšej miere lávové prúdy. Rádiometrický vek z hornín lávových prúdov dacitov zo západnej časti formácie stanovuje vek efuzívnej aktivity na 12,7 ± 0,3 Ma rokov (vz. č. 6). Rádiometrický údaj z dacitu lávového prúdu zo severnej časti formácie poukazuje na vek 11,8 ± 0,3 Ma rokov (vz. č. 7). Tieto chronostratigrafické údaje reprezentujú obdobie spodného sarmatu - vrchného sarmatu, t.j. obdobia s najsilnejšou explozívno-efuzívnou aktivitou formácie.

Distálna vulkanická asociácia charakteristická svojimi litostratigrafickými členmi vystupuje veľmi sporadicky a v značnej miere ju prikrývajú vrchnosarmatské a panónske sedimenty (ílovec, piesok, pieskovec, zlepenec, štrk), a preto sme produkty tejto asociácie chronostratigraficky bližšie neurčovali.

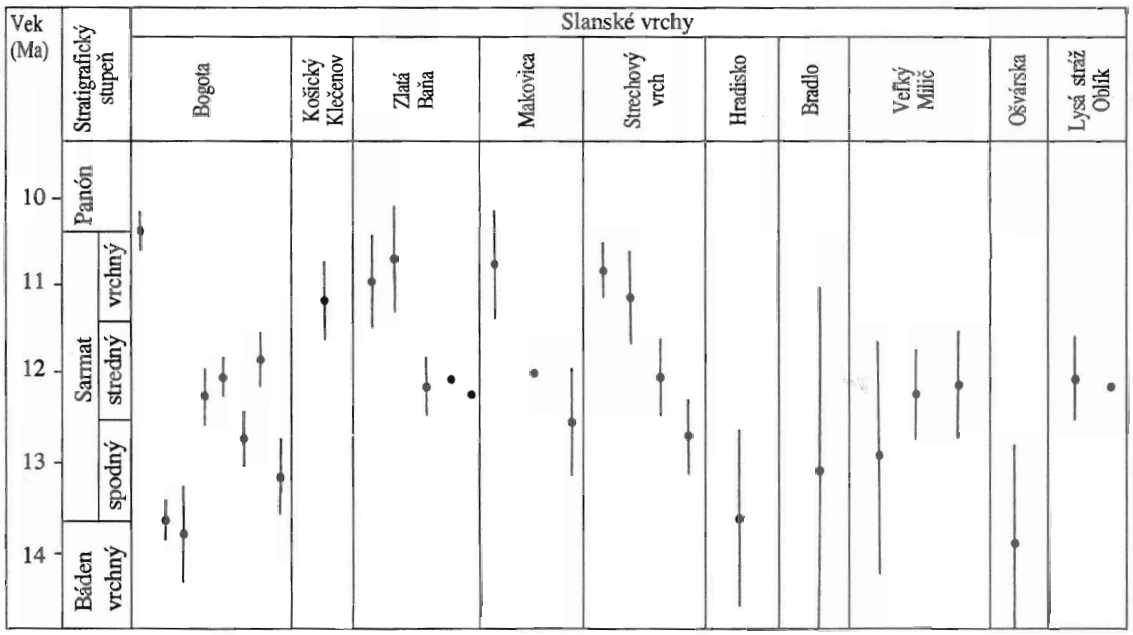
Komplex extruzívnych dacitových telies Nomša

Komplex extruzívnych telies vystupuje v j. až jz. časti stratovulkánu Bogota na Z od obce Zemplínska Teplica. Reprezentujú ho priesaky extruzívnych telies dacitov

TAB. 2

Vekové zaradenie vybraných vulkanických štruktúr Slanských vrchov do stratigrafickej stupnice (podľa rádiometrickej časovej škály, Vass et al., 1985; údaje z tab. 1 a 3)

Chronology of selected volcanic structures of the Slanské vrchy Mts. to stratigraphical scale (according to the radiometric time table by Vass et al., 1985; samples from table No.1 and No.3)



obklopených brekciami (talus). Komplex nie je veľmi priestranný. Rádiometrický vek z dacitu telesa vystupujúceho na SZ od Zemplínskej Teplice 13,1 ± 0,4 Ma rokov (vz. č. 8) predstavuje vulkanickú aktivitu spodného až stredného sarmatu.

Vulkán Košický Klečenov

Monogenetický vulkán Košický Klečenov vystupuje na SZ od obce rovnakého mena. Ako formáciu ho vyčlenil Kaličiak (1988). Erupčná aktivita vulkánu v porovnaní s vulkanickou aktivitou stratovulkánu Bogota trvala krátko. Podľa morfológie vulkánu, litológie uložení a mechanizmov uloženia produktov označujeme jeho erupčnú aktivitu ako hydromagmatickú, resp. freatomagmatickú surtseyského typu (Žec, 1992). Geneticky vulkán hodnotíme ako tufový kužeľ. V rámci formácie vydeľujeme niekoľko litofácií. Patria medzi ne masívne zvrstvené uloženiny palagonitizovaného tufu, pyroklastické podkladové prívaly (označované v anglickej literatúre ako base surge*) a teleso bazaltického pyroxenického andezitu. Erodované časti vulkánu sú z východnej strany sčasti prekryté vrchnosarmatskými a panónskymi sedimentmi (Kaličiak et al., 1988). Rádiometrický vek 11,5 ± 0,4 Ma (vz. č. 9) stanovený z horniny telesa bazaltického andezitu vystupujúceho v sz. časti vulkanickej štruktúry zaraďuje vulkanickú aktivitu tufového kužeľa do obdobia vrchného sarmatu až panónu.

*base surge - pyroklastické silne fluidizované turbulentné hustotné prúdy späté s freatickými a freatomagmatickými erupciami, ktoré vznikajú kolapsom erupčného stĺpca.

Diskusia

Najnovšie výsledky z rádiometrického datovania vybraných litostratigrafických členov stratovulkánu Bogota a vulkánu Košický Klečenov (tab. 1) dopĺňajú poznatky o chronostratigrafickom vývoji vulkanických štruktúr Slanských vrchov. Rádiometrická metóda K-Ar stanovovania veku patrí medzi najstaršie (spolu s metódou F-T = = fission track). Nie menej dôležitými sú aj biostratigrafické a paleomagnetické metódy určovania veku. Náhľady na používanie metód pri zaraďovaní vybraného litostratigrafického člena vulkanitov do chronostratigrafickej stupnice sú veľmi nejednotné. Na rozpory medzi chronostratigrafickým zaraďovaním podľa biostratigrafických údajov a rádiometrického datovania poukázalo už viac autorov. Podobné rozpory dotýkajúce sa presnosti údajov možno nájsť aj pri porovnaní rádiometrického datovania s paleomagnetickými metódami. Poukázali na to Gnojek a Kaličiak (1990), ktorí kriticky zhodnotili pomerne veľkú nepresnosť v stanovovaní veku rádiometrickými metódami a na základe merania a analýzy paleomagnetických parametrov s dešifrovaním geomagnetickej polarity riešili otázky časového vývoja andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku. Z analýzy polarít z leteckého meraného magnetického poľa zaradili stratovulkán Bogota medzi normálne polarizované magneticky anomálne štruktúry. Keďže rádiometrické údaje zo stratovulkánu Bogota neboli, jeho časový vývoj riešili na základe geologickej paralelizácie s okolitými vulkanickými štruktúrami. Chronostratigrafický vývoj stratovulkánu Bogota začlenili do spodného sarmatu - vrchného sarmatu. Pre malý územný rozsah vulkán Košický Klečenov nevyčlenili. Biostratigrafické výskumy

TAB. 3
Vybrané rádiometrické údaje z ostatných vulkanických štruktúr Slanských vrchov
Selected radiometric samples from other volcanic structures of the Slanské vrchy Mts.

Ozn. vz.	Pôvodné . ozn. vz.	Názov horniny	Metóda datovania	Vek v Ma	Referencie
		stratovulkán Zlatá Baňa			
1	AV-6	px.-aph. andezit	F-T	10,9 ± 0,5	5
2	AV-12	px.-aph.-bt. and.	F-T	10,6 ± 0,6	5
3	AV-22	px.-aph. dior. porfýr.	F-T	12,1 ± 0,3	5
4	29-1092	px.-aph. dior. porfýr.	K-Ar	12,05	2
5	AAD-24	px. andezit	K-Ar	12,2	1
		stratovulkán Makovica			
6	AV-3	bt. ryodacit	F-T	10,7 ± 0,6	5
7	19-1082	px. andezit	K-Ar	11,95	2
8	AV-4	px.-aph. dior. porfýr.	F-T	12,5 ± 0,6	5
		stratovulkán Strechový vrch			
9	AV-21	px.-aph. andezit	F-T	10,8 ± 0,3	5
10	AV-1	px.-aph. andezit	F-T	11,1 ± 0,5	5
11	AV-25	px.-aph. dior. porfýr.	F-T	12,0 ± 0,4	5
12	AV-20	aph.-px. andezit	F-T	12,7 ± 0,4	5
		stratovulkán Hradisko			
13	AV-31	px. andezit	K-Ar	13,6 ± 1,0	4
		stratovulkán Bradlo			
14	AV-18	andez. tuf	K-Ar	13,1 ± 2,1	4
		stratovulkán Veľký Milič			
15	1149	andezit	K-Ar	12,9 ± 1,3	3
16	1153	andezit	K-Ar	12,2 ± 0,5	3
17	1203	andezit	K-Ar	12,1 ± 0,6	3
		vulkán Ošvárska			
18	AAD-19	px. andezit	K-Ar	13,9 ± 1,1	1
		komplex plytkointruzívnych-extruzívnych telies Lysá stráž - Oblík			
19	AV-30	px.-aph. andezit	F-T	12,0 ± 0,45	5
20	30-1093	px.-aph. dior. porfýr.	K-Ar	12,1	2

Referencie: 1 - Bagdasarjan in Slávik et al (1976), 2 - Kreuzer in Ďurica et al. (1978), 3 - Pécskay et al. (1978), 4 - Vass et al. (1978), 5 - Kaličiak a Repčok (1987)

poskytli z oblasti obidvoch vulkánov rad zaujímavých informácií, ale pozitívnosť vzoriek vo väčšine prípadov nemala takú percentovú hodnotu, aby sa z nej dali urobiť detailné biostratigrafické závery. Častejšie išlo o vrchnobádenskú mikrofaunu (resp. až karpatskú) preplavenú do spodného sarmatu (Zlinská in Žec, 1990; Zlinská in Karoli, 1991). Biostratigrafické výskumy boli zamerané najmä na periférne časti stratovulkánu Bogota. Ostatné mikrofaunistické výskumy (Bystrická in Švagrovský, 1955; Bystrická, 1958; Gašparíková, 1963b, 1964) tejto oblasti, najmä sedimentárnych súvrství mimo vulkanickej štruktúry, zaradili mikrofaunu do vrchného bádenu - spodného sarmatu a panónu. Fordinál (ústna informácia) na základe faunistického výskumu mäkkýšov *Clithon pictus* (Férussac) a *Pirenella picta mitralis* (Eichwald) z vrtu KMV-51 umiestneného v komplexe Nomša zaradil sedimenty z hĺbky 128,5 - 128,95 do spodného sarmatu. Ostatné výskumy poskytli viac-menej negatívne výsledky.

Výsledky rádiometrického datovania K-Ar metódou pri stanovovaní časového rozpätia vulkanickej aktivity stratovulkánu Bogota a vulkánu Košický Klečenov stále patria medzi relatívne najpresvedčivejšie. Dôležitým faktorom pri určovaní veku vulkanických hornín touto metódou je teplota uzatvorenia izotopického systému minerálov tesne po stuhnutí lávy. Preto je rozdiel v modelovom veku minerálov veľmi malý a zistený vek zodpovedá alebo môže zodpovedať veku kryštalizácie horniny. Časové rozpätie vulkanickej aktivity stanovujú výsledky datovania do obdobia vrchného bádenu (resp. jeho hranice so spodným sarmatom) až panónu. V porovnaní s vybranými rádiometrickými údajmi z ostatných vulkanických štruktúr Slanských vrchov (tab. 2, 3) výsledky nášho datovania potvrdzujú približne rovnaké časové rozpätie vulkanickej aktivity ako doteraz známe údaje.

Záver

Na základe výskumu vulkanickej aktivity rádiometrickým datovaním efuzívnych a extruzívnych litostratigrafických členov stratovulkánu Bogota a vulkánu Košický Klečenov K-Ar metódou sme dospeli k nasledujúcim záverom:

1. Stratovulkán Bogota

- časové rozpätie vulkanickej aktivity formácie Bogota spadá do obdobia od vrchného bádenu, resp. jeho hranice so spodným sarmatom až do panónu (13,8 ± 0,5 a 13,6 ± 0,2 Ma rokov a 10,3 ± 0,2 Ma) a
- vulkanická aktivita komplexu Nomša do spodného až stredného sarmatu (13,1 ± 0,4 Ma rokov).

2. Vulkán Košický Klečenov

- vulkanická aktivita spadá do obdobia vrchného sarmatu až panónu (11,5 ± 0,4 Ma rokov).

Literatúra

Bagdasarjan, B. P., Slávik, J. & Vass, D. 1971: Chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. Práce Spr. 55, 87 - 96.*

Bystrická, H. 1958: Mikrofauna sarmatu východného Slovenska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 1, 57 - 88.*

Divinec, Ľ. 1983: Záverečná správa úlohy Kapušany - Slanec. *Manuskript - archív GP Košice.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, O., Slávik, J., Tözsér, J. & Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 75 - 88.*

Gašparíková, V. 1963b: Mikrofaunistické vyhodnotenie vrtných vzoriek z problému východné Slovensko - bentonity, II. časť. *Manuskript - GP Žilina.*

Gašparíková, V. 1964: Zpráva o mikrobiostratigrafickom vyhodnotení vzoriek z lokality Zemplínska Teplica. *Manuskript - GP Žilina.*

Gnojek, I. & Kaličiak, M. 1990: Časový vývoj neogénneho andezitového vulkanizmu. *Mineralia slov., 22, 499 - 506.*

Grecula, P., Kaličiak, M. & Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov., 9, 419 - 448.*

Kaličiak, M., Janočko, J., Škvarka, L., Šucha, P. & Zlinská, A. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, 38-131 [Čiastková záverečná správa.]. *Manuskript - Geofond Bratislava, 102.*

Kaličiak, M. & Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov., 19, 401 - 415.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, Ľ., Priechodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. & Žec, B. 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000, sev. časť Slanských vrchov a Košickej kotliny. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Kaličiak, M., Janočko, J., Karoli, S., Spišiak, Z., Syčev, V., Vranovská, A., Zlinská, A., Fordinál, K., Dubéciová, A. & Žec, B. 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, 38-311 (Slanec-1) a 38-313 (Slanec-3). *Manuskript - Geofond Bratislava, 118.*

Karoli, S., Žec, B., Kaličiak, M., Janočko, J., Petro, Ľ., Jetel, J., Zlinská, A., Dubéciová, A. & Syčev, V. 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 38-133 (Sečovce-3). *Manuskript - Geofond Bratislava, 92.*

Orlický, O., Slávik, J. & Tözsér, J. 1974: Paleomagnetism of volcanics of the Slanské vrchy, Veľký Milič Mts. and Zemplínske pahorky hills and its geological interpretation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XXV, 2, 209 - 226.*

Orlický, O. & Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr. 71, 77 - 88.*

Orlický, O., Kaličiak, M. & Tözsér, J. 1985: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 v Slanských vrchoch. *Mineralia slov., 21, 59 - 69.*

Pécskay, Z., Balogh, K., Széky-Fux, V. & Gyarmati, P. 1986: Geochronological investigation on the Neogene volcanism of the Tokay Mountains. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 5, 635 - 655.*

Pospíšil, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. *Mineralia slov., 12, 421 - 440.*

Repčok, I., Kaličiak, M. & Bacsó, Z. 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 11, 75 - 88.*

Rybár, M. 1975: $^{40}Ar/^{40}K$ datovanie metódou izotopového riedenia. *Manuskript - Geofond Bratislava, 111.*

Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in eastern Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 44 - 45, 199 - 214.*

Slávik, J. & Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 23 - 52.*

Slávik, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Orlický, O. & Vass, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. *Mineralia slov., 4, 319 - 344.*

Steiger, R. H. & Jäger, E. 1977: Subcommision on geochronology: Convention on the use of dacayde constanc in geo- and cosmochronology. *Earth planet. Sci. Lett., 36, 359 - 362.*

Švagrovský, J. 1955: Geologické pomery JV časti Košickej kotliny. *Geol. Práce, Zpr., 4, 3 - 31.*

Vass, D., Tözsér, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Orlický, O. & Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr., 71, 77 - 88.*

Vass, D., Repčok, I., Balogh, K. & Halmai, J. 1985: Radiometric time scale of Central Paratethys Neogene revised. *Proc. VIII. congress REMNS (Budapest).*

Žec, B., Karoli, S., Kaličiak, M., Janočko, J., Baňacký, V., Jetel, J., Syčev, V., Petro, Ľ., Dubéciová, A. & Zlinská, A. 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 38-134 (Sečovce-4). *Manuskript - Geofond Bratislava, 109.*

Žec, B. 1992: Rekonštrukcia andezitového stratovulkánu Bogota a monogenetického vulkánu Košický Klečenov na základe litofaciálnych analýz. *Geol. Práce, Spr. (v tlači).*

Chronostratigraphy of selected volcanic formations in south part of Slanské vrchy Mts.

A lot of new data obtained from chronostratigraphical classification of individual stratovolcanoes (their lithofacial members) of volcanic mountains in Eastern Slovakia (Slanské vrchy Mts., Vihorlat Mts., Zemplínske vrchy Mts.) contributed their share to deciphering their geological structure in the last twenty years. They helped to classify stratigraphically development interested a lot of authors. The latest results obtained from chronostratigraphical classification of individual stratovolcanoes in time table have been published especially by Kaličiak and Repčok (1987), Repčok, Kaličiak and Bacsó (1988), Gnojek and Kaličiak (1990). The latest geological results have been the initial material, which was the basis for classificating and articulating geological structure of Slanské vrchy Mts. stratovolcanoes (Fig. 1). By new results (mising this time) obtained from dating using K-Ar method of individual lithofacial members of Bogota Stratovolcano and monogenetic Košický Klečenov Volcano we try to complete the space in chronostratigraphical classification of volcanic structures of Slanské vrchy Mts. (Table 2, 3).

Bogota Stratovolcano

Polygenetic Bogota Volcano represents one of larger, morphological move significant volcanic structures of the southern part of Slanské vrchy Mts. Stratovolcano itself (Fig. 2) is represented by Bogota Formation and Nomša Complex (Žec, 1992). Time development of stratovolcano ran during several stages of volcanic activity alternated by periods of denudation and destruction of volcanic products. Eruptive activity is characterized by phreatomagmatic, vulcanic and strombolian type.

Bogota Formation

The Formation forms complicated volcano-sedimentary system with lateral and vertical changes in lithology of products. Central volcanic association of lithofacies forms the internal part of eroded cone and contains lava domes, thin lava flows and fallen weakly welded pyroclastics. Chronologically youngest demonstrations of volcanic activity dated from neck situated in the north-eastern part of eroded cone 10,3 ± 0,2 Ma (Sample No. 1) classify them to Lower Pannonian age. With respect to coincident mineralogical and petrographical composition in comparison with apical lava flows of basaltic hypersthenic-augitical andesites we classify final demonstration of explosive-effusive activity of Bogota Stratovolcano to Lower Pannonian as well. Older Upper Sarmatian 11,8 ± 0,3 Ma (Sample No. 8) has been determined from dacite of lava flow in the northern part of Formation. Middle Sarmatian age 12,2 ± 0,3 Ma (Sample No. 4) and 12,0 ± 0,2 Ma (Sample No. 5) is demonstrated by lava flows of hypersthene-augitice andesites of proximal volcanic lithofacial association in the north-eastern part of Formation. Radiometric age from lava flow dacite in the western part of Formation determines the age of effusive activity to 12,7 ± 0,3 Ma (Sample No. 6). Among

the oldest products of volcanic activity indicated by radiometric analyses, lava flows of dacites in the south western part of formation are included.

Radiometric data show the age 13,6 ± 0,2 Ma (Sample No. 2) and 13,8 ± 0,5 Ma (Sample No. 3). Resulting data obtained from radiometric measurements are summarized in Table 1.

Nomša Complex

Complex of extrusive dacite bodies is situated in the southern to south-western part of Bogota Stratovolcano, westwardly of Zemplínska Teplica willage. Specially complex hasn't got a large extension. Radiometric age from dacite of the isometric body situated in the north-western part of Complex represents volcanic activity of Lower to Middle Sarmatian 13,1 ± 0,4 Ma (Sample No. 8).

Monogenetic Košický Klečenov Volcano

Monogenetic volcano is situated north-westwardly of Košický Klečenov willage. On the basis of morphology, lithology and mechanismes of products seating we indicate its eruptive activity as phreatomagmatic Surtsey of type (Žec, 1992). Genetically we classify volcano as a tuff cone. Radiometric age determined from basaltic andesite body protruding in the north-western part of volcano 11,5 ± 0,4 Ma (Sample No. 9) classifies volcanic activity of the tuff cone to Upper Sarmatian age.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 117 - 124

Ruskovské súvrstvie - sedimenty gravitačných tokov (sz. časť Bánovskej kotliny)

MICHAL KOVÁČ[1], ALEXANDER NAGY[2] a IVAN BARÁTH[1]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 3.12.1992)

Ruskovce Formation - deposits of sediment gravity flows (NW part of the Bánovská kotlina depression)

The Ruskovce Formation represents a coarsening upward sequence composed of a great number of sedimentary cycles deposited during surge and intersurge intervals. It developed by progradation of alluvial fans to lacustrine environment during the Middle Miocene. The clastic material was derived from the Central Slovakian Volcanic highland area with steep gradient of relief. The conglomerates and sandstones were deposited on a tectonicaly controled basin margin, creating a Gilbert type fan-delta. The dominant transport mechanism was sediment gravity flows.The influence of currents and tidal forces during the intersurge intervals was minimal.

Úvod

Pri úpätí Považského Inovca v sz. časti Bánovskej kotliny na ploche cca 20 km^2 vystupuje na povrch vulkanosedimentárny komplex, ktorého zdrojovou oblasťou boli dnes pomerne vzdialené stredoslovenské neovulkanity (obr. 1).

Ruskovské tufiticko-detritické súvrstvie sa pozvoľna vyvíja z pelitov podložného svinianskeho súvrstvia, v ktorých smerom do nadložia pribúda piesčitá a tufitická zložka (Brestenská, 1980; Vass, 1989). Bázu súvrstvia tvoria zlepence hrubé niekoľko metrov. Zastúpené sú hlavne obliaky andezitov, vyskytujú sa tu kremence, kremeň, kryštalické bridlice a žula (Brestenská, 1969). Nad nimi ležia pelitické sedimenty s premenlivým obsahom tufitickej a piesčitej prímesi, ktorá smerom do nadložia pribúda. Miestami sú prítomné vrstvy uhoľného ílu a hnedého uhlia (Maheľ, 1954). V strednej a vrchnej časti vrstvového sledu prevláda tufitický pieskovec, striedajúci sa s tufitom, tufom a telesami zlepencov. Podľa údajov z vrtu DB-3 a DB-6 súvrstvie dosahuje hrúbku cca 250 m (Krystek, 1959; Brestenská, 1980).

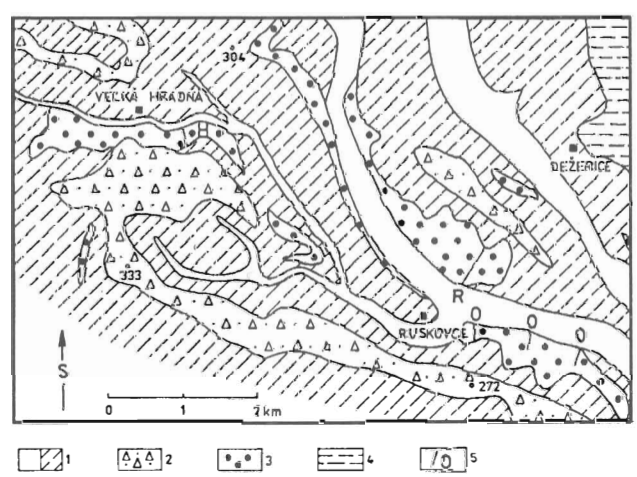
Strednomiocénny vek ruskovského súvrstvia okrem superpozície potvrdzuje prítomnosť veľmi mladých bylín, ako sú Malvaceae a Cenotheraceae v peľovom spektre (Planderová, 1969), nepriamo výskyt vrchnobádenského ostrakóda rodu Mediocypris (Brestenská, 1980) v podložnom svinianskom súvrství bádenského veku (Planderová, v tlači), ďalej nález kostry Mastodont augustidens Cur. v kameňolome v Horných Ozorovciach (Petrbok, 1930), ako aj nálezy odtlačkov rastlín v tufe a tufite pri Ruskovciach.

Charakteristika vulkanosedimentárneho komplexu

Vulkanosedimentárny komplex ruskovského súvrstvia vystupuje na povrch v početných odkryvoch od Veľkej Hradnej po Horné Ozorovce. Budujú ho prevažne tufitický pieskovec, tufit, tuf a zlepenec.j

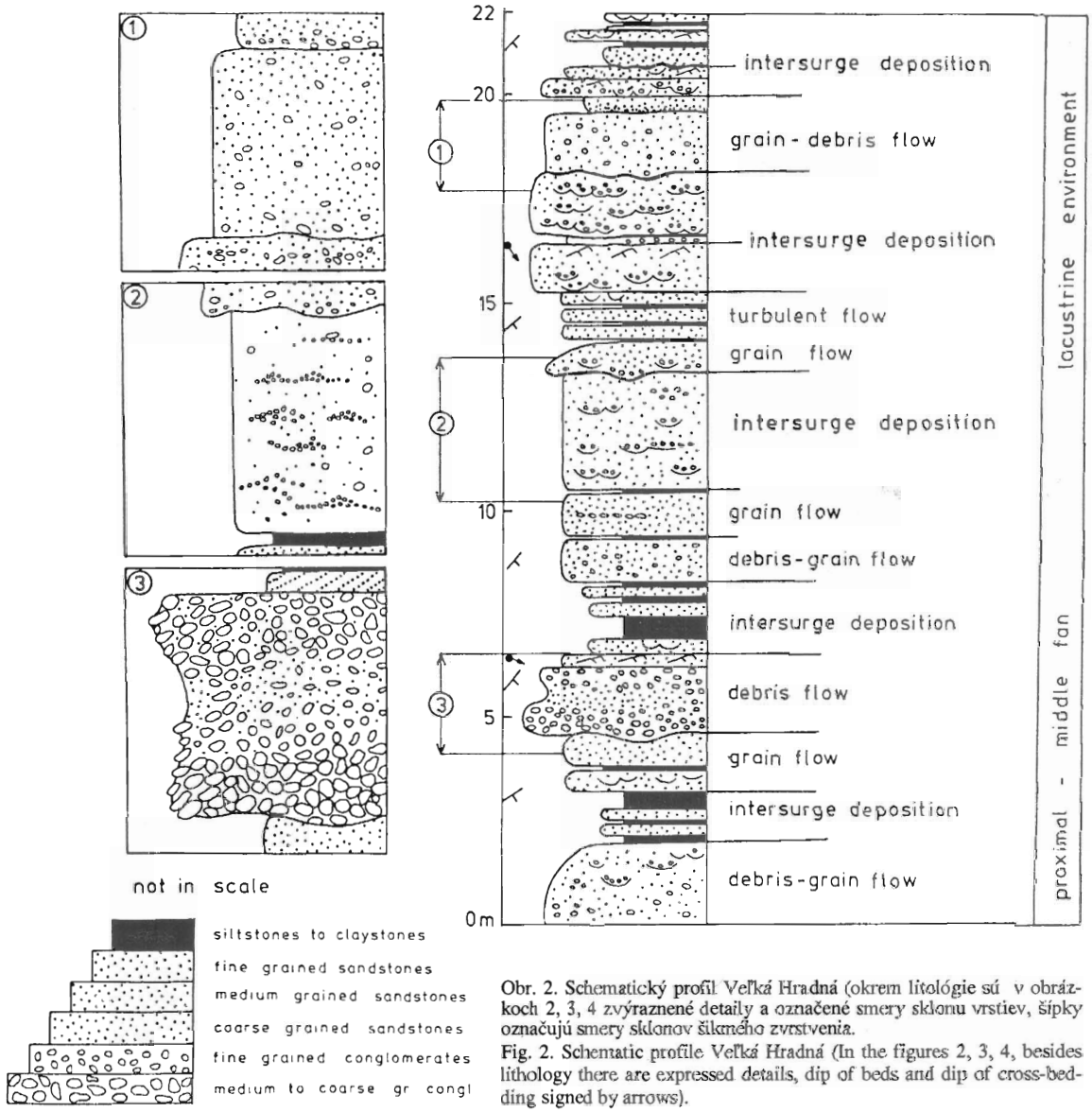
Telesá zlepencov sledovaných lokalít medzi Veľkou Hradnou a Hornými Ozorovcami (obr. 2, 3, 4) tvoria laterálne rozšírené vrstvy rovnakej hrúbky, zriedkavejšie sa vyskytujú šošovky. Spodné kontakty prevažne poukazujú na nevýrazný alebo priestorovo obmedzený eróziu a len sporadicky sa vyskytujú výmoľové textúry. Vrchné ohraničenie vrstiev je často difúzne, zlepence prechádzajú do pieskovcov. Hrúbka vrstiev sa pohybuje od niekoľkých decimetrov do niekoľkých metrov.

Stupeň vnútorného usporiadania vrstiev zlepencov je variabilný v závislosti od režimu depozície a mení sa v smere transportu. Najčastejšie sú zlepence s chaotickým usporiadaním obliakov, ktoré vykazujú pozitívnu koreláciu



Obr. 1: Rozšírenie sedimentov ruskovského súvrstvia na povrchu v sz. časti Bánovskej kotliny. 1 - kvartérne sedimenty, 2 - pliocénne sedimenty, 3 - ruskovské súvrstvie, 4 - karpatské sedimenty, 5 - lokalizácia profilov (H - Veľká Hradná, R - Ruskovce, O - Ozorovce).

Fig. 1: Surface distribution of the Ruskovce Formation sediments in the NW part of the Bánovská kotlina Basin. 1 - Quaternary sediments, 2 - Pliocene sediments, 3 - Ruskovce Formation, 4 -Karpatian sediments, 5 - localisation of profiles (H - Veľká Hradná, R - Ruskovce, O - Ozorovce).



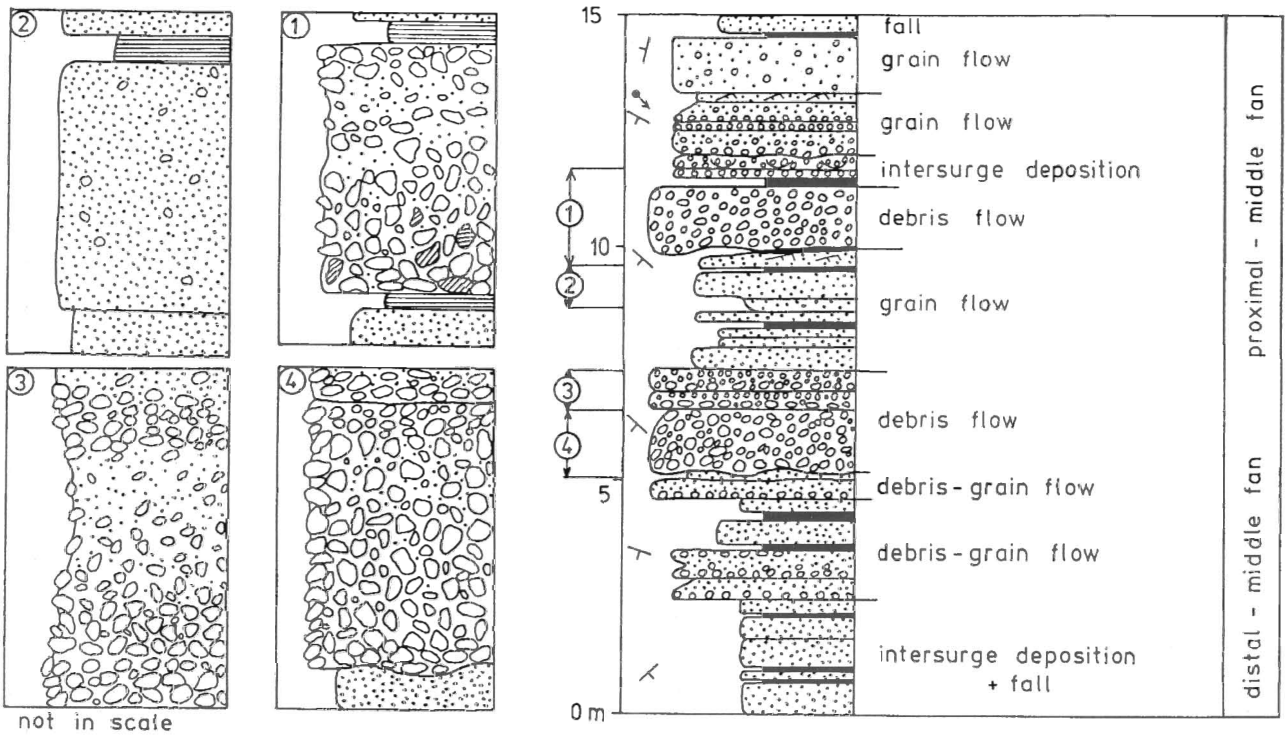
Obr. 2. Schematický profil Veľká Hradná (okrem litológie sú v obrázkoch 2, 3, 4 zvýraznené detaily a označené smery sklonu vrstiev, šípky označujú smery sklonov šikmého zvrstvenia.

Fig. 2. Schematic profile Veľká Hradná (In the figures 2, 3, 4, besides lithology there are expressed details, dip of beds and dip of cross-bedding signed by arrows).

medzi maximálnou veľkosťou klastov a hrúbkou vrstvy (obr. 6). Usadili sa v proximálnej časti aluviálnych kužeľov z kohezívnych, vysoko viskóznych, hustých tokov (usadeniny „plug flow" v zmysle Johnsona, 1970). Distálnejšie usadené zlepence s pozitívnou gradáciou a pribúdaním matrixu smerom do nadložia sú zriedkavejšie.

V spodnej časti majú vrstvy podpornú stavbu obliakov, vo vrchnej podpornú stavbu matrixu, resp. prechádzajú do hrubozrnného pieskovca s obliakovými šnúrami bez výrazného ohraničenia alebo s ojedinelými obliakmi nepravidelne rozmiestnenými v hrubopiesčitom matrixe (gradácia typu „delayed gradding" Middleton, 1967). Do tejto kategórie zaraďujeme aj výskyty vrstiev zlepenca s viacerými pozitívnymi gradačnými cyklami s nezreteľnými kontaktmi a interpretujeme ich ako depozičné cykly v rámci jednej sedimentárnej udalosti - prívalu. Zriedkavo sa vyskytuje drobnozrnný zlepenec s opačnou gradáciou, príp. prechody z normálnej do opačnej gradácie, ktoré sú časté najmä v planárnych zrnotokoch (Fernández et al., 1991). Prítomnosť gradačných vrstiev s postupným zmenšovaním zrna smerom do nadložia potvrdzuje prúdový mechanizmus depozície klastík (Pettijohn, 1957).

Usmernenie obliakov zlepenca (prevláda vretenovitý a guľovitý tvar) je pomerne nízke, sklon sa približne zhoduje so sklonom vrstiev (obr. 5). Orientácia osi a je často nevýrazná, paralelná alebo kosá na smer sklonu, čo sa zhoduje s predstavou o pohybe hustého, kohezívneho toku. Ojedinelý výskyt transverzálnej orientácie osi a v profile Ruskovce môže naznačovať prechod od kohezívneho do nekohezívneho toku v dôsledku saturácie vodou. Vo vrstvách bohatých na piesčitý matrix sa miestami objavuje šikmé a čerinové zvrstvenie, ktoré poukazuje na prúdový režim sedimentácie. Podobne tenké vrstvičky zlepenca v závere niektorých sedimentačných cyklov vznikli



Obr. 3. Schematický profil Ruskovce na S od obce Ruskovce.
Fig. 3. Schematic profile Ruskovce to the N from the village Ruskovce.

prepracovaním sedimentov na povrchu gravitačného toku prúdením vodného prostredia.

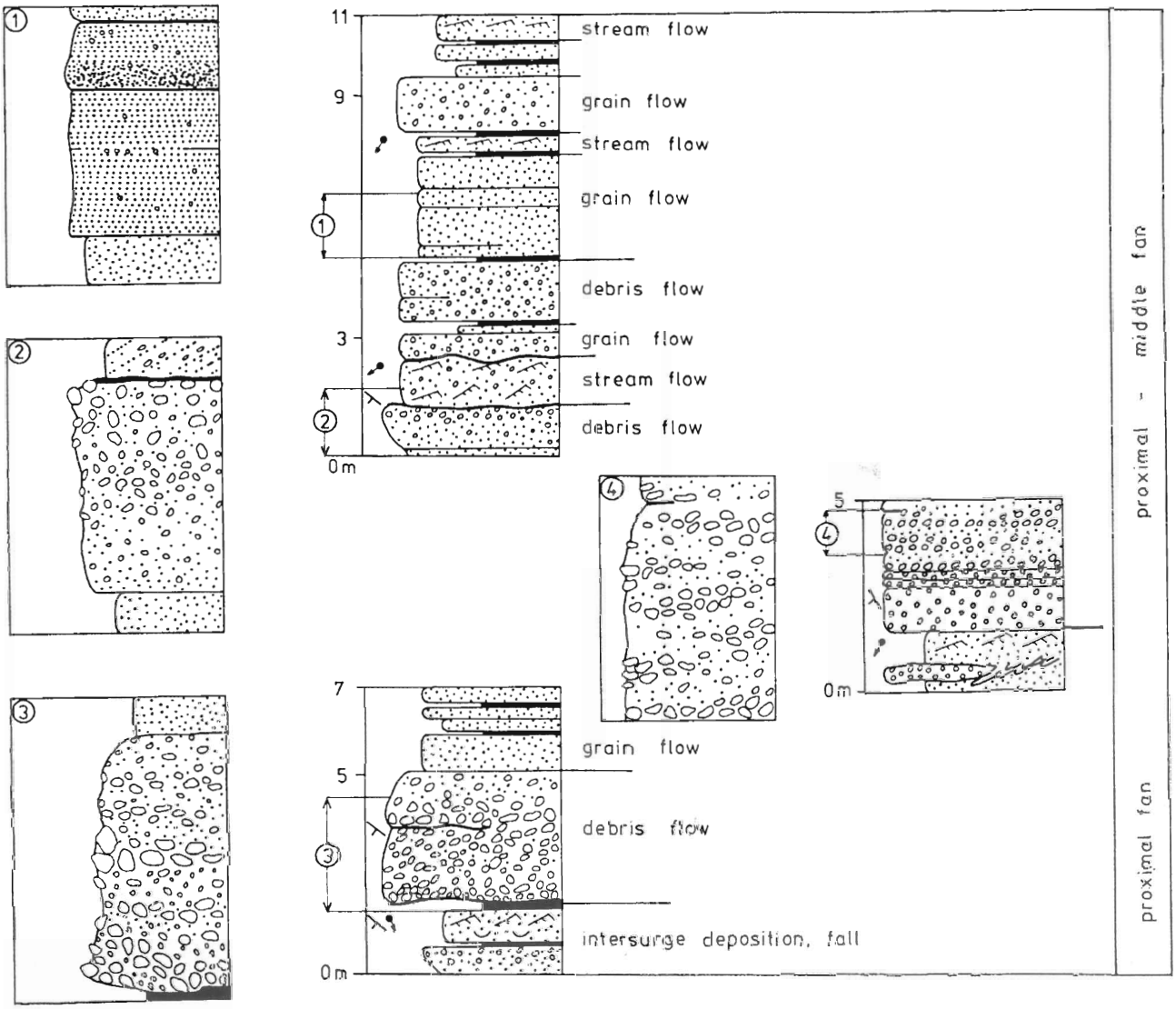
Zlepenec je drobnozrnný, strednozrnný až hrubozrnný, bimodálny až polymodálny. Obsah tufiticko-piesčitého matrixu nie je rovnaký. Sú zlepence s podpornou stavbou obliakov, s podpornou stavbou matrixu, až obliakové pieskovce, príp. pieskovce s utopenými obliakmi. Obliaky zlepencov sú dobre až veľmi dobre opracované. Priemerná hodnota Wentworthovho indexu zaoblenia (Wentworth, 1922) sa pohybuje od 420 do 700. Obliaky sú prevažne z biotiticko-pyroxenicko-amfibolického, amfibolicko-biotitického a biotitického andezitu, z leukokratného andezitu s biotitom a ryodacitmi s obsahom biotitu, amfibolu a kremeňa. Ojedinelé sú výskyty kremeňa, leukokratných granitov (sčasti mylonitizovaných s novotvoreným albitom a sericitom), paleogénnych pieskovcov a rohovcov.

Obliakový materiál derivujeme z oblasti stredoslovenských vulkanitov. Podľa prevládajúceho typu andezitu najpravdepodobnejšie ide o produkty bádenského, sčasti sarmatského vulkanizmu z oblasti štiavnického stratovulkánu (Konečný et al., 1983).

Telesá tufitického pieskovca a tufitu sledovaných lokalít (obr. 2, 3, 4) tvoria laterálne stále vrstvy a len zriedkavo sa vyskytujú šošovky. Spodný kontakt vrstiev je výrazný, iba sporadicky erozívny, viažuci sa na korytové textúry. Vrchné ohraničenie vrstiev je rôzne. Sú tu postupné prechody do jemnozrnnejších frakcií, ale prevládajú vrstvy s ostrým kontaktom bez výraznej erózie, ktoré na profiloch Veľká Hradná a Ruskovce reprezentujú obdobia medziprívalovej depozície „intersurge interval" (Nemec a Steel, 1984). Hrúbka vrstiev je od niekoľkých decimetrov do niekoľkých metrov.

Pieskovec je masívny, zriedkavejšie laminovaný. Rozloženie zŕn v hrubých vrstvách je prevažne homogénne, bez náznakov vnútorného usporiadania, podobne ako je nepravidelné aj usporiadanie miestami vtrúsených drobných a väčších klastov. Tenšie vrstvy pieskovca majú pozitívnu gradáciu. Vznik hrubovrstvového tufitického pieskovca bez výraznej stratifikácie v profile Ozorovce a Ruskovce indikuje depozíciu prívalmi „surge", ktoré dnes oddeľujú vrstvové plochy. V niektorých vrstvách pieskovca je šikmé a prúdovo-čerinové zvrstvenie malých rozmerov, kopčekovité (hummocky), ale aj diagonálne (foreset) zvrstvenie až metrových rozmerov, ktoré dokumentujú ovplyvnenie depozície prúdením. Šikmé zvrstvenie má prevažne sklon na JZ, miestami na J, JV, prevládajú strmo uklonené planárne typy, menej je sigmoidálnych. Ojedinelé výskyty konvolútneho zvrstvenia, roztrhaných ílovitých vrstvičiek (Karolusová, 1968) a sklzov poukazujú na synsedimentárnu aktivitu zlomov.

Pieskovec a tufit sú prevažne hrubozrnné a strednozrnné, zložené hlavne zo sklovitého vulkanického materiálu, kremeňa, biotitu a úlomkov andezitov. Sedimentárnopetrografický výskum vrstvového sledu vrtu DB-3 (Krystek, 1959) dokumentuje prítomnosť vulkanogénneho materiálu patriaceho andezitom s prevahou pyroxénov v ťažkých frakciách. Amfibol je prítomný v menšom množstve. Biotit vykazuje opracovanie len asi v polovici vzoriek, čo naznačuje možnosť transportu vulkanického popola vzduchom. Podobné zloženie asociácie ťažkých minerálov má aj tufitický pieskovec bazálnej časti povrchových odkryvov ruskovského súvrstvia . Smerom do nadložia sa asociácia mení, nad pyroxénmi prevládajú amfiboly (Uher, nepubl.výsledky).



Obr. 4. Schematický profil Ozorovce na V od obce Ruskovce.
Fig. 4. Schematic profile Ozorovce to the E from the village Ruskovce.

Tufit obsahuje rozličný obsah piesčitej prímesi a podobne ako pri pieskovci prevláda hrubozrnná a strednozrnná kategória. Je masívny, miestami so zreteľným šikmým a čerinovým zvrstvením. Vo vrstvách dosahujúcich mocnosť až niekoľkých metrov sú časté vtrúsené andezitové obliaky, miestami zle opracované, ktoré mohli byť transportované vzduchom. Tenšie vrstvy obsahujú železité konkrécie.

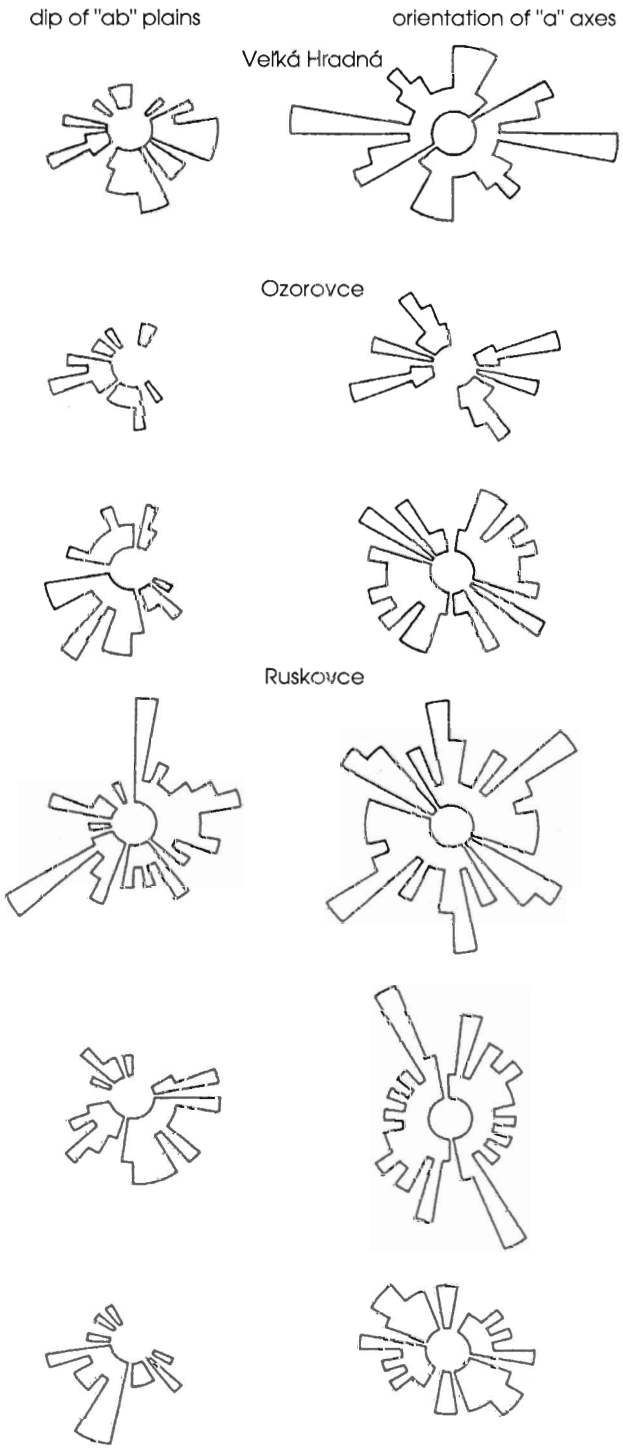
Kryštaloklastický a kryštalolitoklastický tuf reprezentuje časť sedimentov transportovaných vzduchom. Je zložený z vulkanického skla, plagioklasov, kremeňa a úlomkov pyroxenických andezitov. Je strednozrnný a jemnozrnný, zelenosivý, miestami až úplne biely. Najhrubšie vrstvy dosahujú 50 cm. Zriedkavé vrstvy ílu majú vysoký obsah tufitickej prímesi.

Prostredie a dynamika depozície, transportné činitele

Ruskovské súvrstvie budujú komplexy sedimentárnych hornín, ktoré sa uložili v oblasti styku aluviálnych kužeľov a akvatického, jazerného prostredia. Pre toto prostredie je charakteristické striedanie fácie výnosových kužeľov hrubších klastík s jemnozrnnejším panvovým vývojom, časté je prepracovanie povrchu vrstiev usadenín, ale aj zmeny v ich vnútornej stavbe ako výsledok saturácie sedimentu vodou (Larsen a Steel, 1978; Gloppen a Steel, 1981). Vo vrstvovom slede prevládajú usadeniny prívalov nad sedimentmi medziprívalových období. Veľmi dôležitým transportným mechanizmom v čase depozície boli rozmanité gravitačné toky usadenín (Walker, 1984; Reading, 1986; Postma, 1991, a. i.). Podľa sedimentologického štúdia ich možno rozdeliť nasledujúco:

a) Plastické gravitačné toky „mass flows" (sensu Dott, 1963; Nardin et al., 1979) subaerickej a subakvatickej proximálnej, zriedka strednej časti výnosového kužeľa.

1. Kohezívne gravitačné toky typu „debris flow". Patria k nim takmer všetky telesá zlepencov a časť pieskovcov.

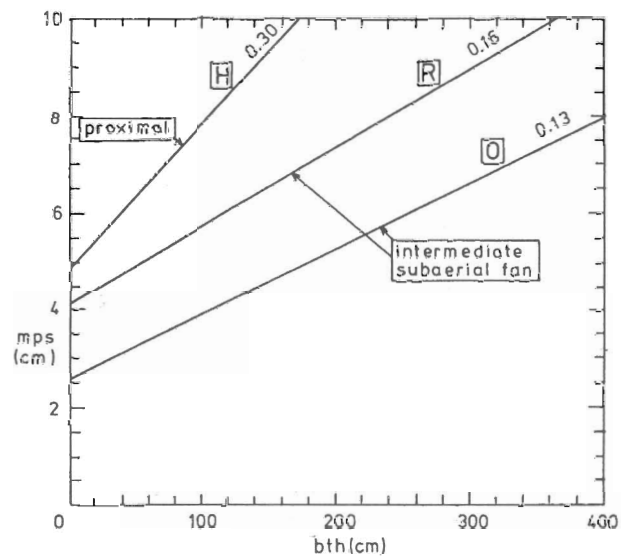


Obr. 5. Smer sklonu plôch ab a orientácia osí a obliakov zlepencov lokality Veľká Hradná, Ruskovce a Ozorovce.
Fig. 5. Dip of the ab-planes and orientation of the a-axes of the conglomerate pebbles in the area of Veľká Hradná, Ruskovce and Ozorovce.

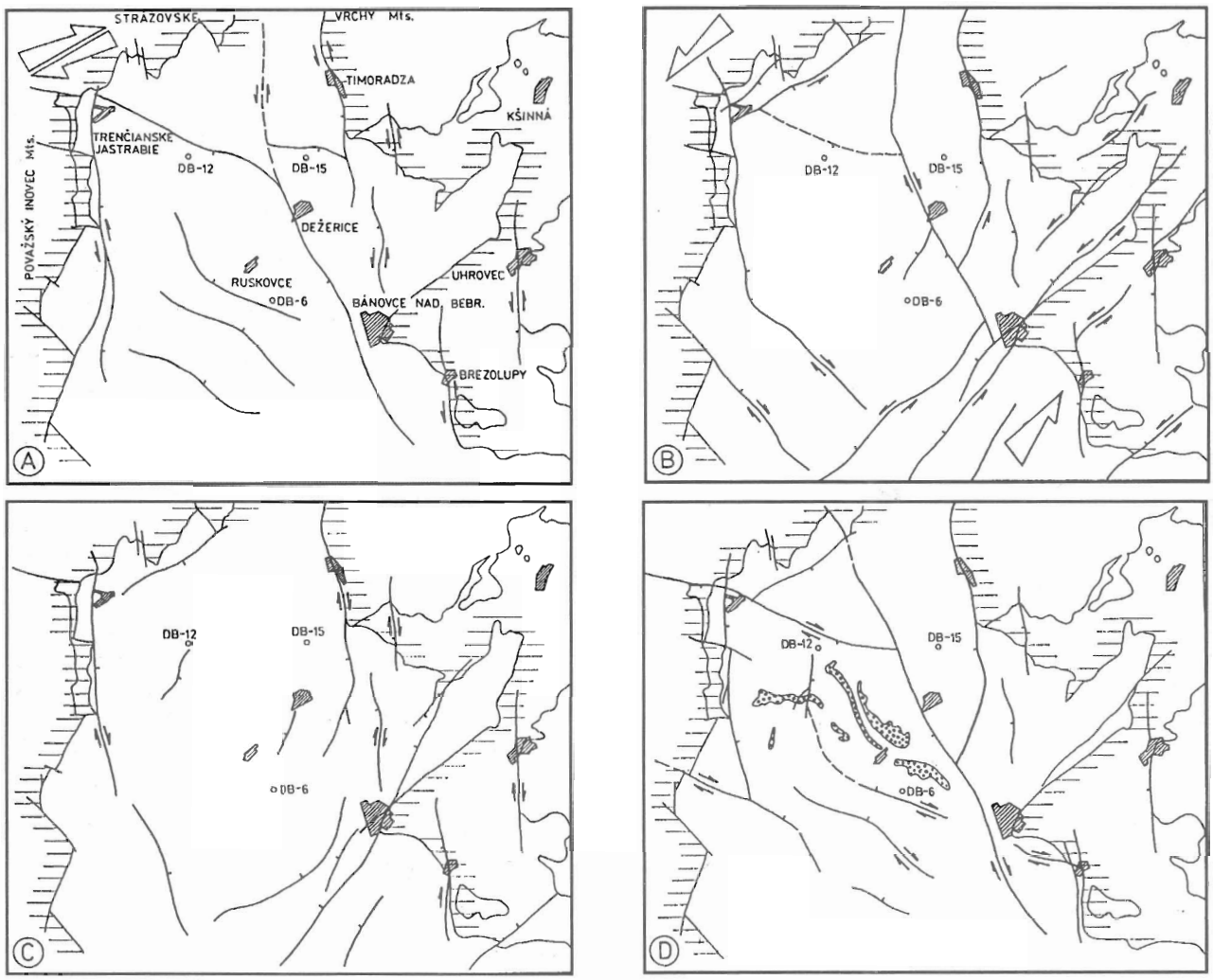
2. Nekohezívne gravitačné toky typu „grain flow". Patrí medzi ne časť zlepencov s podporovou stavbou matrixu, často gradačne zvrstvených, ďalej hrubozrnné tufitické pieskovce s „utopenými" obliakmi, hrubozrnné až stredne-

nozrnné tufitické pieskovce a tufity, často rytmicky gradačne zvrstvené vnútri vrstiev a vyskytujúce sa vo všetkých sledovaných profiloch.

Vzhľadom na to, že sa v študovaných profiloch nezistili charakteristické znaky subakvatických gravitačných tokov, ako je častá prítomnosť turbiditov, rytmické striedanie ílu a siltu, častý výskyt siltových a ílových dajok, sklzové telesá obliakových ílovcov, výraznejšie znaky „zhnetenia" sedimentov, výskyt fosílií, bioturbácie atď. (Nemec a Steel, 1984), predpokladáme že ide hlavne o subaerické gravitačné toky. Na pôsobenie akvatického prostredia poukazujú štruktúry pieskovcových vrstiev generované vlnami, ďalej organizácia klastov a pribúdanie piesčitého matrixu v telesách zlepenca smerom do nadložia, a to na rozdiel od subaerických, ktoré mávajú na povrchu vrstvy drobnozrnného zlepenca alebo stratifikovaného pieskovca usadených pri prepracúvaní povrchu gravitačného toku. Plastické gravitačné toky v smere transportu vykazujú znaky prechodu od kohezívnych tokov k nekohezívnym ako výsledok saturácie vodou. Prejavom



Obr. 6. Regresné priamky vyjadrujúce lineárny vzťah medzi hrúbkou zlepencových vrstiev (bth) a priemernou veľkosťou 10 najväčších obliakov vo vrstve (mps) (podľa modelu Blucka, 1967) lokality Veľká Hradná (H), Ruskovce (R) a Ozorovce (O). Číselné hodnoty pri priamkach vyjadrujú indexy ich strmosti. Charakteristické sú priesečníky priamok s y-osou diagramu naznačujúce mechanizmus transportu v kohezívnych sutinových tokoch (debris flows). Indexy strmosti dokumentujú klesanie kompetencie tokov od lokality Veľká Hradná po lokalitu Ozorovce, pričom charakteristický priebeh priamok určuje genézu zlepencových vrstiev lokality Veľká Hradná v proximálnej časti a lokality Ruskovce a Ozorovce v intermediárnych častiach prevažne subaerických sutinových vejárov.
Fig. 6. Linear regression lines expressing the relation between conglomerate beds thicknesses (bth) and arithmetic mean of sizes from ten largest pebbles of each bed (mps) (according the model of Bluck 1967) from the localities Veľká Hradná (H), Ruskovce (R) and Horné Ozorovce (O). The numbers near the lines express the slope indexes. Characteristic points of the lines and y-axis intersections indicate the transport mechanism in cohesive debris flows. The slope indexes document the decreasing competence of the flows from the locality Veľká Hradná to the locality Horné Ozorovce. Characteristic course of the lines determines the origin of the conglomerate layers in the locality Veľká Hradná in proximal part and in the localities Ruskovce and Horné Ozorovce in intermediate parts of subaerial debris fans.



Obr. 7. Schéma zlomovej kinematiky v Bánovskej kotline. A - spodný miocén, B - spodný stredný miocén, C - stredný miocén, D - vrchný miocén (bodkované plochy vyznačujú rozsah ruskovského súvrstvia na povrchu).
Fig. 7. Scheme of the fault kinematics in the Bánovská kotlina Basin during the Miocene. A - Lower Miocene, B - Early Middle Miocene, C - Middle Miocene, D - Upper Miocene (outcrops of the Ruskovce Fm. are marked by dotts).

je postupné gradovanie vrstiev, erózia a prítomnosť intraklastov podložného tufitu v spodnej časti telies zlepenca.

b) Tekuté, turbulentné gravitačné toky „fluidal flows" (Bull, 1977; Pierson, 1981; Lawson, 1982; Lowe, 1979, 1982), proximálnej, strednej a zriedkavo distálnej časti výnosového kužeľa. Patria sem ojedinele sa vyskytujúce vrstvy pozitívne gradovaného pieskovca vo vrchných častiach s laminovaným, šikmým a čerinovým zvrstvením, tenké vrstvičky aleuritov a pelitov s ostrým spodným kontaktom a difúznym kontaktom do nadložia tvoreného sedimentmi jemnejšieho zrna, ktoré sa vyskytujú vo vrchnej časti profilu Veľká Hradná, ďalej v spodnej časti profilu Ruskovce a vrchnej časti profilu Ozorovce.

Osobitnú kategóriu sedimentov tvorí spad vulkanického materiálu „fall" (Fisher, 1979). Patria doň vrstvičky a povlak tufu bez náznaku prepracovania vodným prostredím, občasné nálezy hrubších neopracovaných klastík vulkanických hornín vo vrstvách strednozrnného a hrubozrnného tufitického pieskovca v profile Ozorovce, ako aj ojedinelé vrstvičky drobnozrnného zlepenca tvorené výlučne propylitizovanými andezitovými lapilami s náznakmi opačnej gradácie, ktorých spodná vrstvová plocha kopíruje reliéf zvlnenej podložnej vrstvy a vrchnú väčšinou erodovalo nasledujúce prúdenie (Lajoie, 1984).

Miocénny vývoj Bánovskej kotliny

Uloženiu ruskovského súvrstvia v strednom miocéne predchádzala výrazná štruktúrna prestavba regiónu Bánovskej kotliny, dezintegrácia spodnomiocénneho sedimentačného priestoru, výzdvih územia a vznik extenznej panvy geneticky sa viažucej na vývoj oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Štruktúrnu prestavbu Bánovskej kotliny koncom spodného miocénu kontrolovala strižná tektonika sprevádzajúca formovanie západnej časti karpatského oblúka. Pole paleonapätia s hlavnou kompresiou smeru SZ - JV indukovalo pohyby v dextrálnej strižnej zóne smeru

VSV - ZJZ, zasahujúcej do severnej časti regiónu. Na jej existenciu poukazujú doteraz známe údaje zo severnej časti Malých Karpát (Kováč et al., 1989; Marko et al., 1990; Marko et al., 1991) a vrchov Žiar (Nemčok a Lexa, 1990). Dominantnú úlohu na prestavbe Bánovskej kotliny v tom období mali ľavostranné posuny smeru S - J a čiastočne azda poklesy smeru SZ - JV (obr. 7).

Dezintegrácia spodnomiocénneho sedimentačného priestoru po karpate súvisela so zmenou orientácie hlavnej kompresie do smeru S - J. Táto zmena aktivizovala ľavostranné posuny smeru SV - JZ a poklesy smeru S - J, ktoré sa významne uplatnili aj pri formovaní panví v západnej časti Karpát (Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989; Marko et al., 1990; Marko et al., 1991).

V bádene začal vývoj regiónu okrem strižnej tektoniky ovplyvňovať aj výstup plášťových hmôt v stredoslovenskej oblasti sprevádzaný intenzívnou vulkanickou činnosťou. Vyklenutie plášťa spôsobilo výzdvih územia spätý s pasívnou kôrovou extenziou (Nemčok a Lexa, 1990). V tom období sa v panve na území Bánovskej kotliny začalo usádzať pelitické, svinianske súvrstvie, dosahujúce hrúbku vyše 800 m (Brestenská, 1980). Spodnobádenský až vrchnobádenský vek súvrstvia potvrdzuje palinologická analýza peľových spektier vo vrstvovom slede vrtu DB-6 (Planderová, v tlači).

Subsidenciu panvy v oblasti Bánovskej kotliny kontrolovali poklesové zlomy smeru S - J sprevádzané aktivitou ľavostranných posunov smeru SV - JZ, najmä v južnej časti regiónu (obr. 7). Pozdĺž zlomov smeru S - J generovaných kôrovou extenziou sa v bádene formoval asymetrický graben so sklonom na Z (Plašienka et al., 1991; obr.6). Jeho analógom, situovaným oveľa bližšie k aktívnym vulkanickým centrám, je handlovsko-novácka panva, ktorej bádenskú sedimentárnu výplň v podloží uhoľných slojí tvoria 200 m hrubé bazálne andezitové tufy a zlepence (Čechovič, 1959). Transtenzný vývoj handlovsko-nováckej oblasti podobne ako bánovskej a stredoslovenských neovulkanitov vo vrchnom bádene charakterizuje smer hlavnej kompresie smeru S - J (Nemčok a Lexa, 1990).

Koncom bádenu a začiatkom sarmatu vývoj Bánovskej kotliny podobne ako handlovsko-nováckej panvy ovplyvnilo pole paleonapätia s hlavnou kompresiou orientovanou v smere SV - JZ (Nemčok a Lexa, 1990). Subsidenciu jazier kontrolovali poklesy smeru SV - JZ a zlomy smeru S - J sa aktivizovali ako pravostranné posuny s výraznou poklesovou zložkou. Obdobný charakter pravostrannej transtenzie v sarmate sa konštatoval na zlomoch smeru S - J aj v oblasti „oravskej sigmoidy" (Kováč a Hók, v tlači).

Rekonštrukcia sedimentačného prostredia ruskovského súvrstvia

Ruskovské súvrstvie považujeme za terminálnu časť komplexu sedimentárnych hornín reprezentujúcich smerom do nadložia hrubnúci cyklus. Vznikol uložením progradujúcich náplavových kužeľov vynášaných systémom periodických tokov bez stálych brehov s pridruženým gravitačným transportom sedimentov z oblasti stredoslovenských vulkanitov (zdrojová oblasť typu A, Postma, 1990), pričom toky sledovali strmý gradient reliéfu (Mc.Pherson et al., 1987). Zdrojovou oblasťou mohli byť masívy štiavnického stratovulkánu (Konečný et al., 1983), resp. aj vrchy Vtáčnik v záverečnej fáze depozície (Čechovič, 1933). Plytké sedimentačné prostredie sústavne kontrolovala aktivita zlomov, ktorá umožnila depozíciu „fan-delty" Gilbertovho typu. Obliakový materiál zlepencov tvoria produkty viacerých fáz vulkanizmu podobne ako materiál tufitického pieskovca, tufitu a tufu (Konečný et al., 1983). Miešali sa počas prívalovej sedimentácie náplavových kužeľov pozdĺž východného okraja panvy a odtiaľ sa transportovali v subaerických a subakvatických hustých gravitačných tokoch typu „debris flow" a „grain flow" cez okraje rýchlo subsidujúceho jazera. Vplyv prúdov a vlnenia v medziprívalových obdobiach bol minimálny. Časť materiálu sa transportovala vzduchom vo forme popolčeka, ale aj väčších klastov. O pôvodnom rozšírení ruskovského súvrstvia smerom na V svedčia zachované denudačné zvyšky známe napr. z okolia obce Brezolupy (Gašparík, 1967).

Smer sklonu vrstiev je v oblasti Ozoroviec a Ruskoviec na JZ až ZJZ , v oblasti Veľkej Hradnej na JV. Priemerne sa pohybuje v rozpätí 3 - 8 stupňov, pričom pravdepodobne ide o paleosklon sedimentačného prostredia. Sklon obliakov a šikmého zvrstvenia profilov sa zhodujú so smerom sklonu vrstiev (obr. 2, 3, 4, 5). Pokladáme ich za ukazovateľ smeru transportu klastického materiálu z okrajov do centra panvy, ktorej subsidenciu v záverečnej fáze kontrolovali poklesové zlomy smeru S - J a SSZ - JJV. Oživenie aktivity dextrálnych posunov smeru SZ - JV až ZSZ - VJV mohlo byť spojené so slabou rotáciou územia proti smeru hodinových ručičiek, ale to by bolo treba overiť paleomagnetickým výskumom (obr. 7). Rovnaké extenzné sily v smere V - Z až VSV - ZJZ, predpokladané v oblasti Bánovskej kotliny, boli doložené v oblasti stredoslovenských vulkanitov počas vrchného sarmatu a panónu (Nemčok a Lexa, 1990). Výnimku predstavujú vrchy Žiar, kde sa predpokladá vplyv na SV - JZ orientovanej extenzie (Nemčok a Lexa, 1990).

Literatúra

Bluck, B. J. 1967: Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scottish J. of Geol. 3 (Glasgow), 139 - 167.*

Brestenská, E. 1969: Čiastková záverečná správa o vrte DB-12 Svinná. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Brestenská, E . 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny (1:50 000). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Bull, W. B. 1977: The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography, 1, 222 - 270.*

Čechovič, V. 1933: Nástin petrografického složení a úložných poměrů třetihorních vyvřelin v Handlovské uhelní pánvi. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., IX, 3 - 4

Čechovič, V. 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. *Geologické Práce, Zoš., 53, 5 - 58.*

Dott, R. J. Jr. 1963: Dynamics of subaquaeous gravity depositional processes. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Bull., 47, 104 - 128.*

Fernández, J., Bluck, B. J. & Viseras, C. 1991: A lacustrine fan-delta system in the Pliocene deposits of the Guadix Basin (Betic Cordilleras, South Spain). *Cuad. Geol. ibér., The dynamics of coarse-grained deltas (Madrid), 299 - 318.*

Fisher, R. V. 1979: Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Research, 6, 305 - 318.*

Gašparík, J. 1967: Geologické pomery severných výbežkov Podunajskej nížiny. [Kandidátska práca.] *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Gloppen, T. G. & Steel, R. J. 1981: The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-delta bodies (Devonian, Norway) - a study in the significanca of bedding sequences in conglomerates. *In: F. G. Ethrige and R. M. Flores (Eds.): Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 31, 49 - 69.*

Johnson, A. M. 1970: Physical processes in Geology. *Freeman, Cooper and Co. (San Francisco), 577.*

Karolusová, E. 1968: Čiastková záverečná správa o doterajších výskumoch bazálnych pyroklastík. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 7 - 203*

Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. & Túnyi, I. 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 1,. 37 - 62.*

Kováč, P. & Hók, J. (in press): Central Slovakia fault system - field evidence of strike-slip. *Geol. Carpath.*

Krystek, I. 1959: Předběžná zpráva o výsledcích sedimentárně - petrografického výzkumu vrtby DB-3 Ruskovce. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Lajoie, J. 1984: Volcaniclastic rocks. *In: Walker R. G. (Ed): Facies models, Second edition. Geosci. Canada, Reprint ser. 1 (Kitchener, Ontario), 39 - 52.*

Larsen, V. & Steel, R. J. 1978: The sedimentary history of a debris flow-dominated alluvial fan: a study of textural inversion. *Sedimentology (Amsterdam), 25, 37 - 59.*

Lawson, D. E. 1982: Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska. *J. Geology, 90, 279 - 300.*

Lowe, D. R. 1979: Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *In: L. J. Doyle and O. H. Pilkey (Eds.): Geology of continental slopes. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 27, 75 - 82.*

Lowe, D. R. 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279 - 297.*

Maheľ, M. 1954: K stratigrafii treťohôr Bánovskej tabule. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 3, 53 - 69.*

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šutovská, K. 1990: Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková furow, Hrabník Formation). *Mineralia slov., 22, 5, 399 - 410.*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské pohorie Mts. *Mineralia slov., 23, 3, 189 - 200.*

McPherson, J. G., Shanmugam, G. & Moiola, R. J. 1987: Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Bull. Geol. Soc. Amer., 99, .331 - 340.*

Middleton, G. V. 1967: Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Canad. J. Earth Sci., 4, 475 - 505.*

Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S. & Edwards, B. D. 1979: A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *In: L. J. Doyle & O. H. Pilkey (Eds.): Geology of continental slopes. Soc. Econ. Paleont Mineral., Spec. Publ. 27, 61 - 73.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989: Neogene tectonics and paleostress field changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 132, 2, 443 - 458.*

Nemčok, M. & Lexa, J. 1990: Evolution of the Basin and Range structure around the Žiar mountain range. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 3, 229 - 258.*

Nemec, W. & Steel, R. J. 1984: Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In: E. H. Koster and R. J. Steel (Eds.): Sedimentology of gravels and conglomerates. Canad. Soc. Petrol. Geol., 10, 1 - 31.*

Petrbok, J. 1930: Mastodont augustidens Cur. v andezitových tufech u Bánovců v Slovensku. *Věda přír., 11, 1, 3 - 6.*

Pettijohn, F. J. 1957: Sedimentary rocks. *Harper and Row (New York), 718.*

Pierson, T. C. 1981: Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology, 28,. 49 - 60.*

Planderová, E. 1969: Záverečná správa z palinologického výskumu vrtu DB-12. *Manuskript - archív GÚDŠ. Bratislava.*

Planderová, E. (v tlači): Nové poznatky o vekovom zaradení neogénnych sedimentov vnútrokarpatských kotlín. *Geol. Carpath.*

Plašienka, D., Michalík, M., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M. 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. - an overview. *Geol.Carpath., 42, 4, 195 - 208.*

Postma, G. 1990: An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova (Strassbourg), 2, 2, 124 - 130.*

Postma, G. 1991: Facies analysis. From ripple to system tract. *Utrecht Univ., Blok-A, 196.*

Reading, H. G. 1986: Sedimentary environments and facies. *Second edition. Blackwell (Oxford), 615.*

Vass, D. 1989: Lithostratigraphy of West Carpathians Neogene. Meeting of KBGA Comission on Stratigraphy. *Paleogeography and Paleontology. Liptovský Ján Oct. 1989.*

Walker, R. G. 1984: Facies models. Second edition. *Geosci. Canada, Reprint ser. 1 (Kitchener, Ontario), 317.*

Wentworth, C. K. 1922: A scale of grade and class terms from clastic sediments. *J. Geol. (Chicago), 30, 377 - 392.*

Ruskovce Formation - deposits of sediment gravity flows (NW part of the Bánovská kotlina depression)

The Miocene evolution of the Bánovská kotlina depression was influenced by wrench tectonics accompanying the Carpathian arch development and passive crustal extension induced by diapiric uprise of hot mantle material in the central Slovakia.

Sinistral strike-slips of N-S direction and partly also NW-SE normal faults iniciated by NW-SE oriented main compression played dominant role in the change of structural pattern of the area during the Lower Miocene (Fig. 7). Rotation of the main compression axis to N-S direction in the Middle Miocene generated conditions for activation of NE-SW oriented sinistral strike slips. N-S faults controlled by passive crustal stretching started to form the assymetrical graben dipping to the west, in which pelitic Svinná Formation was deposited during the Badenian (Fig. 7). Deposition of the volcaniclastic Ruskovce Formation was influenced by next rotation of the main compression to the NE-SW direction in the Late Badenian-Early Sarmatian (Fig. 7). The basin subsidence was controlled by the NE-SW normal faults, the N-S faults were activated as transtensive dextral strike-slips. During the Sarmatian an extension reactivated older NNW-SSE and NW-SE oriented faults controlling also the present occurrence of sedimentary rocks of the Ruskovce Formation.

The Middle Miocene volcanic-sedimentary Ruskovce Formation outcrops in about 20 km^2 area between Veľká Hradná and Horné Ozorovce villages in the Bánovská kotlina depression (Fig.1). The formation is gradually developing from underlaying pelitic Badenian sediments and it consists of conglomerate bodies composed of andesite pebbles, tuffaceous sandstones, tuffites and pelites with volcanic admixture. The sedimentary rocks were deposited in the contact of subaerial alluvial fan and subaqueous lacustrine environments (Fig. 6). The predominant mechanism for the transport and deposition of conglomerate and sandstone surges were mainly cohesive sediment gravity flows (debris flows) and in part cohesionless flows (grain flows), fluidal flows and also falls of volcanic material (Fig. 2, 3, 4). Lacustrine and fluvial conditions of sedimentation dominated only during the intersurge intervals (Fig.2).

The Ruskovce Formation is considered to be the terminal member of the coarsening upward sequence of the sedimentary rocks complex, which originated by prograding of alluvial fans from the area of Central Slovakian neovolcanics, whereby the rivers followed the steep gradient of the relief. Shallow, lacustrine sedimentary environment on the basin margin had been controlled permanently by the fault activity, which enabled the deposition of Gilbert type fan-delta during Upper Badenian - Sarmatian time.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 125 - 130

Výskyt ortuti v pôdnom profile a potočnom sedimente chránenej krajinnej oblasti Malých Karpát

JOZEF FORGÁČ[1] a VLADIMÍR STREŠKO[2]

[1]Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 27. 1. 1993, revidovaná verzia doručená 11. 3. 1993)

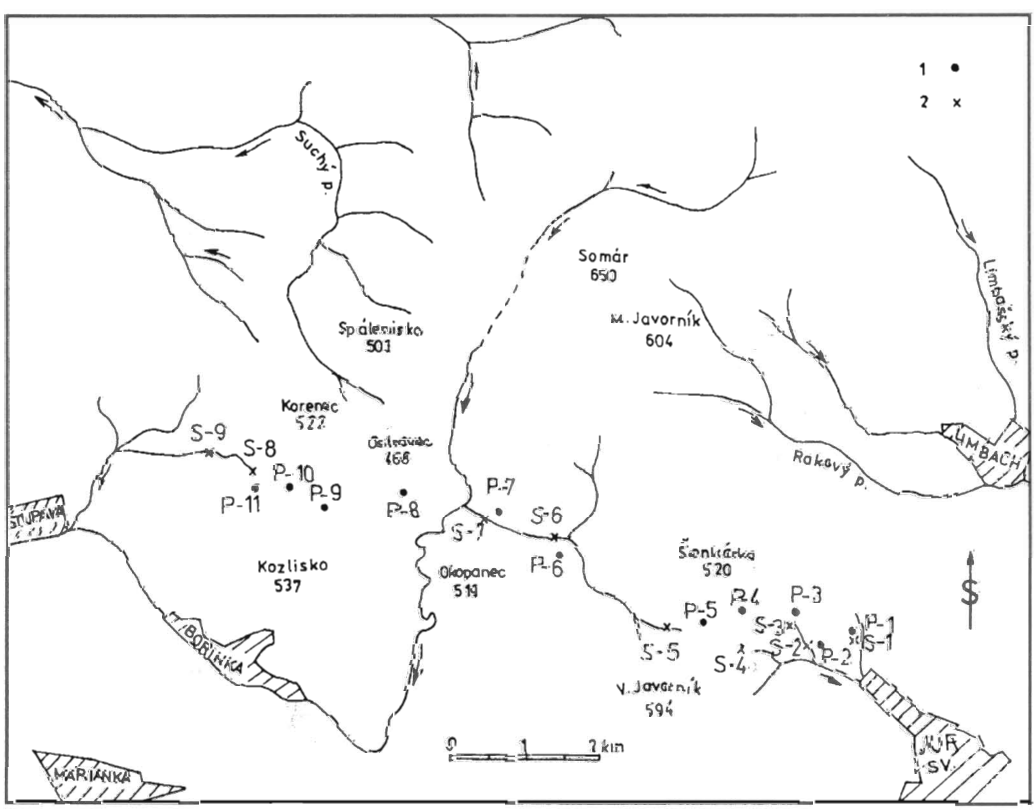
Mercury occurance on the soil profile stream sediment in the protected area of the Malé Karpaty Mts.

The occurance, distribution and accumulation of mercury have been studied using two series of soil profiles and also in fluvial sediments of brook streams in the Malé Karpaty Mts. The profiles have been crossing the undisturbed soil (forests) as well as mechanically (anthropogenically) affected soil in its upper part during the morphology adapting (recently meadows). We have ascertained that the mercury is occurring in concentrations between 0.029 to 0.568 ppm. The undisturbed soil has the highest Hg content in its uppermost part (Ao subhorizon) and depthward Hg content lowers. The mechanically disturbed soil has the smaller Hg content in subhorizon Ao compared with deeper parts of A horizon. The mercury content in stream sediments increases proportionally with the content of organic matter in these sediments.

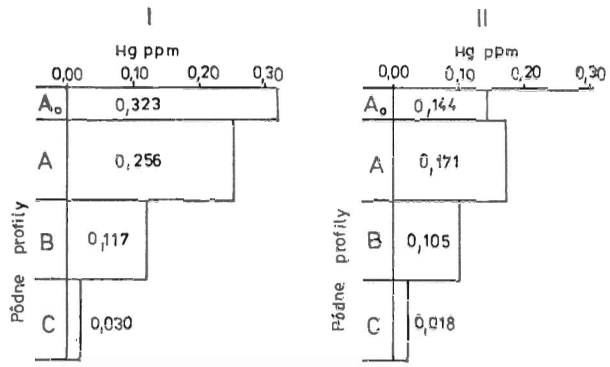
Úvod

Ortuť, a najmä jej zlúčeniny patria medzi najstaršie známe toxické látky. Používali sa už v dávnej minulosti a s technickým rozvojom sa ich používanie výrazne rozšírilo, s ortuťou sa pracuje v rozličných odvetviach priemyslu, v poľnohospodárstve, v laboratóriách a v domácnostiach.

Ortuť sa vyskytuje v horninách zemskej kôry a v rud-



Obr. 1. Schéma študovaných lokalít. 1 - pôdne profily s označením P-1 až P-11, 2 - fluviálne sedimenty potočných tokov s označením S-1 až S-9.
Fig. 1. Schema of investigated localities. 1 - soil profiles marked P-1 to P-11, 2 - fluvial sediments marked S-1 to S-9.



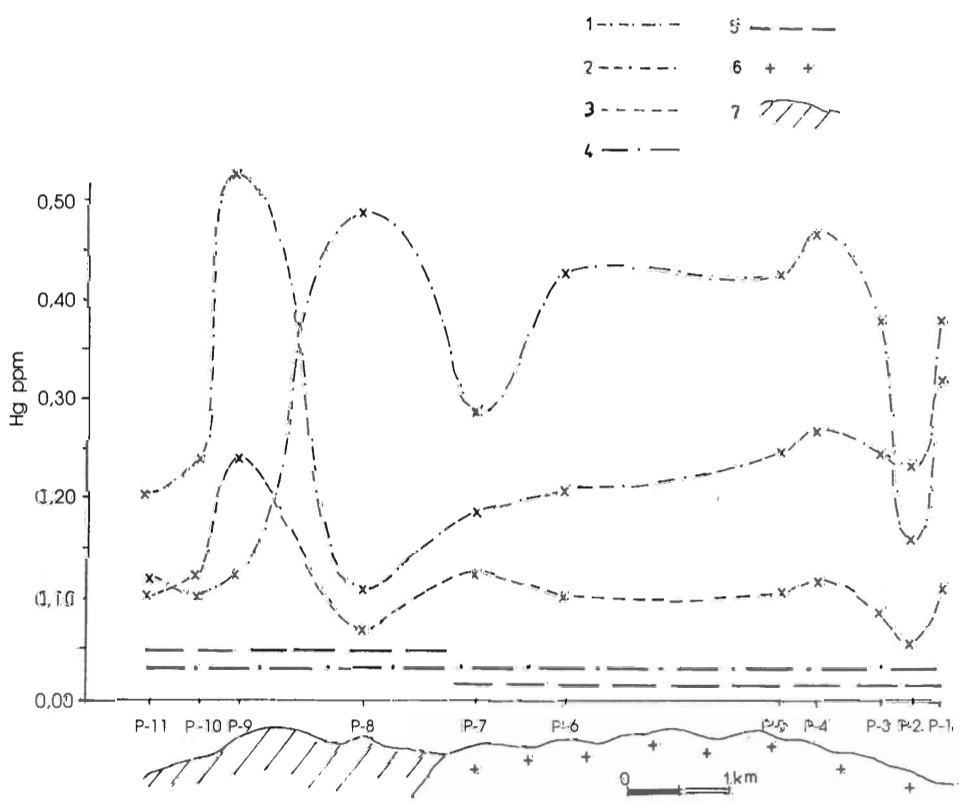
Obr. 2. Graf priemerného obsahu Hg v subhorizonte A_0, horizonte A, horizonte B a horizonte C (substrát), I - nenarušená pôda, II - pôda s antropogénnym zásahom (mechanickým).
Fig. 2. Graph of average Hg content in the A_0 subhorizon, A horizon, B horizon and C horizon (substratum), I - undisturbed soil, II - soil affected anthropogenically (mechanically).

ných ložiskách, uvoľňuje sa z nich a ako vodný a vzdušný migrant sa dostáva do pohybu. Z antropogénnych zdrojov uvoľňovania ortuti je najvýznamnejšie spaľovanie fosílnych palív (najmä uhlia), hutníctvo železných a neželezných kovov, cementárne, vápenky, magnezitky, tehelne, elektrolýza NaCl, elektrotechnický priemysel, ako aj poľnohospodárstvo.

Množstvo ortuti, ktoré sa podľa svetovej produkcie dostalo do atmosféry, hydrosféry a pedosféry roku 1900, bolo 3 x 10^6 kg, roku 1970 sa zvýšilo trojnásobne a stále vzrastá. Z uvedeného do atmosféry uniká 45 %, do hydrosféry 7 % a do pedosféry 48 % ortuti (Andren et al., 1979). Jej prevažná časť v prírode migruje v plynnom stave ako Hg^0, menej ako $(CH_3)_2Hg$. V atmosfére sa Hg^0 oxiduje v aerosólových časticiach, mení sa na formy rozpustné vo vode a dažďom (alebo suchým spadom) sa dostáva späť na zem (Brosset, 1981). Takouto cirkuláciou sa ortuť hromadí v pôde, vode, v rastlinách (najmä v ich koreňových systémoch), ako aj v zvieratách, odkiaľ sa môže dostať do potravinového reťazca, a tak aj do ľudského organizmu.

Z experimentálnych prác (Babčan a Ševc, 1993) vychodí, že koncentrátormi ortuti sú málo rozpustné komplexy humínových a fulvokyselín v širokom rozpätí pH. Ich prípadným rozpadom za pôsobenia mikroorganizmov môžu vznikať iné systémy a vytvárať s ortuťou metylované deriváty, ktoré sú vo vode zväčša dobre rozpustné a ľahko sa môžu dostať do kolobehu pitnou a inou vodou. Tieto zlúčeniny sú podľa Marholda (1986) toxicky nebezpečné.

Údajov o výskyte ortuti v pôde chránenej oblasti Malých Karpát je veľmi málo. Ortuť sa sledovala len



Obr. 3. Distribúcia Hg v pôdnych profiloch v smere Svätý Jur - Stupava (nenarušená pôda). 1 - subhorizont A_0, 2 - horizont A, 3 - horizont B, 4 - priemerný obsah Hg v pôde Slovenska (poľnohospodárskej), 5 - priemerný obsah Hg v substráte, 6 - granity, 7 - karbonáty.
Fig. 3. Hg distribution in soil profiles in the direction Svätý Jur - Stupava (undisturbed soil). 1 - subhorizon A_0, 2 - horizon A, 3 - horizon B, 4 - average content of Hg in the agricultural soil of Slovakia, 5 - average content of Hg in the substratum, 6 - granites, 7 - carbonates.

v povrchovom humusovom horizonte v prehľadnom meradle (Marušiak, 1991).

Zameranie práce

Údaje o ortuti v pôde a vo fluviálnych sedimentoch potočných tokov v chránenej oblasti Malých Karpát sú veľmi skromné. Pre toxicitu ortuti a jej zlúčenín vznikla potreba zistiť distribúciu a akumuláciu tohto prvku v oblasti v nadväznosti na územie veľkej Bratislavy. Práce sa zamerali na súčasný výskyt, koncentráciu a distribúciu ortuti v dvoch sériách pôdnych profilov. Jedna séria profilov vedie naprieč Malými Karpatmi v dĺžke cca 10 km, a to od Svätého Jura po Stupavu. Táto séria zachytáva nenarušené pôdne profily (lesnú pôdu). Druhá séria profilov sa študovala na V od Tureckého vrchu v dĺžke 1 km približne v smere S - J, a to na území, v ktorom bol mechanický (antropogénny) zásah do vrchnej časti pôdneho profilu pri vyrovnávaní a úprave terénu, čím sa terén čiastočne narušil (dnes je tam trávnatý porast). Fluviálne sedimenty potočných tokov sa študovali so zreteľom na možnosť akumulácie ortuti v nich, lebo predstavujú splavený materiál z okolitej pôdy. Lokalizácia odberu vzoriek je na obr. 1.

Práce sa vykonávajú v zmysle grantu 1/90/92 a postupne sa rozširia na celú chránenú oblasť Malých Karpát. Spolu s ortuťou sa skúma širšia asociácia ťažkých kovov. V tejto práci predkladáme doterajšie poznatky o ortuti. Asociácii ťažkých kovov venujeme osobitnú štúdiu.

Metodika práce

Pôdne vzorky sme odobrali odkopom, a to zo subhorizontu A_0 z hĺbky 3 až 5 cm, A-horizontu z hĺbky 10 až 15 cm a B-horizontu z hĺbky 30 až 50 cm. Z fluviálnych sedimentov potočných tokov sa odoberali dvojice vzoriek z každej lokality. Odoberal sa jemný kalový materiál. Jedna vzorka sa odobrala tak, aby obsahovala čo najviac organického, druhá čo najviac ílovitého materiálu. Vzorkový materiál sa po vysušení preosial a na zistenie obsahu ortuti sa použila frakcia pod 0,125 mm.

Ortuť sa v sledovaných vzorkách pôdy a potočných sedimentov zisťovala na jednoúčelovom atómovom absorpčnom spektrometri TMA-254 (Trace Mercury

TAB. 1
Odporúčané hodnoty prvkov v štandardnom referenčnom materiáli pôdy SO-2
Recommended values of elements in the standard soil matter of the sample SO - 2.

Prvok	Odporúčaná hodnota (%)	Prvok	Odporúčaná hodnota (μg/g)
Si	24,99	Sr	340
Al	8,07	Zn	124
Fe	5,56	V	64
K	2,54	Pb	21
Ca	1,96	Cr	16
Ti	0,86	Cu	7
Mg	0,54	Hg	0,082
Mn	0,072		

TAB. 2
Výsledky Hg v SO-2 získané opakovaným stanovením
Hg values in the sample SO-2 reached by re-evaluation.

Číslo stanovenia	Hg (μg/g)	Číslo stanovenia	Hg (μg/g)
1	0,078	6	0,078
2	0,075	7	0,078
3	0,076	8	0,076
4	0,077	9	0,078
5	0,078	10	0,079

TAB. 3
Nenarušená pôda (obsah Hg v ppm)
Hg contents (ppm) in undisturbed soil

Číslo vzorky	Pôdne horizonty		
	A_0	A	B
P-1	0,385	0,340	0,110
P-2	0,161	0,236	0,054
P-3	0,384	0,247	0,088
P-4	0,473	0,279	0,122
P-5	0,429	0,248	0,115
P-6	0,430	0,210	0,104
P-7	0,289	0,182	0,135
P-8	0,445	0,111	0,067
P-9	0,138	0,533	0,249
P-10	0,103	0,236	0,129
P-11	0,118	0,204	0,117

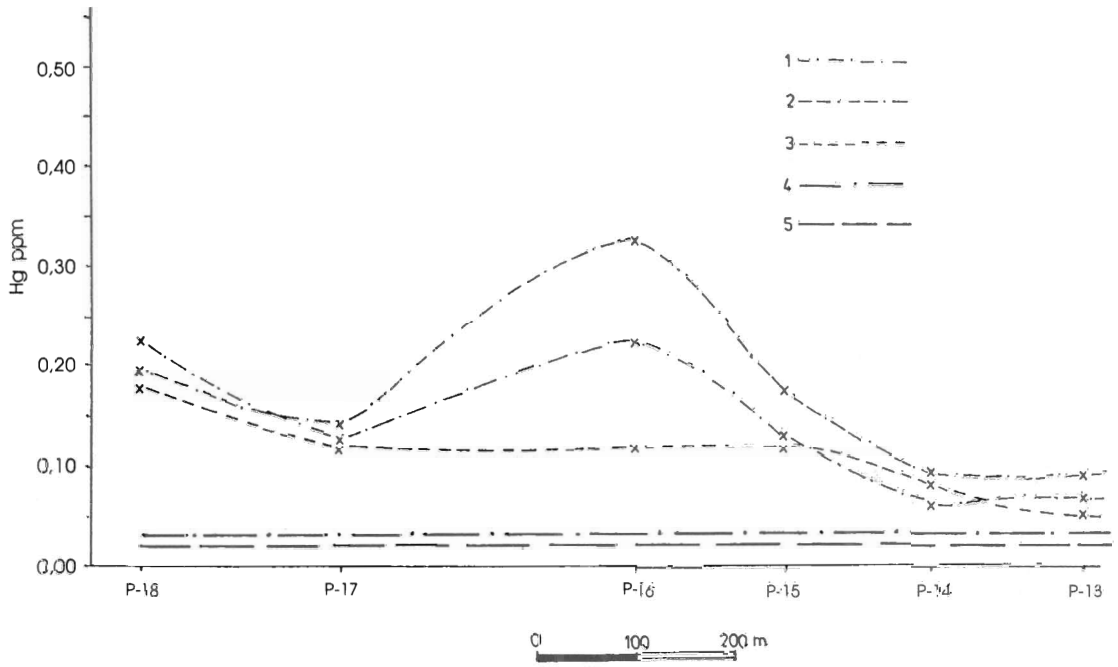
TAB. 4
Mechanicky narušená pôda (obsah Hg v ppm)
Hg contents (ppm) in affected (mechanically) soil

Číslo vzorky	Pôdne horizonty		
	A_0	A	B
P-13	0,076	0,095	0,072
P-14	0,055	0,092	0,084
P-15	0,137	0,176	0,128
P-16	0,224	0,326	0,117
P-17	0,130	0,141	0,130
P-18	0,236	0,200	0,183

TAB. 5
Sedimenty potočných tokov (obsah Hg v ppm)
Hg contents (ppm) in the sediments of brook streams

Číslo vzorky	Charakter vzorky	
	a	b
S-1	0,202	0,115
S-2	0,332	0,088
S-3	0,568	0,241
S-4	0,455	-
S-5	0,242	0,192
S-6	0,180	0,109
S-7	0,372	0,214
S-8	0,029	0,083
S-9	-	0,056

a - vzorka s výraznou prevahou organickej hmoty, b - vzorka s výraznou prevahou ílovitého materiálu



Obr. 4. Distribúcia Hg v pôdnych profiloch na V od Tureckého vrchu, vrchná časť antropogénne (mechanicky) narušenej pôdy. 1 - subhorizont A_o, 2 - horizont A, 3 - horizont B, 4 - priemerný obsah Hg v pôde Slovenska (poľnohospodárskej), 5 - priemerný obsah Hg v substráte.
Fig. 4. Hg distribution in the soil profiles eastward from Turecký vrch hill, the upper part is anthropogenically (mechanically) disturbed. 1 - subhorizon A_o, 2 - horizon A, 3 - horizon B, 4 - average content of Hg in the agricultural soil of Slovakia, 5 - average content of Hg in the substratum.

Analyzer), vyrobenom na Vysokej škole chemickotechnologickej v Prahe. Princíp stanovovania spočíva v termooxidačnom uvoľňovaní ortuti z pevnej vzorky, obohatenej na amalgátore. Zachytená ortuť sa termicky uvoľňuje, jej para sa vedie do absorpčných trubíc a tam sa meria signál získaný úbytkom žiarenia z ortuťovej výbojky na atómoch ortuti. Zariadenie umožňuje stanoviť ortuť priamo z pevných vzoriek pri maximálnom návažku 200 mg v rozsahu 0,2 - 200 ng. Z toho vychodí, že najnižšia koncentrácia ortuti, ktorú bolo možno v sledovaných vzorkách zistiť bola 1 ppb (mg/t). Presnosť stanovenia pri koncentrácii ppm bola +1 %. Správnosť stanovenia sa sledovala analýzou štandardne referenčného materiálu pôdy SO-2 (Canadian Certified Reference Materials Project, Canada Centre for Mineral and Energy Technology, Ottava) s odporúčanou koncentráciou niektorých prvkov (tab. 1). Stanovený obsah ortuti opakovanou analýzou je v tab. 2. Vypočítaná štandardná odchýlka je ± 11,64 % a správnosť stanovenia získaná z rozdielu odporúčanej hodnoty a strednej hodnoty stanovenia je -6,08 %.

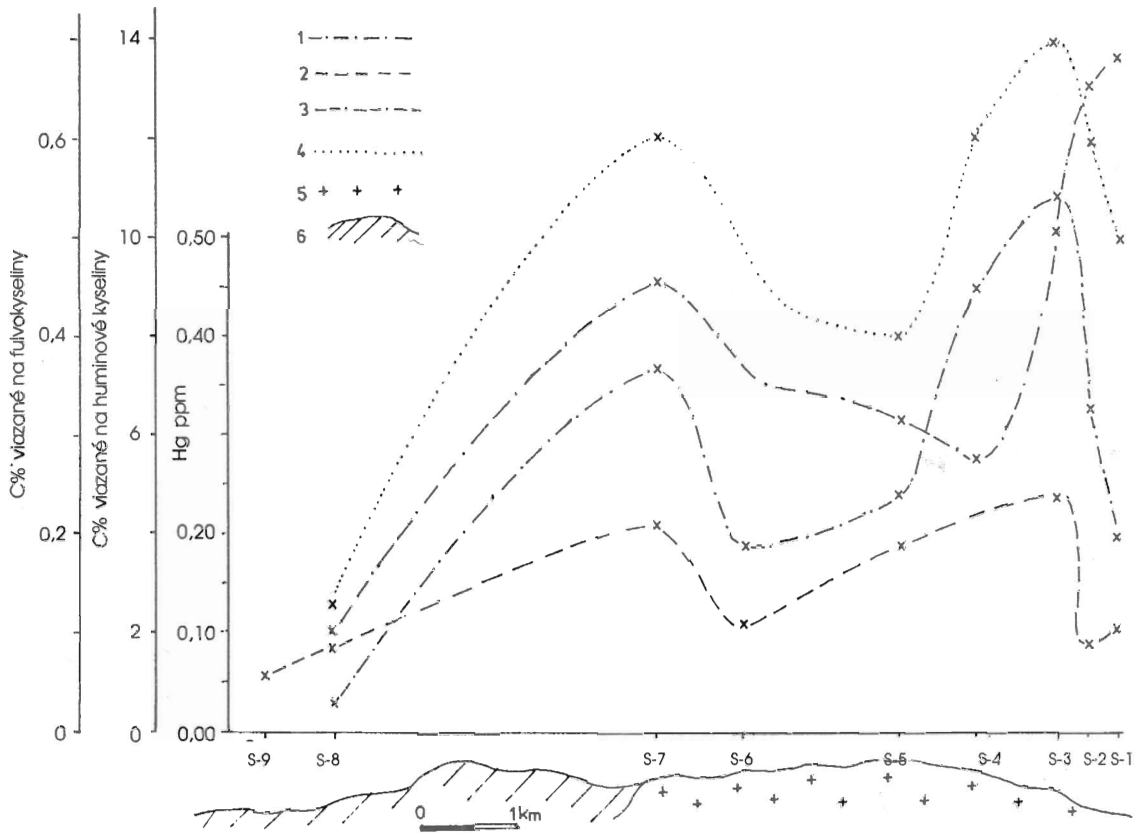
Každá vzorka sa analyzovala trikrát. Zo všetkých meraní sa urobil priemer na eliminóciu rozptylu použitej analytickej metódy. Zistený obsah ortuti je v tab. 3 až 5.

Prehľad výsledkov

Ortuť sa v pôde vyskytuje v koncentračnom rozmedzí 0,067 až 0,533 ppm. Najčastejšie sa vyskytuje v koncentrácii 0,100 až 0,150 ppm. Ak sa hodnotia nenarušené a narušené pôdne profily spolu, hoci aj po jednotlivých horizontoch a neberie sa do úvahy antropogénny zásah do nich, môžu sa prejaviť isté rozdiely v obsahu ortuti. Interpretácia takýchto údajov môže byť ťažká, príp. aj nesprávna.

Ak sa pôda rozdelí na nenarušenú a mechanicky narušenú (antropogénnu), vzniká o koncentrácii ortuti v pôdnych profiloch jasnejší obraz. V nenarušenej pôde je najvyššia koncentrácia ortuti v najvrchnejšej časti A-horizontu (subhorizont Ao), v priemere 0,323 ppm. V hlbších častiach A-horizontu a v B-horizonte je ortuti menej a v substráte (C-horizont) je zastúpená iba v stotinách ppm. Odlišný obraz dáva pôda, kde sa vrchná časť A-horizontu mechanicky narušila pri vyrovnávaní terénu. V najvrchnejšej časti A-horizontu je ortuti menej ako v jeho hlbších častiach. Znížený obsah ortuti oproti nenarušenej pôde je aj v hlbších častiach A-horizontu. V B-horizonte rozdielov takmer niet (obr. 2).

V pôdnom profile v smere Svätý Jur po Stupavu je obsah ortuti dosť premenlivý a v pôde nad granitom (vzorka 1 až 7) a karbonátmi (vzorka 8 až 11) nie sú v obsahu ortuti podstatnejšie rozdiely. Z distribúcie ortuti je zrejmé, že najvyrovnanejší obsah je v strednej časti profilu, kde je terén najmenej členitý, najvyšší v subhorizonte A_{12} a smerom do hĺbky v A a B-horizonte klesá. V okrajových častiach profilu je obsah ortuti premenlivejší, čo pravdepodobne spôsobuje väčšia členitosť terénu a výraznejšia denudácia pôdy na strmších svahoch (tab. 3, obr. 3). Odlišná je situácia v antropogénne (mechanicky) narušenej pôde (tab. 4). V A_{12}-subhorizonte je obsah



Obr. 5. Distribúcia Hg a C vo fluviálnych sedimentoch z potočných tokov. 1 - sedimenty bohaté na organický materiál, 2 - sedimenty bohaté na ílovitý materiál, 3 - C viažuce sa na humínové kyseliny, 4 - C viažuce sa na fulvokyseliny, 5 - granity, 6 - karbonáty.
Fig. 5. Distribution of Hg and C in fluvial sediments of brook streams. 1 - sediments rich in organic matter, 2 - sediments rich in illitic matter, 3 - C tied to the humine acides, 4 - C tied to the fulvoacides, 5 - granites, 6 - carbonates.

ortuti nižší ako v A-horizonte (okrem vzorky 18) a v B-horizonte takmer rovnaký ako v predchádzajúcej pôde (obr. 3 a 4). Rozdiely v obsahu medzi profilmi pravdepodobne spôsobuje rozsah antropogénneho (mechanického) zásahu do pôdy pri vyrovnávaní terénu.

Druhým materiálom, v ktorom sme študovali koncentráciu ortuti, sú fluviálne sedimenty potočných tokov (tab. 5). Zamerali sme sa na dvojice vzoriek s maximálnym a minimálnym obsahom organickej hmoty. Celková distribúcia ortuti v tomto materiáli je podobná ako v pôdnych profiloch (0,056 až 0,568 ppm). Aj tu sa preukázalo, že vzorky bohatšie na organický materiál obsahujú viac ortuti ako sedimenty na takýto materiál chudobnejšie. Na doplnenie uvádzame obsah C (%) viažuceho sa na humínové kyseliny a fulvokyseliny (stanovil J. Babčan) zo vzoriek bohatých na organickú hmotu (obr. 5).

Záver

Ortuť sa v študovaných pôdnych profiloch a vo fluviálnych sedimentoch potočných tokov vyskytuje v koncentrácii 0,056 až 0,568 ppm. V nenarušených pôdnych profiloch sa obsah ortuti smerom do hĺbky zmenšuje, koncentruje sa v najvrchnejšej časti, v subhorizonte A_o. V pôde s mechanicky narušenou vrchnou časťou pôdneho profilu v subhorizonte A_o je obsah ortuti nižší ako v hlbších častiach A-horizontu, ale v B-horizonte sa tento antropogénny zásah do pôdy neprejavuje.

Obsah ortuti rastie so zvyšovaním obsahu organickej hmoty v sedimentoch.

V poľnohospodárskej pôde Slovenska je priemerne 0,028 ppm ortuti (Marušiak, 1991). V študovaných pôdnych profiloch je obsah ortuti 10-krát až 13-krát vyšší. Z tohto hľadiska sa musí koncentrácia ortuti nad 0,080 - 0,100 ppm pokladať za geochemickú anomáliu. Podotýkame, že hranica geochemickej anomálie nie je totožná s medznou hodnotou znečistenia pôdy ortuťou, ako uvádza Alloway (1990).

Dnes ťažko rozhodnúť, kedy je ortuť v pôde a potočných sedimentoch v prírodnej koncentrácii a kedy ide o antropogénne znečistenie, ktoré časom rastie, lebo chýbajú staršie údaje o koncentrácii ortuti. Najväčšia prípustná medzná hodnota ortuti v pitnej vode podľa ČSN je 0,001 mg/l (0,001 ppm) a v jednom m^3 vzduchu podľa Brosseta (1981) 0,003 ppm. Zistené koncentrácie zatiaľ nepredstavujú nebezpečenstvo toxického pôsobenia ortuti, ale pre vysokú toxicitu treba tento prvok sústavne sledovať, aby časom koncentrácia ortuti nedosiahla nežiaduce rozmery.

Literatúra

Alloway, B. J. 1990: Heavy metals in Soils. *John. Wiley Sons, Inc., New York, 339.*

Anderson, A. 1979: In The Biogeochemistry of Mercury in the Environment. *Elsevier, Amsterdam (1979).*

Andren, A. W. & Nriagu, J. O. 1979: In The Biogeochemistry in the Environment. *Elsevier, 1.*

Babčan, J. & Ševc, J. 1993: Ortuť (Hg II) v systémoch s prírodnými organickými látkami. *Ekologie (ČSFR).*

Beneš, S. & Benešová, J. 1992: Bilance rizikových prvků ve sférach životního prostředí. *In: Geochémie a životní prostředí 10 - 11.*

Blažej, A. & Tölgyessy, J., Haľama, D., Bátora, V., Rosival, L. & Rak, J. 1981: Chemické aspekty životného prostredia. *Alfa, Bratislava, 595.*

Brosset, C. 1981: Water, Air, Soil Pollut. 16, 253.

Elder, J. F. 1988: Metal - biogeochemistry in surface water systems review of principles and conceptes. *US geol. surv. circ., 1013, 1 - 43.*

Marhold, J. 1986: Přehled průmyslové toxikologie. Anorganické látky *Avicenum, Praha, 1744.*

Marhold, J. 1980: Přehled průmyslové toxikológie. Anorganické látky. *Avicenum, Praha, 528.*

Lindquist, O., Jernelöv, A., Johansson, K. & Rodke, H. 1984: Mercury in the Swedish Environment. *National Swedish Environment Protection Board, Rep. SNV PM 1816.*

Lucky, T. D. & Vernugopal, B. 1977: Metal toxicity in mummals, 1. *Plenum Press, New York and London, 228.*

Marušiak, I. 1991: Slovensko - mapa izolínií antropogénnej Hg. Geológia a životné prostredie. *Zborník prednášok GÚ SAV a SVT Banská Bystrica, 14 - 15.*

Steinnes, E. 1990: Mercury. *In: Alloway, B. J. 1990: Heavy metals in Soils. John Wiley Sons, Inc., New York, 223 - 236.*

Mercury occurance on the soil profile stream sediment in the protected area of the Malé Karpaty Mts.

The paper is presenting the results of the study of occurance, distribution and accumulation of mercury in the protected area of Malé Karpaty Mts. Studies have been realized using two series of soil profiles as well as in fluvial sediments of brook streams. The profiles of the first series have been crossing the Malé Karpaty Mts. approximately in the east - west direction through the undisturbed soil (forests). The profiles of the second series have been directed eastward from the Turecký vrch hill in the north - south direction through the soil anthropogenically (mechanically) affected during the morphology adapting (grass meadows).

We have ascertained that the mercury is occuring in concentrations between 0.029 to 0.568 ppm. The undisturbed soil has the highest Hg content in its uppermost part (Ao subhorizon) and is at an average 0.323 ppm. Deeper parts of A and B horizons have little mercury and in substratum (C horizon) it appears only in hundredth parts of ppm (Tab. 3, Fig. 2 and 3). Different image show parts of the relief having A horizon disturbed during the morphology adapting. The uppermost part of A horizon is Hg poorer compared with its deeper parts and B horizon has approximately the same content of Hg as the previous soil types (Tab. 4, Fig. 4). The samples of brook streams sediments having rich organic matter have the higher content of mercury (Tab. 5).

Mineralia slovaca, 25 (1993), 131 - 137

Geomorfologické formy tektonického pôvodu (identifikácia a mapovanie)

JÁN URBÁNEK

Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

(Doručené 16. 11. 1992, revidovaná verzia doručená 21. 1. 1993)

Geomorphological features of tectonic origin (identification and classification)

The study trias to identity and to map tectonic features in the southern part of the Malé Karpaty Mts. Tectonic features are manifested in spatial orientation of exogenetic features. This arrangement exists in a form of grid network, which is formed by swarms of mutually crossing tectonic lines. Each line is manifested by distinct orientation of geomorphologic features, which lie on it. The anatomy of lines is very variable. Tectonic lines could be mapped abstractly in form of lines. However, during mapping, it is necessary to express all spatial dimensions together with chronological dimension in a map.

Úvod

Slovenská geomorfológia má bohatú tradíciu. Dnes už mapuje Slovensko tretia až štvrtá generácia geomorfológov. Geomorfologické mapovanie je natoľko rozvinuté, že možno rozlíšiť jeho prednosti a slabiny. V tomto príspevku sa zaoberáme niektorými aspektmi podrobných geomorfologických máp.

Pre naše (aj svetové) geomorfologické mapovanie je príznačné, že sa sústreďuje na formy exogénneho pôvodu, ale formy endogénneho pôvodu výrazne zatláča do úzadia. Je paradoxné, že takýto stav trvá aj po určitom zvrate v geomorfologickom myslení, čo ako prvý výrazne vyjadril Mazúr (1965), keď upozornil na zásadný význam mladých tektonických pohybov pre povrchovú tvárnosť Slovenska. Podľa jeho interpretácie sú povrchové tvary - najmä veľké - výsledkom silne diferencovaných mladých tektonických pohybov zlomového charakteru. Vrchy, kotliny a nížiny sú - podľa Mazúra - zložitými hrastmi, vyklenutiami, priekopovými prepadlinami a pod. Takýto pohľad na reliéf Slovenska je istým protipólom starších predstáv, ktoré interpretovali reliéf najmä ako obraz geomorfologickej hodnoty hornín a zdôrazňovali význam pasívnych morfoštruktúr. Pohľad Mazúra má nesporne racionálne jadro. V našej štúdii takúto interpretáciu reliéfu Slovenska nespochybňujeme, iba upozorňujeme na jeden paradox. Interpretáciu Mazúra naši (aj zahraniční) geomorfológovia akceptovali. Zreteľne to vidno v mnohých geomorfologických štúdiách, najmä v ich textovej časti, ale oveľa slabšie sa to odráža na geomorfologických mapách. Textové časti prác o význame tektonických pohybov pre povrchovú tvárnosť Slovenska hovoria, ale ich význam nie je na príslušných geomorfologických mapách adekvátne vyjadrený. Tam dominujú exogénne formy, kým endogénne sú v úzadí.

Na dotiahnutie myšlienky Mazúra a odstránenie spomenutých nedostatkov v súčasných geomorfologických mapách treba odpovedať na otázku, ktoré geomorfologické formy sú výsledkom tektonických pohybov, aký je vzťah exogénnych a endogénnych foriem a ako tieto formy vyjadriť na geomorfologickej mape.

Cesta k riešeniu nastolených otázok vedie cez dve alternatívy: v prvej ide o vzťah medzi geomorfologickým detailom a geomorfologickým celkom, v druhej medzi stromovitou sieťou dolín a mriežkovitou sieťou tektonických foriem.

Modelovým územím, do ktorého naše úvahy premietame, je južná časť Malých Karpát.

Geomorfologický detail a geomorfologický celok

Naše úsilie zmapovať na podrobných mapách tektonicky podmienené formy by sa ľahko ocitlo v slepej uličke, ak by sme nadviazali na ďalšiu z tradícií nášho geomorfologického mapovania. Okrem už spomenutej tradičnej orientácie na exogénne formy je to sústredenie sa na malé, izolované geomorfologické formy, na geomorfologický detail. Naše (a nielen naše) geomorfologické mapy sú mozaikou drobných, vzájomne izolovaných foriem. Veľké formy na nich nevidno. Mapa veľké formy neobsahuje v tom zmysle, že im nezodpovedá nijaký symbol legendy. Odborník čítajúci takúto geomorfologickú mapu azda dokáže vymedziť viaceré veľké povrchové tvary, ale pri takejto operácii sa nemôže oprieť o legendu mapy. Naše geomorfologické mapy jednoducho nevravia o tom, ako sa drobné geomorfologické formy skladajú do väčších foriem alebo geomorfologických sietí. Termín geomorfologická sieť nás priviedol k ďalšej alternatíve, a to k otázke, ktoré z geomorfologických sietí sú tektonického pôvodu.

Strom alebo mriežka

Geomorfologické formy sú vždy nejako priestorovo organizované a spájajú sa do väčších geomorfologických

celkov. Sú aspoň dve základné priestorové organizácie geomorfologických foriem. Prvou je stromovitá sieť reprezentovaná systémom dolín (obr. 1). Keďže jej zjednocujúcim elementom je koryto vodného toku, resp. vodný tok, pozornosť jej venovali najmä hydrológovia (Hagget a Chorley, 1969, a tam citovaná literatúra). Zrkadlový obraz stromovitej siete tvorí stromovitá sieť rozvodí. Druhou základnou priestorovou organizáciou je mriežkovitá sieť, ktorú tvoria navzájom sa križujúce línie. Na existenciu geomorfologicky relevantných línií upozornili už Lukniš a Mazúr (1956), ktorí si tento dôležitý fenomén všimli pod Muránskou planinou. Existencia muránskej línie sa akceptovala, podobné línie sa objavovali aj inde a zmienky o nich boli v prednáškach na exkurziách a pod., ale nestalo sa to, čo spomenutá štúdia chcela vyvolať. Termín línia sa nestal teoretickým základom systematického geomorfologického výskumu, nestal sa princípom umožňujúcim skúmať a mapovať tektonicky podmienené geomorfologické formy. V tejto štúdii sa pokúšame oživiť práve tento zabudnutý podnet.

Geomorfologická línia sa manifestuje v zreteľnej orientácii geomorfologických foriem, ktoré na nej ležia. Každá forma ležiaca na takejto línii akceptuje jej smer. Anatómia či kompozícia línie je veľmi variabilná. Môžu na nej byť doliny, sedlá, chrbty, svahy, úpätia, terénne hrany, stupne, náhle zmeny v pôdoryse dolín a chrbty, rady prameňov alebo hydrologických uzlov atď. Pokým ide o exogénny pôvod foriem zúčastňujúcich sa na stavbe línie, asi nijakého limitu niet. Rozhodujúci nie je ani vek, ani exogénny pôvod, ale orientácia foriem, rozhodujúca je istá priestorová kvalita.

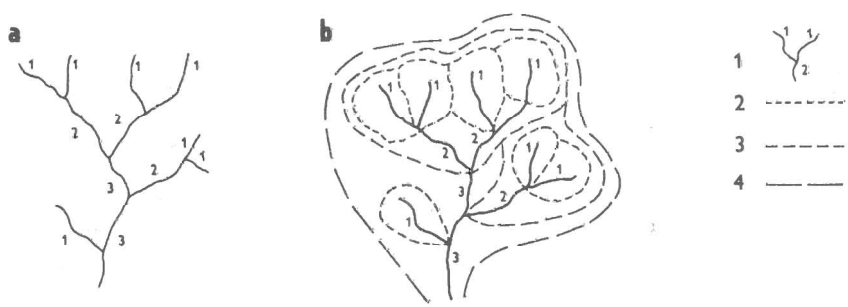
Na obr. 2 sú v čiastočne zidealizovanej podobe situácie, dosť typické pre južnú časť Malých Karpát.Pohorie klesá do obidvoch nížin spravidla stupňovite (obr. 2a). Hlavné doliny sledujú celkový sklon územia. Naprieč rovnobežnými dolinami prebiehajú výrazné línie prejavujúce sa ako stupne, ako svahy oddeľujúce rozličné vysoké, spravidla ploché územia. Viažu sa na ne série prameňov. Prejavujú sa aj v pôdoryse dolín. Úseky dolín ležiace na líniách sledujú dôsledne ich smer. Vzhľadom na celkový sklon územia majú subsekventný smer. Tieto úseky dolín sa zvlášť rýchlo zahlbujú a spätnou eróziou spôsobujú rad pirátstiev (Urbánek, 1992). Takáto situácia sa vyskytuje nad Sv. Jurom, Limbachom aj Lozornom. Vyskytuje sa i situácia (obr. 2b), keď dlhé úseky dolín dôsledne sledujú jednu líniu či zväzok línií. Takto sledujú dlhé úseky doliny Vydrice a Stupavského potoka nápadnú a dlhú líniu (resp. zväzok línií) severojužného smeru. Táto línia tvorí nápadnú diagonálnu os horstva, ktorá sa začína pri ústí Vydrice a tiahne sa až po Pernek. Častá je aj situácia (obr. 2c), keď paralelné hlavné doliny križuje diagonálna línia výrazne sa prejavujúca v pôdoryse bočných dolín. Takáto línia smeru SZ - JV križuje dolné úseky doliny Vydrice a Líščieho údolia, ktoré majú severojužný smer.

Typická línia smeru SZ - JV, prechádzajúca naprieč horstvom, je na obr. 4. Jej západnú časť tvorí hlboká, široká a asymetrická dolná časť doliny Stupavského potoka. Z doliny línia "vystupuje" bočnou strmou dolinkou na plochý ústredný chrbát. Tu sa prejavuje ako nevysoký, ale súvislý svah oddeľujúci odlišne vysoké plošiny. Ďalej na V prechádza línia do hlbokej V doliny, resp. do vysokého svahu. Podobnú anatómiu ako táto línia majú mnohé priečne línie v priestore medzi Záhorskou Bystricou a Račou.

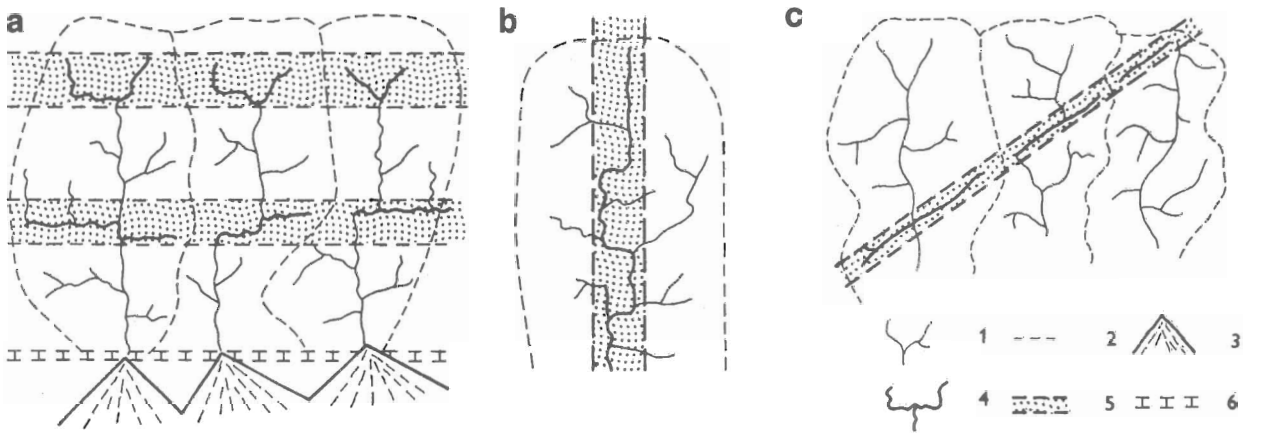
Inú kompozíciu má severojužná línia znázornená na obr. 5. Jej južnú časť tvorí výrazný svah klesajúci z horstva (priečnej rovne) do nížiny. Ďalej na S línia už neprebieha na styku horstvo - nížina, ale "vnára sa" do vnútra horstva. Najskôr ide malou strmou asymetrickou dolinkou. Z nej nadväzuje na výrazný zväzok severojužných línií, ktoré sleduje dolina Vydrice.

Jednotlivé línie vytvárajú zložitý priestorový celok - mriežku. Mriežka sa skladá z niekoľkých - spravidla dvoch, troch - skupín paralelne prebiehajúcich línií, ktoré sa odlišujú smerom, takže sa navzájom križujú, vytvárajúc tak mriežku (obr. 3). Mriežka je kontinuálno-koherentný priestorový útvar pokrývajúci súvislo celé študované územie. Zároveň je to variabilný útvar. Smer línií sa mení od miesta k miestu. Časti horstva sa odlišujú orientáciou línií tvoriacich mriežku.

Pre genézu mriežky je dôležitý fakt, že niektoré línie ležia na geologicky potvrdených či predpokladaných zlomoch alebo zlomoch potvrdených geomorfologickou analýzou (Jakál et al., 1992; Lukniš, 1977; Maheľ et al., 1972; Marko et al., 1992; Urbánek, 1966; Vaškovský et al., 1988). Tento fakt spolu so spomenutou priestorovou koherenciou mriežky nás oprávňuje dedukovať, že celá



Obr. 1. Sieť dolín. 1 - sieť dolín s označením radu úsekov, 2 - bazény prvého radu, 3 - bazény druhého radu, 4 - bazény tretieho radu.
Fig. 1. Network of valleys. 1 - network of valleys with marking of order of individual sections, 2 - basins of the first order, 3 - basins of the second order, 4 - basins of the third order.



Obr. 2. Vzťah siete dolín a mriežkovitej siete, resp. jednotlivých línií. 1 - siete dolín, 2 - bazény hlavných dolín, 3 - náplavové kužele, 4 - časti dolín, ktoré sú súčasťou siete dolín aj mriežky, resp. časti línií, 5 - línie v rámci horstva, 6 - línie na hranici horstvo - nížina.
Fig. 2. Relation between network of valleys and grid network, or individual lines. 1 - networks of valleys, 2 - basins of main valleys, 3 - alluvial fans, 4 - parts of valleys, which belong both to valley network and grid network, or to individual lines, 5 - lines in the framework of the mountains, 6 - lines at the boundary between montains and lowland.

je rovnakého, t.j. tektonického pôvodu. Na základe tejto dedukcie možno hovoriť o tektonických líniách, resp. tektonickej mriežke. Z toho nevychodí, že sa celá mriežka skladá zo zlomov. Má pestrejšiu kompozíciu. Jej prvkami sú práve tak evidentné zlomy dokázané geologickými metódami, ako aj zlomy týmito metódami neidentifikovateľné, prejavujúce sa iba v morfológii územia, ako aj pukliny, drvené zóny a pod. Bolo by chybou začleniť naše tvrdenie o tektonickom pôvode mriežky do zvyčajnej alternatívy, že geomorfologické formy sú alebo exogénneho, alebo endogénneho pôvodu. O formách ležiacich na tektonických líniách takáto alternatíva neplatí, lebo sú tektonického aj exogénneho pôvodu, ale tektonické procesy sú tu primárne, línia vznikla tektonickými procesmi a exogénne procesy ju modelovali sekundárne.

Na priloženej mape sú línie mriežok zakreslené ako línie, ako lineárne jednorozmerné útvary, čiary. Je to istá abstrakcia, ktorú vyžaduje mierka schematickej mapy. Tektonická línia je líniou v tom zmysle, že jeden jej rozmer je výrazne väčší ako ostatné. Je zložitou geomorfologickou formou (obr. 4, 5) preto, že je vlastne istým priestorovým vzťahom, priestorovým zjednotením jednoduchších foriem nachádzajúcich sa po obidvoch jej stranách. Je zjednotením aspoň dvoch jednoduchších foriem, ktoré sa v nej stýkajú. Týmto priestorovým vzťahom je daná vertikálna i horizontálna dimenzia línie. Veľa úsekov línií sa prejavuje iba ako pukliny - bez vertikálnej diferenciácie územia pozdĺž línie. Iné ich časti sa zreteľne prejavujú vo vertikálnej diferenciácii územia. Tvoria ich asymetrické doliny, svahy, úpätia a pod. Vertikálna dimenzia týchto úsekov značne kolíše. V strede horstva je to spravidla 40 - 50 m, na obvodoch 100, miestami aj 200 m.

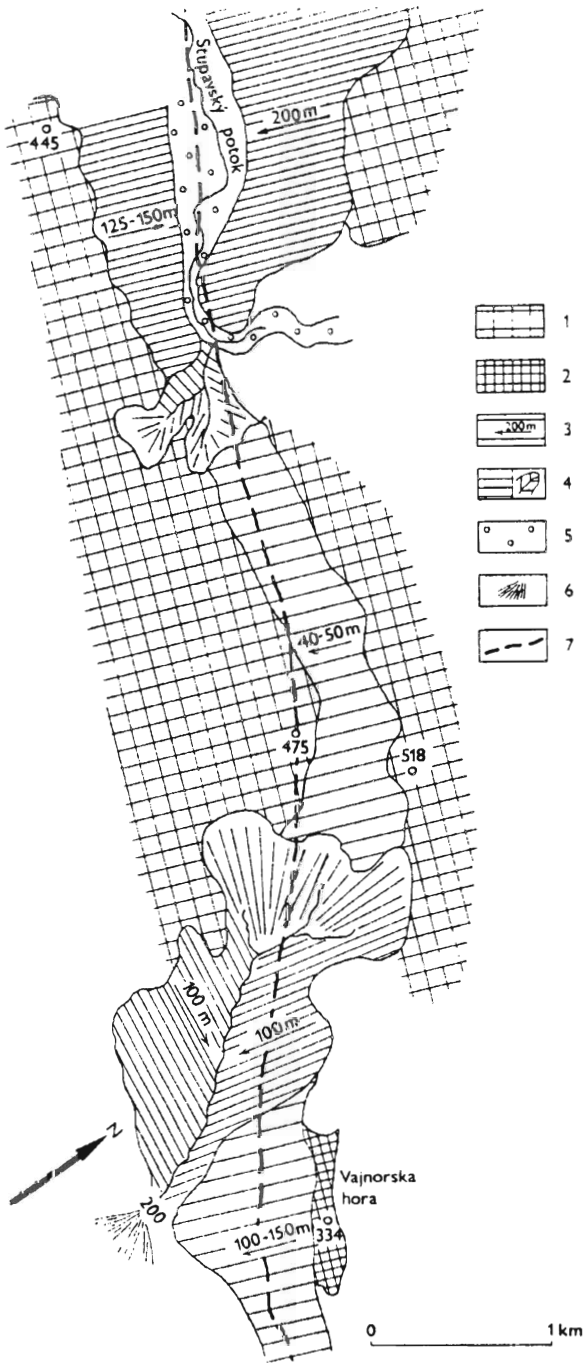
Napokon sa treba zmieniť aj o štvrtej dimenzii tektonických línií, resp. mriežky v južnej časti Malých Karpát, o časovej dimenzii, teda o tom ako je mriežka stará, resp. mladá. Túto otázku možno zodpovedať iba v širšom geomorfologickom, ale aj geologickom kontexte. Prvým je vzťah k exogénnym formám, resp. ku generáciám exogénnych foriem. V zjednodušenej, ale pre naše potreby dostatočnej podobe možno tieto generácie načrtnúť asi nasledujúco. V študovanom území sú tri generácie exogénnych foriem. Najstarším a najvyššie ležiacim systémom foriem sú rozsiahle a dobre zachované zvyšky stredohorskej rovne (Mazúr, 1964, 1965, 1976) vo forme plošín pokrytých pomerne hrubým plášťom zvetranín. Nižší systém tvoria plošiny s veľmi tenkým plášťom zvetranín, no s roztrúseným riečnym štrkom. Tento systém možno paralelizovať s poriečnou rovňou a jeho vznik klásť do obdobia pliocénu-pleistocénu. Jeho vekom a genézou sa bližšie zaoberáme v samostatnej štúdii (Urbánek, 1992). Tretím je systém pleistocénnych dunajských terás (Mazúrová, 1973). Obidva vyššie systémy - stredohorská a poriečna roveň - sú prestúpené tektonickou mriežkou a rozbité na systémy stupňov. Dolina Dunaja - jej úsek nazývaný Devínskou bránou - sa interpretuje ako antecedentná dolina (Mazúrová, 1973). Predpokladá sa tektonický zdvih horstva počas kvartéru, ktorý vyvolal súčasné zahlbovanie sa Dunaja. Aj morfológia úpätných depresií po obidvoch stranách svedčí o mladých až súčasných pohyboch (Lukniš, 1977; Urbánek, 1966). Do tohto obrazu zapadá aj značná seizmická aktivita oblasti. Tektonická mriežka je mladšia ako všetky spomenuté generácie exogénnych foriem, a to v takom zmysle, že ich rozrušuje, že bola aktívna po ich vzniku. V strede horstva to znamená, že je mladšia ako stredohorská roveň, na obvode, že je mladšia ako poriečna roveň a napokon v blízkosti Dunaja a na úpätiach, že je mladšia ako pleistocénne (prinajmenšom najstaršie) formy. Na základe spomenutej priestorovej koherencie tektonickej mriežky možno predpokladať, že mladá aktivita častí mriežky ležiacich v blízkosti Dunaja a na úpätiach horstva sa aspoň v istej miere prenášala i do jeho centra, ale tam jej extrémnu mladosť ťažko dokázať. Napokon zostáva otázka, aká stará je tektonická mriežka, kedy vznikla.



Obr. 3. Tektonická mriežka v južnej časti Malých Karpát. 1 - tektonické línie, 2 - kóty, 3 - vodné toky, 4 - obrysy sídiel.
Fig. 3. Tectonic grid in the southern part of the Malé Karpaty Mts. 1 - individual tectonic lines, 2 - elevation points, 3 - streams, 4 - contours of urban settlements.

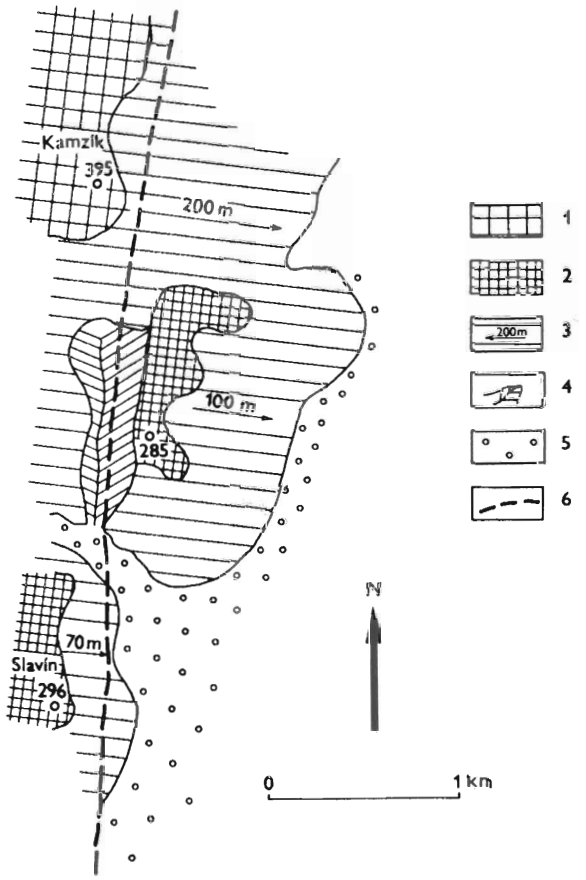
Pamäť exogénnych foriem v južnej časti Malých Karpát nesiaha ďalej ako po stredohorskú roveň, ktorá podľa Mazúra (1964, 1965, 1976) vznikla v panóne. Pokým sa vznik mriežky datuje na základe jej vzťahu k exogénnym formám, musí byť mladšia ako stredohorská roveň, mohla vzniknúť najskôr v rodanskej fáze. Je však možné, ba pravdepodobné, že tektonická mriežka tak výrazne ovplyvňujúca tvárnosť územia od panónu po dnešok má pôvod v oveľa starších geologických štruktúrach. Jej geomorfologický prejav je aktivizáciou starších štruktúr. Ak je táto naša úvaha správna, tak tektonická mriežka ako istá priestorová organizácia je najstaršou, ale dodnes aktívnou geomorfologickou formou. Hoci je staršia ako najstaršie exogénne formy, na rozdiel od nich nie je reliktnou formou.

Funkciu tektonickej mriežky v geomorfológii územia sa pokúsime bližšie osvetliť na jej vzťahu k sieti dolín (ich pôdorysu). Väčšina dolinových úsekov sleduje línie tektonickej mriežky. V takom zmysle pôdorys siete dolín prísne kontroluje mriežka. Táto závislosť však nemá formu jednoznačnej závislosti, ale obsahuje značný stupeň slobody. Sieť dolín sa nemôže oslobodiť od závislosti od mriežky, ale v rámci tejto závislosti sa môže v značnom rozsahu reorganizovať. Táto sloboda sa na pozadí závislosti prejavuje v početných prípadoch pirátstiev (Urbánek, 1992). Pirátstvami sa zásadne zmenili stromovité siete



Obr. 4. Tektonická línia idúca naprieč horstvom medzi Borinkou a Račou. 1 - plošiny stredohorskej rovne, 2 - zvyšky poriečnej rovne, 3 - svahy medzi plošinami stredohorskej rovne s vyznačením výšky svahu, 4 - svahy dolín s vyznačením výšky svahu, 5 - niva v doline, 6 - náplavový kužel na úpätí horstva, 7 - tektonická línia, resp. približná os tektonickej poruchy.

Fig. 4. Tectonic line crossing the mountains between Borinka and Rača. 1 - plateaus of middle moutain level, 2 - relics of river plain, 3 - slopes between plateaus of middle level with marking of the height of a slope, 4 - slopes of valleys with marking of the height of a slope, 5 - fluvial plain in valley, 6 - alluvial fan at the foothills, 7 - tectonic line or approximate axis of tectonic fault.



Obr. 5. Tektonická línia na úpätí horstva v Bratislave. 1 - plošiny stredohorskej rovne, 2 - plošiny poriečnej rovne, 3 - svahy klesajúce k úpätiu horstva s udaním výšky, 4 - svahy dolín, 5 - nížina, 6 - tektonická línia, resp. približná os tektonickej poruchy.

Fig. 5. Tectonic line at the foothills in Bratislava. 1 - plateaus of middle level, 2 - plateau of river plain, 3 - slopes sinking towards foothill with altitude indication, 4 - slopes of valleys, 5 - lowland, 6 - tectonic line or approximate axis of tectonic fault.

dolín, ale nič sa nimi nezmenilo na tektonickej mriežke a ani na závislosti dolinnej siete od mriežky. Zdá sa, že ide o podobný priestorový fenomén ako v starších mestách, kde je najstarším prvkom pôdorys ulíc, ale domy tvoriace dnešné ulice sú podstatne mladšie. Podobne je to aj v študovanom území. Najstaršou formou je tektonická mriežka. Je to akási kostra územia staršia ako horstvo, staršia ako jeho základné časti, staršia ako doliny, je to kostra tvoriaca nemenný rámec rozličných zmien.

Záver

V tejto kapitole iba stručne sformulujeme odpovede na otázky z úvodu. Tektonicky podmienené geomorfologické formy sú veľké formy v tom zmysle, že sú istou priestorovou kompozíciou, priestorovým celkom istej kvality. Sú priestorovým celkom, ktorý má charakter línií, resp. mriežky. Príslušnosť malých geomorfologických foriem do tohto celku sa manifestuje ich orientáciou.

Tektonicky podmienené geomorfologické formy možno mapovať v abstraktnej podobe, t.j. ako línie, ako útvary jedinej dimenzie (obr. 3 a Demek, 1985).

Je to iba základné, schematické mapovanie. Adekvátne konkrétne mapovanie vyjadruje všetky dimenzie línií, t.j. tri priestorové a jednu časovú dimenziu. Tieto možnosti mapového vyjadrenia sme iba načrtli (obr. 4, 5).

Nie sú "čisté" tektonicky podmienené geomorfologické formy, formy nedotknuté exogénnymi procesmi. Preto sú tektonicky podmienené geomorfologické formy súčasťou exogénnych aj endogénnych geomorfologických celkov - sietí. To znamená, že na mape nebudú endogénne a exogénne formy ležať vedľa seba - ako je to v legende - ale na sebe, budú kongruentné. Je otázka, či takúto ambivalentnosť možno vyjadriť v jednej mape tak, že by sa dala technicky urobiť a bola by zároveň čitateľná. Prikláňame sa k zápornej odpovedi. V slovenskej geomorfológii je zreteľné úsilie po komplexnom geomorfologickom mapovaní, čo azda najjasnejšie vyjadrujú práce Mazúra (1963). Proti tomu rozhodne nemožno nič namietať, ba naopak, treba to podporiť a aktualizovať. Zdá sa však, že snaha po komplexnom mapovaní je spätá s cieľom vytvoriť jedinú komplexnú mapu, a nie komplex máp. Takto chápaná a kartograficky vyjadrená komplexnosť by ľahko mohla viesť k obsahovo preťaženým a ťažko čitateľným mapám.

Použitú metódu a myšlienkový postup možno podľa nášho názoru aplikovať všade, ale isto povedie k nerovnakým výsledkom, a to v závislosti od povahy územia. Variabilitu výsledkov možno pokladať za jeden z argumentov o správnosti metódy. Južná časť Malých Karpát je z hľadiska použitej metódy veľmi "vďačným" územím. Tektonické línie a mriežky sa tu ťahajú veľmi ľahko. Veľa iných území je na tieto tektonicky podmienené geomorfologické formy podstatne chudobnejších, mnohé budú mať kvalitatívne odlišné mriežky. Interpretovať línie treba veľmi opatrne, lebo nie každá línia či mriežka je tektonického pôvodu, t.j. nie každá je aktívnou morfoštruktúrou. Mnohé sú pasívnymi morfoštruktúrami a odrážajú rozdiely v geomorfologickej hodnote hornín.

V pozadí použitej metódy stojí všeobecné úsilie hľadať a nachádzať veľké povrchové tvary, spoznávať priestorovú kompozíciu územia, pozorovať a študovať reliéf v rámci veľkého zorného poľa, vidieť ho akosi z nadhľadu. Takýto pohľad možno získať v teréne z miest so širokým a reprezentatívnym výhľadom alebo z topografických máp. K týmto klasickým metódam dnes pristupujú metódy DPZ. Tie poskytujú - bez znehodnocovania klasických metód - široké pole možností, ako získať nadhľad a široké zorné pole, ako študovať kompozičné vlastnosti reliéfu (Jakál et al., 1992, a tam citovaná literatúra). Dôležité je, že sa tieto metódy objavujú v čase, keď samo geomorfologické myslenie začína gravitovať od geomorfologického detailu ku geomorfologickému celku.

Načrtnutá metóda je geomorfologická, ale ňou získané poznatky úzko nadväzujú na poznatky iných disciplín, napr. aj na geológiu. Geologickými metódami možno dokázať zlomy veľmi spoľahlivo, ale sieť takýchto zlomov a porúch bude pomerne riedka. Menšie, ako aj mladé zlomy, ktoré sa v geologickej stavbe ešte neprejavili sa v tejto sieti neobjavia. Geomorfologické siete tektonických porúch sú hustejšie, lebo obsahujú aj tie poruchy, ktoré sa prejavujú iba v reliéfe, ale nemajú taký vysoký stupeň istoty ako geologické siete. Obidve siete akoby si navzájom vykrývali svoje slabé miesta. Geodetické merania súčasných tektonických pohybov sú bodové. Pomerne hustá sieť tektonických geomorfologických foriem umožňuje dosť konkrétnu interpoláciu týchto meraní.

Literatúra

Demek, J. 1985: Morfogeneze epiplatforemných pohorí České vysočiny (na príklade Hrubého Jeseníku). *Geogr. Čas., 37, 2 - 3, 303 - 314.*

Hagget, P. & Chorley, R. J. 1969: Network Anaslysis in Geography. *Edward Arnold London, 348.*

Jakál, J., Feranec, J., Harčár, J., Lacika, J. & Urbánek, J. 1992: Využitie radarových záznamov v geomorfológii. *Mineralia slov., 24, 257 - 271.*

Lukniš, Mn. & Mazúr, E. 1956: Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. *Geogr. Čas., VIII, 2 - 3, 86 - 94.*

Lukniš, M. 1977: Geografia krajiny Jura pri Bratislave. *Univerzita Komenského, Bratislava, 211.*

Maheľ, M. & Cambel, B. 1972: Geologická mapa Malých Karpát v mierke 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Marko, F. &Uher, P. 1992: Postintruzívna deformácia granitoidov južného okraja bratislavského masívu (Malé Karpaty). *Mineralia slov., 24, 367 - 379.*

Mazúr, E. 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. *SAV Bratislava, 184.*

Mazúr, E. 1963: K problematike geomorfologického mapovania všeobecne a so zvláštnym zreteľom na územie ČSSR. *Geogr. Čas. XV, 2, 102 - 115.*

Mazúr, E. 1964: Kotliny ako význačný prvok reliéfu Slovenska. *Geogr. Čas., XVI, 2, 105 - 127.*

Mazúr, E. 1965: Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. *In: Geomorphological problems of Carpathians. SAV Bratislava, 8 - 55.*

Mazúr, E. 1976: Morphostructural features of the West Carpathians. *Geogr. Čas., 28, 2, 101 - 112.*

Mazúrová, V. 1973: Príspevok k poznaniu dunajských terás v Devínskej brane. *Geogr. Čas., 25, 2, 112 - 121.*

Urbánek, J. 1966: Malé Karpaty a priľahlá časť Podunjskej nížiny v oblasti Jur - Pezinok. *Náuka o Zemi, Sér. geogr., 1, SAV Bratislava, 45.*

Urbánek, J. 1974: Niekoľko poznámok ku klasifikácii geomorfologických tvarov. *Geogr. Čas., XXVI, 1, 16 - 41.*

Urbánek, J. 1992: Vývoj dolín v Malých Karpatoch. *Geogr. Čas., 44, 2, 162 - 174.*

Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. & Vozár, J. 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia v mierke 1:25 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Geomorphological features of tectonic origin (identification and classification)

The work by Mazúr „Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements" (12) is one of important landmarks of Slovakian geomorphology. Its author pinted out the fundamental significance of young tectonic movements (prevailingly of fault character/for surface features of Slovakia. Mazúr's opinion was widely accepted, which manifested in increased interest on surface features of endogenetic origin. It is manifested distinctly in many geomorphological studies. Above all, it is visible in text parts of studies. This interest is manifested in lesser extent in geomorphological maps. Exogenetic features are dominant in maps, endogenetic features are repressed and their position in

map is not adequate to their significance. Our study tries to get to the end the Mazúr's idea, it tries to remove the above mentioned defects of geomorphological maps. It sets two basic questions. Which geomorphologic features are the result of endogenetic processes ? What is the relation between exogenetic and endogenetic features ? How could it be expressed in the map ? The solution has two alternatives. The alternative between geomorphologic detail and geomorphologic unit is the first one. The alternative between tree and grid network is the second one.

Relatively strong tradition exists in our geomorphology. This is concentration to geomorphologic detail, to small features. We suppose that if we would go in this way, we had never seen tectonic features in the field, we had never been able to express them in the map. It is necessary to find tectonic features in large features, or more accurately in their spatial composition.

The tectonic feature is a spatial compositional principle, which forms, by a certain way, small features into large features, into geomorphologic units or networks. Which of geomorphologic networks have tectonic origin ? There are at least two basic geomorphologic networks. Three network of valleys (Fig. 1) is the first one. This network is relatively well known and easy to identify in the field. Grid network formed by crossing lines is the second one. Such a line is manifested by distinct orientation of geomorphologic features, which lie on it. Each individual feature lying on such line respects the strike of the line. Anatomy or composition of such line is very variable - valleys, crests, saddles, slopes, steps and edges of landform, changes in plan of valleys and crests, lines of springs, etc. Orientation of features is decisive, not their exogenetic origin, a certain spatial quality is decisive (Fig. 2, 3, 4, 5). Both tree and grid networks do not eliminate in space, they are congruent. Many geomorphological features are a part of both networks, they are elements of both grig network of valleys and lines or grid respectively (Fig. 2). Pertinence to the network of valleys is manifested by organization of gravitation movement of water and debris, pertinence to the line is manifested by the orientation of the feature.

Individual line is a part of grid network. This is composed of several (two or three as a rule) groups of parallel lines with different strike, so that they form mutually a grid (Fig. 3). The grid is continual and coherent spatial form, which is at the same time very variable, its composition changes from place to place. It is important, from the viewpoint of the origin of grid that some lines lie on geologically confirmed or assumed faults or on faults confirmed by geomorphological analysis. This fact together with the above mentioned spatial coherency of the grid is a reason for deduction that the whole grid has the same, i. e. tectonic origin. It consist of faults, joints and mylonitic zones. Lines of the grid are drawn as lines, i. e. as linear one-dimension forms. It is abstraction to a certain degree, which is demanded by the scale of the map. Tectonic line is a line only in that sense that one of its dimensions is larger than the others. In fact, tectonic line is a complicated geomorphologic feature (Fig. 4, 5), it is unification of simple features ocurring on both its sides. Both vertical and horizontal dimensions of line are given by this. However, tectonic line has also the forth dimension, chronological one. This dimension is remarkably great in investigated area. Tectonic lines (at least some of them) are very young features because they are active in the present times. However, at the same time tectonic lines are very old features, because geological structures, which are older rhan the oldest features of exogenetic origin (Pannonian platea) are probably manifested in them.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 138 - 142

The PUP1 program for the optimized statistical parameter calculation of zircon typology data

GEJZA M. TIMČÁK and EVA. HRONCOVÁ

Katedra geológie a mineralógie BF TU, 043 84 Košice

(Doručené 21.12.1992)

Abstract

The calculation of the Pupin vectors of evolutionary trend (TETI and TET2) of zircon development is a procedure that is tedious for a larger number of specimens. Furthermore, the calculation and plotting of the TET3 - the threedimensional trend is cumbersome without the computer. Thus the PUP1 program was developed to cope with these problems. It is written in Pascal, for the MATLAB software package environment.

The calculation of the vectors of evolutionary trends had undergone a development, where, due to the varied character of the X(IA)- and Y(IT)-wise projected distributions of typological frequency data on zircons the author of the method - J. P. Pupin (e. g. Pupin, 1985) - ceased to use the TET1 vector, the angle of which is calculated from the standard deviations of the projected distributions (cf. Timčák, 1990). There he assumed Gaussian properties of the distributions. The TET1 - if the eventual non-normality of the projected distributions is taken into consideration - is, however a simple parameter, the direction of which is in some cases close to a regression line put through the TET2 polygon. The TET2 is calculated as a weighed arithmetic mean of the frequency data in every line of the Pupin typogram. Thus it does not reflect the IT-wise variance of the typological data and reflects a lesser portion of the total variance of the data than the TET1. In this way information is lost.

To solve this problem, we have developed a program (PUP1), written in Pascal and implemented in the environment of the MATLAB software package, which calculated the equivalent-in-shape Normal distribution or the nearest equivalent theoretical discrete distribution (negative binomial, binomial or Poisson) and calculates the standard deviation of these distributions as well as some of the moments.

The output of the program consists of the input matrix - an 8 x 8 matrix (Fig. 1) of the typological frequency data, the mean IA and IT values, the variance and standard deviation for the TA and IT-wise projected distributions, the tg alpha and alpha (the angle of inclination of TET1), the 3rd and 4th moment around the mean for the IA- and IT-wise projected distributions, the skewness and lepto- or platycurticity measure of the same distributions (i. e. the assymetricity and peakedness or flatness measure), the rank correlation values of the original data with the theoretical ones plus the coefficient of correlation values, and the TET2 values (for row IT = 200 to row IT = 800) and the equivalent distribution data.

The program, for finding the TET3 - the path of most persistent zircon morphological types-plots the path of the ridges with least inclination on the threedimensional typogram frequency distribution. It has a one field look-round algorithm. It starts in the highest value IT-line (max. 800) where the 1st frequency data appear and ends in the IT-wise line where the last typological frequency data appear (min. 200). The listing of these programs are given in Apendix 1 and 2.

This program is now being converted to a c-language verion, to be integrabe within the Intergraph MicroStation system (Orlitová et al., 1992). There it will serve the purposes of processing data taken from the 10th datafile of the database of chemical, microchemical and morphometrical data on zircons (Timčák et al., 1992).

Fig. 1. A partial printout of the PUP1 program. The first matrix is an input specimen.

```
                THE PUPIN 1 PROGRAM OUTPUT
        (Mathgeol Sect., Geol-Miner. Dept., Mining Fac., TU Košice)

##### Input data  #####

   0    0    0    0    0    0    0    0
   0    1    0    0    0    0    0    0
   0   13   27    1    0    0    0    0
   0   10   18    2    1    0    0    0
   0    2    5    3    0    0    0    0
   0    0    0    1    0    0    0    0
   0    0    0    0    0    0    0    0
   0    0    0    0    0    0    0    0

##### Output: #####
1.
##### „Normal" distribution #####
    279.7619   priemer IA
    363.0952   priemer IT
   5661.8481   rozptyl pre IA
     75.2453   standardna odchylka pre IA
```

```
   3995.1814   rozptyl pre IT
     63.2074   standardna odchylka pre IT
      0.8400   tangens alfa
     40.0309   a l f a
      0.0000   tet2_100
    200.0000        200
    270.7317        300
    280.6452        400
    310.0000        500
    400.0000        600
      0.0000        700
      0.0000        800
    656.5719   miera sikmosti  pre IA
   1982.5155   miera sikmosti  pre IT
      7.4174   miera spicatosti beta2 pre IA
      7.2940   miera spicatosti beta2 pre IT
      0.0000   poradova korelacia ND - IA
      0.0000   poradova korelacia ND - IT
      0.0000   zaokruhlene frekv. hodn. ND - IA

2.
 ##### Binomial distribution #####
      1.7976   priemer IA
      2.6310   priemer IT
      1.1513   rozptyl pre IA
      1.0730   standardna odchylka pre IA
      0.3595   P pre IA
      0.6405   Q pre IA
      1.4773   rozptyl pre IT
      1.2154   standardna odchylka pre IT
      0.4385   P pre IT
      0.5615   Q pre IT
      1.1328   tangens alfa
     48.5617   a l f a

3.
 ##### Poisson distribution #####
      1.3408   standardna odchylka pre IA
      1.6220   standardna odchylka pre IT
      1.2098   tangens alfa
     50.4231   a l f a

4.
 ##### Equivalent binomial distribution #####
      0.5613   hodnota P/Q pre IA
      0.7809   hodnota P/Q pre IT
      0.3235   treti moment okolo priemeru pre IA
      0.1817   treti moment okolo priemeru pre IT
      3.5374   stvrty moment okolo priemeru pre IA
      5.8421   stvrty moment okolo priemeru pre IT
      0.0032   miera sikmosti beta1 pre IA
      0.1206   miera sikmosti beta1 pre IT
      0.0006   miera spicatosti beta2 pre IA
      0.1035   miera spicatosti beta2 pre IT
      0.9000   poradova korelacia EBD - IA
      0.9143   poradova korelacia EBD - IT
      9.0000   zaokruhlene frekv. hodn. EBD - IA
     25.0000
     29.0000
     16.0000
      4.0000
      3.0000   zaokruhlene frekv. hodn. EBD - IT
     12.0000
     24.0000
     25.0000
     15.0000
      5.0000

5.
 ##### Equivalent Poisson distribution #####
     14.0000   zaokruhlene frekv. hodn. EPD - IA
     25.0000
     22.0000
     13.0000
      6.0000
      6.0000   zaokruhlene frekv. hodn. EPD - IT
     16.0000
     21.0000
     18.0000
     12.0000
      6.0000
      1.2098   tangens alfa
     50.4231   a l f a
      0.6000   poradova korelacia EPD - IA
      0.8429   poradova korelacia EPD - IT
```

Appendix 1. Listing of the PUP1A program for the statistical assessment of typological frequency data and for the calculation of TET1 and TET2. Listing of the PUP1B program for the calculation and plotting of the TET3.

```
%##############################
%# PUPIN.JP          6.1.1992 #
%# Copyright (c) 1992    HronT #
%##############################
!del pup.out

clc
clear
format short e;

fprintf('bussy...\n\n')

fprintf('* Processing input data \n');
load data30
data=data30;

fprintf('pup.out',' ##### Input data ##### \n');
for ii=1:8,
 fprintf('pup.out','\n');
 for jj=1:8, fprintf('pup.out','%4.0f ',data(ii,jj));
end;
end;
fprintf('pup.out','\n\n');

i1=[100 200 300 400 500 600 700 800];
i2=[0 1 2 3 4 5 6 7];
fakti2=[1 1 2 6 24 120 720 5040];

a2=sum(data);
% a2=[1 2 3 4 3 2 1 0]
a3=a2.*i1;
a4=sum(a3);
n1=sum(a2);
a5=a4/n1;
tet2=zeros(1,8);
for ii=1:8, if sum(data(ii,:))~=0,
tet2(ii)=sum(data(ii,:).*i1)/sum(data(ii,:)); end
            end;

t2=sum(data');
% t2=[1 2 3 9 9 3 2 1]
t3=t2.*i1;
t4=sum(t3);
t5=t4/n1;

n2=0;
```

```
ii=8;
while n2==0,
      if a2(ii)~=0, n2=ii; end
      ii=ii-1;
end

n3=0;
ii=8;
while n3==0,
      if t2(ii)~=0, n3=ii; end
      ii=ii-1;
end

% ##### Normal distribution #####
fprintf('* Calculating normal distribution\n');
Q=a2.*(i1-a5*ones(i1)).^2;
Q1=sum(Q)/n1;
Q2=sqrt(Q1);
R=t2.*(ii-t5*ones(i1)).^2;
R1=sum(R)/n1;
R2=sqrt(R1);
T3=Q2/R2;                    % ### tg alfa ###
V2=atan(T3)*180/pi;

VN2=[1000000/n1*sum(a2.*( ((i1-a5*ones(i1))./100 ).^3))
     1000000/n1*sum(t2.*( ((i1-t5*ones(i1))./100 ).^3))
     1000000/n1*sum(a2.*( ((i1-a5*ones(i1))./100 ).^4))
     1000000/n1*sum(t2.*( ((i1-t5*ones(i1))./100
).^4))];
VN3=[VN2(1)^2/a5^3
     VN2(2)^2/t5^3
     VN2(3)/a5^2
     VN2(4)/t5^2];

VN4=[0 0 0];

fprintf('pup.out',' ##### Normal distribution #####
\n');
fprintf('pup.out','%12.4f   priemer IA \n',a5);
fprintf('pup.out','%12.4f   priemer IT \n',t5);
fprintf('pup.out','%12.4f   rozptyl pre IA \n',R1);
fprintf('pup.out','%12.4f   standardna odchylka pre IA
\n',R2);
fprintf('pup.out','%12.4f   rozptyl pre IT \n',Q1);
fprintf('pup.out','%12.4f   standardna odchylka pre IT
\n',Q2);
fprintf('pup.out','%12.4f   tangens alfa \n',T3);
fprintf('pup.out','%12.4f   a l f a \n',V2);
fprintf('pup.out','%12.4f   tet2_100 \n',tet2(1));
fprintf('pup.out','%12.4f        200 \n',tet2(2));
fprintf('pup.out','%12.4f        300 \n',tet2(3));
fprintf('pup.out','%12.4f        400 \n',tet2(4));
fprintf('pup.out','%12.4f        500 \n',tet2(5));
fprintf('pup.out','%12.4f        600 \n',tet2(6));
fprintf('pup.out','%12.4f        700 \n',tet2(7));
fprintf('pup.out','%12.4f        800 \n',tet2(8));

fprintf('pup.out','%12.4f   treti moment okolo priemeru
pre IA \n',VN2(1));
fprintf('pup.out','%12.4f   treti moment okolo priemeru
pre IT \n',VN2(2));
fprintf('pup.out','%12.4f   stvrty moment okolo priemeru
pre IA \n',VN2(3));
fprintf('pup.out','%12.4f   stvrty moment okolo priemeru
pre IT \n',VN2(4));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera sikmosti beta1 pre IA
\n',VN3(1));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera sikmosti beta1 pre IT
\n',VN3(2));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera spicatosti beta2 pre
IA \n',VN3(3));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera spicatosti beta2 pre
IT \n',VN3(4));

fprintf('pup.out','%12.4f   poradova korelacia ND - IA
\n',VN4(1));
fprintf('pup.out','%12.4f   poradova korelacia ND - IT
\n',VN4(2));
fprintf('pup.out','%12.4f   zaokruhlene frekv. hodn. ND
- IA \n',VN4(3));

fprintf('pup.out','\n');

% ##### Binomial distribution #####
fprintf('* Calculating binomial distribution\n');
a7=a2.*i2;
a9=sum(a7)/n1;
t7=t2.*i2;
t9=sum(t7)/n1;

P1=a9/n2;
Q1=1-P1;
S2=n2*P1*Q1;
S1=sqrt(S2);

P2=t9/n3;
Q2=1-P2;
S3=n3*P2*Q2;
S4=sqrt(S3);

T1=S4/S1;                    % ### tg alfa ###
A8=atan(T1)*180/pi;

fprintf('pup.out',' ##### Binomial distribution #####
\n');
fprintf('pup.out','%12.4f   priemer IA \n',a9);
fprintf('pup.out','%12.4f   priemer IT \n',t9);
fprintf('pup.out','%12.4f   rozptyl pre IA \n',S2);
fprintf('pup.out','%12.4f   standardna odchylka pre IA
\n',S1);
fprintf('pup.out','%12.4f   P pre IA \n',P1);
fprintf('pup.out','%12.4f   Q pre IA \n',Q1);
fprintf('pup.out','%12.4f   rozptyl pre IT \n',S3);
fprintf('pup.out','%12.4f   standardna odchylka pre IT
\n',S4);
fprintf('pup.out','%12.4f   P pre IT \n',P2);
fprintf('pup.out','%12.4f   Q pre IT \n',Q2);
fprintf('pup.out','%12.4f   tangens alfa \n',T1);
fprintf('pup.out','%12.4f   a l f a \n',A8);
fprintf('pup.out','\n');

% ##### Poisson distribution #####
fprintf('* Calculating poisson distribution\n');
S5=sqrt(a9);
S6=sqrt(t9);
T2=S6/S5;                    % ### tg alfa ###
W9=atan(T2)*180/pi;

fprintf('pup.out',' ##### Poisson distribution #####
\n');
fprintf('pup.out','%12.4f   standardna odchylka pre IA
\n',S5);
fprintf('pup.out','%12.4f   standardna odchylka pre IT
\n',S6);
fprintf('pup.out','%12.4f   tangens alfa \n',T2);
fprintf('pup.out','%12.4f   a l f a \n',W9);
```

```
fprintf('pup.out','\n');

% ##### Ekvivalent binomial distribution #####
fprintf('* Calculating ekvivalent binomial distributi-
on\n');
Q3=P1/Q1;
P7=(n2*ones([1:n2])-[0:n2-1])./[1:n2];
P8=P7*Q3;
P9(1)=n1*Q1^n2; for j=2:n2, P9(j)=P9(j-1)*P8(j-1); end
P9=round(P9);

Q4=P2/Q2;
R1=(n3*ones([1:n3])-[0:n3-1])./[1:n3];
R2=R1*Q4;
R3(1)=n1*Q2^n3; for j=2:n3, R3(j)=R3(j-1)*R2(j-1); end
R3=round(R3);
V2=[n2*P1*Q1*(Q1-P1)
    n3*P2*Q2*(Q2-P2)
    n2*P1*Q1*(1+3*(n2-2)*P1*Q1)
    n3*P2*Q2*(1+3*(n3-2)*P2*Q2)
    (1-2*P1)^2/n3*P2*Q2
    (3+(1-6*P1*Q1))/n2*P1*Q1
    (1-2*P2)^2/n3*P2*Q2
    (3+(1-6*P2*Q2))/n3*P2*Q2 ];

[RC1 m1]=ind(a2,n2);
[RC2 m2]=ind(P9,n2);
d=RC2-RC1;
d2=d.*d;
m=m1+m2;
rIA=1-6*(sum(d2)+m)/n2/(n2*n2-1);

[RC1 m1]=ind(t2,n3);
[RC2 m2]=ind(R3,n3);
d=RC2-RC1;
d2=d.*d;
m=m1+m2;
rIT=1-6*(sum(d2)+m)/n3/(n3*n3-1);

fprintf('pup.out',' ##### Ekvivalent binomial distribu-
tion ##### \n');
fprintf('pup.out','%12.4f   hodnota P/Q pre IA \n',Q3);
fprintf('pup.out','%12.4f   hodnota P/Q pre IT \n',Q4);
fprintf('pup.out','%12.4f   treti moment okolo priemeru
pre IA \n',V2(1));
fprintf('pup.out','%12.4f   treti moment okolo priemeru
pre IT \n',V2(2));
fprintf('pup.out','%12.4f   stvrty moment okolo priemeru
pre IA \n',V2(3));
fprintf('pup.out','%12.4f   stvrty moment okolo priemeru
pre IT \n',V2(4));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera sikmosti beta1 pre IA
\n',V2(5));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera sikmosti beta1 pre IT
\n',V2(6));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera spicatosti beta2 pre
IA \n',V2(7));
fprintf('pup.out','%12.4f   miera spicatosti beta2 pre
IT \n',V2(8));
fprintf('pup.out','%12.4f   poradova korelacia EBD - IA
\n',rIA);
fprintf('pup.out','%12.4f   poradova korelacia EBD - IT
\n',rIT);
fprintf('pup.out','%12.4f   zaokruhlene frekv. hodn. EBD
- IA \n',P9(1));
for ii=2:n2,        %length(P9),
    fprintf('pup.out','%12.4f \n',P9(ii));
end
fprintf('pup.out','%12.4f   zaokruhlene frekv. hodn. EBD
- IT \n',R3(1));
for ii=2:n3,        %length(R3),
    fprintf('pup.out','%12.4f \n',R3(ii));
end
fprintf('pup.out','\n');


% ##### Ekvivalent Poisson distribution #####
fprintf('* Calculating ekvivalent poisson
distribution\n');
l_1=a9./(i2+ones(i2));
pa=exp(-a9)*((a9*ones(1,length(i2))).^i2)./fakti2;
for ii=2:n2+1,
    pa(ii)=pa(ii-1)*l_1(ii-1);
end
pa=round(n1*pa);

l_1=t9./(i2+ones(i2));
pt=exp(-t9)*((t9*ones(1,length(i2))).^i2)./fakti2;
for ii=2:n3+1,
    pt(ii)=pt(ii-1)*l_1(ii-1);
end
pt=round(n1*pt);

tgalfa=sqrt(t9/a9);
alfa=atan(tgalfa)*180/pi;

[RC1 m1]=ind(a2,n2);
[RC2 m2]=ind(pa,n2);
d=RC2-RC1;
d2=d.*d;
m=m1+m2;
rIA=1-6*(sum(d2)+m)/n2/(n2*n2-1);

[RC1 m1]=ind(t2,n3);
[RC2 m2]=ind(pt,n3);
d=RC2-RC1;
d2=d.*d;
m=m1+m2;
rIT=1-6*(sum(d2)+m)/n3/(n3*n3-1);


fprintf('pup.out',' ##### Ekvivalent Poisson distributi-
on ##### \n');
fprintf('pup.out','%12.4f   zaokruhlene frekv. hodn. EPD
- IA \n',pa(1));
for ii=2:n2,        %length(pa),
    fprintf('pup.out','%12.4f \n',pa(ii));
end
fprintf('pup.out','%12.4f   zaokruhlene frekv. hodn. EPD
- IT \n',pt(1));
for ii=2:n3,        %length(pt),
    fprintf('pup.out','%12.4f \n',pt(ii));
end
fprintf('pup.out','%12.4f   tangens alfa \n',tgalfa);
fprintf('pup.out','%12.4f   a l f a \n',alfa);
fprintf('pup.out','%12.4f   poradova korelacia EPD - IA
\n',rIA);
fprintf('pup.out','%12.4f   poradova korelacia EPD - IT
\n',rIT);
fprintf('pup.out','\n');
```

```
% ##### Ekvivalent negative binomial distribution #####
%[s iii] = sort(-a2);
%if iii(1)<4,
%   z=i2-a9*ones(length(i2));
%   a9;
%   m21=a2.*(z+(a9*a9)*ones(length(z)))./n1;
%   m2 =m21-a9*a9;
%   p=a9/m2;
%   q=1-p;
%   r=p*a9/q;


fprintf('\nready...\n\n')

end
```

Listing of the PUP1B program for the calculation and plotting of the TET3.

```
uses crt,graph;

type Sample = object
                m16    : array[1..16,1..16] of real;
                result : array[1..16] of real;
                width  : integer;
                procedure Init(fname  : string);
                function  Max(i : integer; rmi,rma :
real) : real;
                procedure Process;
                procedure Draw;
              end;

procedure Sample.Init(fname : string);
var i,j    : integer;
    infile : text;
begin
  for i:=1 to 16 do
  for j:=1 to 16 do m16[i,j] := 0;
  assign(infile,fname);
  reset(infile);
  for i:=1 to 8 do
  for j:=1 to 8 do read(infile,m16[2*j-1,2*i-1]);

{  for i:=1 to 8 do
  begin
    for j:=1 to 8 do write(m16[2*j-1,2*i-1]:4:1);
    writeln;
  end;
  readln;}

  close(infile);
  for i:=1 to  8 do
  for j:=1 to  7 do m16[2*i-1,2*j]:=(m16[2*i-1,2*j-
1]+m16[2*i-1,2*j+1])/2;
  for i:=1 to  7 do
  for j:=1 to 15 do m16[2*i,j]:=(m16[2*i-
1,j]+m16[2*i+1,j])/2;
  write('Width : ');
  readln(width);
end;

function Sample.Max(i : integer; rmi,rma  : real) : re-
al;
var j,mi,ma : integer;
    mam,mai : real;
begin
  mi:=trunc(rmi);
  ma:=trunc(rma+0.5);
  if mi <  1 then mi:= 1;
  if ma > 15 then ma:=15;
  mam:=m16[mi,i];
  mai:=mi;
  for j:=mi+1 to ma do
    if mam < m16[j,i] then begin
                             mam:=m16[j,i];
                             mai:=j;
                           end
                      else if mam=m16[j,i] then
mai:=mai+(j-mai)/2;
  max:=mai;
end;

procedure Sample.Process;
var i : integer;
begin
  result[15]:=max(15,1,15);
  for i:=14 downto 1 do result[i]:=max(i,result[i+1]-
width,result[i+1]+width)
end;

procedure Sample.Draw;
var gd,gm,i,j : integer;
    s         : string;
begin
  detectgraph(gd,gm);
  initgraph(gd,gm,'');
  for i:=1 to 8 do
  for j:=1 to 8 do begin
                     str(m16[2*i-1,2*j-1]:3:0,s);
                     if m16[2*i-1,2*j-1] = 0 then s:='';
                     outtextxy(80*i-70,60*j-50,s);
                     circle(80*i-70,60*j-50,4);
                   end;
  for j:=1 to 14 do begin
                      line(round(40*result[j  ]-30),30*
j  -20,
                           round(40*result[j+1]-
30),30*(j+1)-20);
                    end
end;

var aSample : Sample;

begin
   clrscr;
   aSample.Init('data');
   aSample.Process;
   aSample.Draw;
end.
```

References

Orlitová, E., Dugáček, D., Timčák, G. M. & Hroncová, E. 1992: An application of the Intergraph MicroStation in geology, *Computers and geosciences (in print).*

Pupin, J. P. 1985: Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweiz. Miner. Petrol., Mitt., 65, 29 - 56.*

Timčák, G. M. 1990: Statistical assessment of the typogram data of the Pupin classification of zircons. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 5, 561 - 574.*

Timčák, G. M., Orlitová, E., Jablonská, J. & Jakabská, K. 1992: Database of chemical, microchemical and morphometrical data on zircons from West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., (in print).*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 143 - 145

Back-slipping - zjednodušená forma rekonštrukcie strižných zón

FRANTIŠEK MARKO[1], MICHAL KOVÁČ[1], JAROSLAV BOBOVSKÝ[2] a BARNABÁŠ MIŠÁNIK[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Výpočtové stredisko SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 3. 12. 1992, revidovaná verzia doručená 27. 1. 1993)

Back-slipping as a tool for paleotectonic reconstruction of wrench zones

Program ''back-slipping'' for personal computer allows a simplified modelling of wrench zones in a horizontal projection. The modelling is restricted only for the simulation of an activity of the strike slip and doesn't consider a dilatation or reduction of blocks. The selection of the strike-slip fault systems active in chosen stress field is automatized. User have to select concrete strike-slip and set up the amplitude of the movement.

Úvod

Orogény sú výsledkom štruktúrnej prestavby, deformácie pôvodných geologických jednotiek a ich premiestnenia často na veľkú vzdialenosť. Palinspastická rekonštrukcia zobrazuje ich pôvodný stav v čase a priestore, umožňuje paleogeografickú rekonštrukciu pôvodného rozmiestnenia pevnín a sedimentačných priestorov s ich najrozmanitejšími vývojmi, ako aj rekonštrukciu sledu a rozsahu deformačných udalostí, a to či už plastických, alebo krehkých.

Paleotektonická rekonštrukcia vychodí zo štruktúrnej analýzy, geologických a geofyzikálnych podkladov. Doteraz najčastejšie používanou metódou rekonštrukcie vzniku zložitých geologických štruktúr je vyrovnanie v reze - balanced cross-sections. Používa sa predovšetkým pri rekonštrukcii zvrásnených príkrovových systémov (Boyer a Elliott, 1982; Dahlstrom, 1968; Woodward et al., 1985; Elliot, 1983) a panvových štruktúr s dominujúcim účinkom extenzie (Barr, 1987; Bosworth, 1985; Gibbs, 1983). Balancované rezy riešia otázky dilatácie alebo redukcie priestoru v čase, pričom ide o deformácie zobraziteľné najmä vo vertikálnej projekcii. Deformácie vznikajúce v strižných zónach v dôsledku zložitých smerných pohybov blokov (Park, 1988) si vyžadujú modelovanie v horizontálnej projekcii.

Našim cieľom bolo zostaviť program, realizujúci základný typ pohybu v strižných zónach. V časti 2 opisujeme geologické východiská a ohraničenie možností programu a v časti 3 jeho jednoduchú stratégiu .

Základné princípy a východiská

Manuálna rekonštrukcia pohybov blokov v strižných zónach pri palinspastickej rekonštrukcii je nesmierne náročná na čas a navyše sa pre nepresnosť korekcií a manuálnych operácií často končí v slepej uličke. Preto sme sa tento proces pokúsili zautomatizovať v podobe programu pre počítač radu PC. Pohyb blokov sa modeluje v dvojrozmernom priestore (mapa) a z toho vyplývajú aj niektoré podstatné obmedzenia. Program pri modelovaní využíva iba smerné posuny, pretože pri pohyboch pozdĺž nich zostáva kvadratúra pôvodnej plochy zachovaná. Neumožňuje uplatniť ďalšie základné kinematické typy zlomov (pokles a prešmyk), pri ktorých v horizontálnej projekcii nastáva narastanie alebo redukcia plochy (obr. 1).

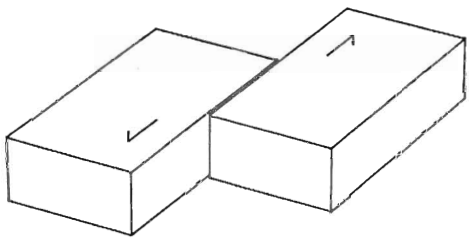
Pri modelovaní sa rekonštruuje pohyb blokov pozdĺž smerných posunov v opačnom časovom slede, teda z prítomnosti do minulosti. Výber smerových systémov zlomov zo siete zadanej používateľom a priradenie im zodpovedajúceho kinematického režimu pri danom napätí sú automatizované. Tak ako používateľ môže voliť orientáciu smeru kompresného napätia, má pri rekonštrukcii možnosť použiť z počítačovej ponuky len zlomy, o ktoré má záujem, a zároveň určiť amplitúdy pohybu blokov pozdĺž nich.

Súčasný pohyb blokov pozdĺž párových (konjugovaných) sinistrálnych a dextrálnych posunov program z priestorových dôvodov nerealizuje, a preto sa pohyb uskutočňuje najprv pozdĺž zlomov jedného a potom, ak je to potrebné, aj druhého smeru párového systému. Napokon takto zvolený postup má analógiu aj v prírode, kde zodpovedá režimu jednoduchého strihu, pri ktorom nevzniká symetrický párový systém porúch, ale prednostne sa vyvíja iba jeden zo systémov (Harding, 1974; Reading, 1986). V režime jednoduchého strihu platia obdobné symetrologické vzťahy medzi smerom kompresie a zlomov ako pri čistom strihu, nie sú však výsledkom čistej kompresie, ale regionálneho strižného namáhania orientovaného šikmo voči aktivizovaným zlomom (obr. 2/B).

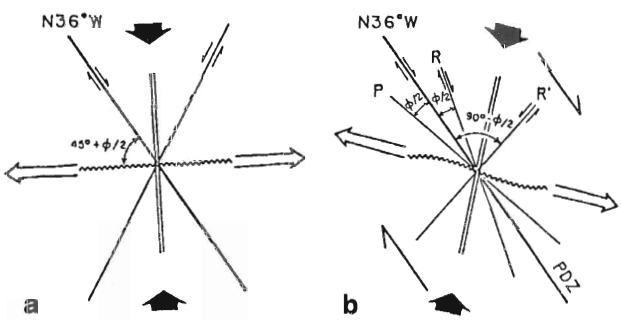
Voľba amplitúdy pohybu pozdĺž zlomov je v kompetencii používateľa programu. Zadáva sa na základe ofsetov rôznych fenoménov v geologickej mape. Pri spätnom modelovaní štruktúrneho vývoja územia sa bloky dostávajú

do pôvodnej pozície, vytvára sa v čase nový obraz rozloženia geologických jednotiek a štruktúr. Význam počítačového modelovania je najmä v tom, že sa každým spätným krokom tvorí nová sieť zlomov, ktorá sa dá aplikovať pri ďalšom kroku rekonštrukcie inverznej v čase.

Okrem rekonštrukcie strižných zón je program použiteľný aj na simulovanie plastických deformácií blokov. V takom prípade sa zadá rovnobežný systém fiktívnych strihov, pozdĺž ktorých možno jednotlivé časti bloku (územia) posunúť o požadovanú amplitúdu. Pri dostatočne hustej sieti strihov a malých rozdieloch v amplitúde posunu je výsledkom modelovania plastická deformácia pôvodného obrazu.



Obr. 1. Príklad smerového posunu blokov vyvolaného strižným napätím.
Fig. 1. Example of strike slip of blocks evoked by shear stress.



Obr. 2. a - Pôvodný model čistého strihu (pure shear); b - pôvodný model jednoduchého strihu (simple shear) (Sylvester, 1988). Krátke čierne šípky - os skrátenia, kompresia, otvorené šípky - os predĺženia, extenzia, ϕ - uhol vnútorného trenia.

Fig. 2. a - Original model of pure shear; b - original model of simple shear (Sylvester, 1988). Short black arrows - axes of shortening, compresson, open arrows - axes of dilatation, extension, ϕ - frictional angle.

Popis programu

Naším konečným cieľom je vytvoriť program, na modelovanie krehkých deformácií v horizontálnej rovine. V prvom štádiu sme napísali program, simulujúci smerný posun v strižných zónach. Program je v jazyku C pre počítače PC s operačným systémom DOS.

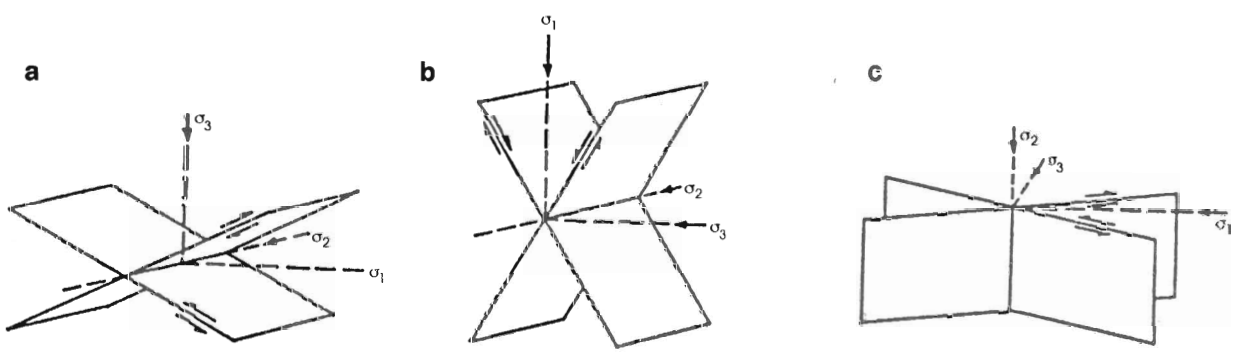
Vstupné údaje pre program poskytuje geologická mapa oblasti, ktorej vývoj sa simuluje, teda recentná sieť zlomov a informácia o poli paleonapätia v danom období.

Na modelovanie je vhodné geologickú mapu upraviť. Zjednodušená sieť by mala byť rozdelená na hlavné zlomy hlboko zakorenené v zemskej kôre a vedlajšie zlomy a ich tvar by sa mal čo najviac približovať priamke.

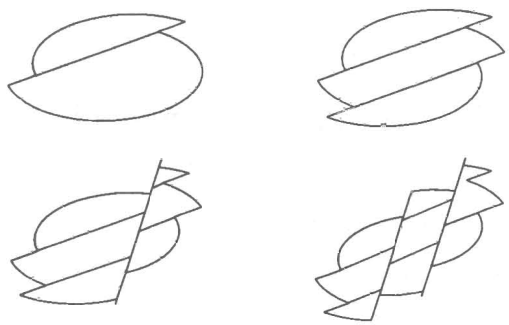
Údaje o poli paleonapätia v jednotlivých obdobiach geologickej minulosti sú výsledkom štruktúrnej analýzy strižnej zóny. Je dôležité si uvedomiť, že počas jej vývoja nastávali v paleonapätí zmeny, teda aj zmeny orientácie kompresného napätia v čase. Ako príklad možno uviesť rotáciu kompresného napätia v západnej časti Karpát v neogéne zo smeru SZ - JV do smeru SV - JZ (Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989; Marko et al., 1991).

Základným princípom automatizovaného výberu systémov zlomov je symetrologický vzťah medzi orientáciou aktívnych zlomov a kompresným napätím (Anderson, 1951), s ktorým sa v danom okamihu rekonštrukcie operuje. Model pri istej kompresii predpokladá vznik alebo reaktivizáciu smerných posunov zvierajúcich v ideálnom prípade približne 30-stupňový uhol so smerom kompresie. Jeho nedostatkom je zjednodušenie reálnych vzťahov smeru kompresie a smerov aktivizovaných posunov, ktoré sú v skutočnosti variabilnejšie ako podklad, z ktorého sa vychádza (obr. 3).

Po zadaní smeru kompresie program otestuje celú sieť porúch, ktoré má k dispozícii, a aktivizuje z nich tie, ktoré mohli pri danom napätí fungovať ako smerné posuny. Určí zmysel pohybov blokov oddelených



Obr. 3. Vzťah zlomov k osiam napätí (Anderson, 1951). a - prešmyky, b - poklesy, c - smerné posuny.
Fig. 3. Relation of faults to stress axes (Anderson, 1951). a - thrusts, b - dip slip faults, c - strike slips.



Obr. 4. Príklad štyroch cyklov spätnej rekonštrukcie na modelovom objekte.
Fig. 4. Example of four stages of backward reconstruction of model object.

zlomami (sinistrálny alebo dextrálny), prirodzene v inverznom režime. Použitý model vzťahu smeru kompresie a aktívnych zlomov vychodí z režimu čistého strihu (obr. 2/A), ktorý predpokladá vznik párového systému porúch pri kompresii a ich súčasnú aktivizáciu (Anderson, 1951) .

V poslednom kroku cyklu, keď už geológ vykonal všetky smerné posuny, treba určiť, ktoré zlomy majú zaniknúť (obr. 4).

Spomenuté kroky možno v cykle opakovať. Navyše sme do programu zabudovali rozličné ďalšie údaje o zlomoch, ako je kategória zlomu (hlavný, vedľajší zlom, zlom 1. kategórie), jeho aktivita a viditeľnosť. Datová štruktúra zlomov je otvorená na prípadné doplnenie ďalších potrebných atribútov.

Vytvorenie programu pokladáme iba za začiatok spolupráce medzi geológmi a matematikmi. Pri používaní programu sa isto nájdu ďalšie možnosti automatizovať proces. Dá sa uvažovať aj o treťom rozmere, a tým aj o vernejšom modelovaní skutočného stavu.

Literatúra

Anderson, E.M. 1951: Dynamics of Faulting. *Olivier and Boyd., Edinburg, 142.*

Barr, D. 1987: Structural-stratigraphic models for extensional basins of half-graben type. *J. Struct. Geol., 9, 491 - 500*

Bosworth, W., 1985: Discussion on the structural evolution of extensional basin margin. J. Geol. Soc. (London), 142, 939 - 942.

Boyer, S. E. & Elliott, D. 1982: Thrust systems. *AAPG Bull., 66, 1196 - 1230.*

Dahlstrom, C. D. A., 1968: Balanced cross sections. *Canad. J. Earth Sci., 6, 743 - 757.*

Elliott, D. 1983: The construction of balanced cross - sections. *J. Struct. Geol., 5, 101.*

Gibbs, A. D. 1983: Balanced cross - section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol., 5, 153 - 160*

Harding, T.,P. 1974: Petroleum traps associated with wrench faults. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 58, 1290 - 1304.*

Kováč, M., Baráth, I., Holický, F., Marko, F. & Túnyi, I. 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol.Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 40, 1, 37 - 62*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. *Mineralia slov., 23, 189 - 200.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989 : Neogene Tectonics and Paleostress changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 132, 2, 443-458*

Park, R. G. 1988: Geological structures and Moving Plates. Blackie (Glasgow), 166 - 209

Reading, H.,G.,1986 : Sedimentary Environments and Facies. *Blackwell Sci.Pub., (Oxford), 471 - 519.*

Sylvester, A.G. 1988: Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.,100, 1666 - 1703*

Woodward, N. B., Boyer, S. E. & Suppe, J. 1985: An Outline of Balanced Cross - Sections (Studies in Geology 11). *Univ. Tennessee, Knoxville, 1 - 176.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 146 - 150

Charakter zlata z nadložného odžilku Severnej žily v Rudňanoch

BORIS ANTAL

Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 21. 1. 1992)

Nature of gold from the roof stringer of the Severná žila vein in Rudňany deposit (Eastern Slovakia).

Some gold-leaves generations with different fineness were found in siderite-ankerite veinstone with sulphides in roof stringer of Severná žila vein: in chalcopyrite (796 - 802), Ni-Fe cobaltite (804), siderite (804 - 848) and in aggregate of gersdorffite (906 - 913), where gold-leaves were concentrated in zones of higher contents of sulphur.

The mineral succession shows decrease of gold fineness from the oldest generations towards the youngest ones. The ultrabasic rocks are considered to be the possible source of Au, likewise of Co and Ni, at least during the initial stages of ore - forming processes.

Úvod

Zlato, prevažne mikroskopických rozmerov, je v ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria vzácne, a preto sa vždy získavalo len ako vedľajší produkt popri hlavnom kove. Z takýchto ložísk, medzi ktoré patrí aj ložisko Rudňany, možno uviesť najmä Dobšinú, Mlynky, Novoveskú Hutu, Slovinky, Rožňavu alebo Nadraž (Polák in Slávik et al., 1967).

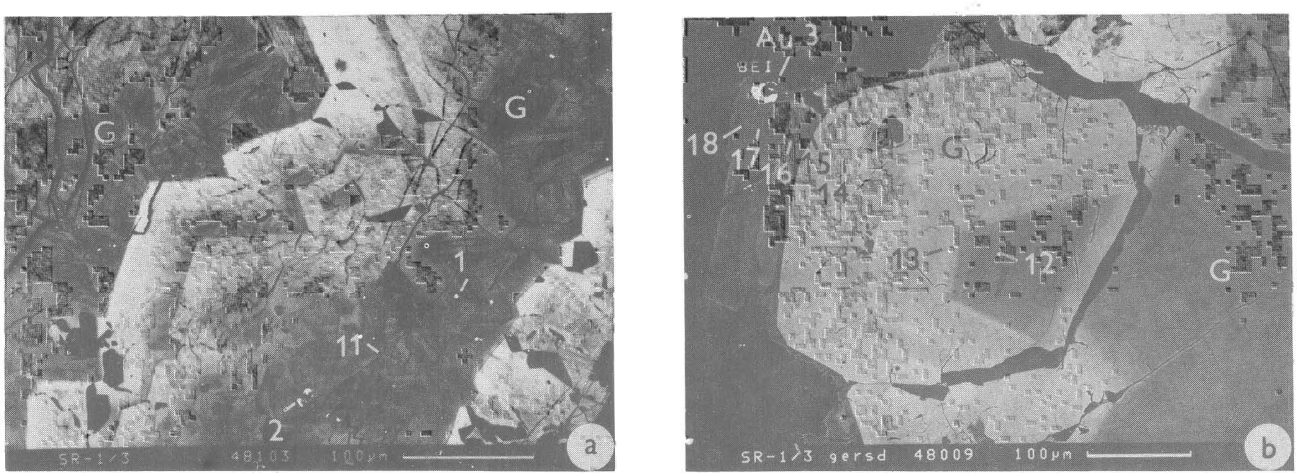
Geológia a mineralógia zlata ložiska Rudňany

Ložisko Rudňany je jedno z najvýznamnejších ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Patrí do sideritovo-barytovej formácie s Cu-sulfidmi a rumelkou (Varček, 1968, 1973). Tvoria ho pravé hydrotermálne žily, ktoré sa vyvinuli na prešmykových tektonických líniách a sperených puklinách. Okrem sideritovo-barytových žíl sa v severných častiach rudnianskeho rudného poľa zistili diagonálne a smerné ankeritovo-kremeňové žily.

V ložisku Rudňany sa vymedzili štyri žilné systémy (Hudáček et al., 1987), z ktorých má najväčší význam druhý, rozdelený do troch rádov. Do 1. patria najvýznamnejšie žily ložiska, ako je Droždiak, Zlatník, Severná, Matej a Jakub.

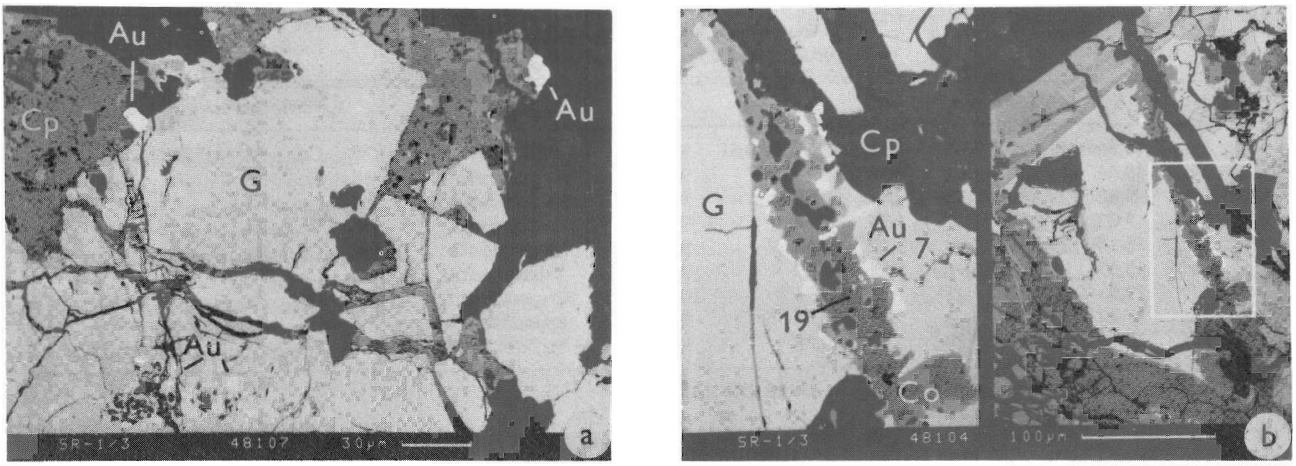
Nadložný odžilok Severnej žily spolu so žilou Hrubá, Štefan, podložná Droždiak a nadložná Zlatnícka patrí do 2. rádu. Sperené štruktúry v nadloží žily Droždiak predstavujú žily 3. rádu.

Zlato sa v ložisku Rudňany zistilo predovšetkým v žile Droždiak a Zlatník. Jeho obsah v sulfidoch žíl je rozličný.



Obr. 1. Pozícia zlatiniek v najstaršej časti (a) a okrajovom leme (b) Co-Ni agregátu. G - gersdorffit, Au - zlatinky, BEI - back electron image (kompozícia), 1-18 - čísla analýz.

Fig. 1. Gold leaves position in the oldest part (a) and in the marginal rim (b) of Co-Ni aggregate. G - gersdorffite, Au - gold-leaves, BEI - back electron image (composition), 1-18 - numbers of analyses.



Obr. 2. Zlatinky a - v agregáte gersdorffitu (G) a chalkopyrite (Cp), b - v žilke Ni-Fe kobaltínu (Co), ktorá preráža gersdorffit, 7-19 - čísla analýz.

Fig. 2. Gold-leaves a - in the aggregate of gersdorffite (G) and in chalcopyrite (Cp), b - in the Ni-Fe cobaltite veinlet which perforates gersdorffite, 7-19 - numbers of analyses.

Najnižší je v pyrite (0,01 - 0,2 ppm) a arzenopyrite (0,072 - 0,53 ppm). V chalkopyrite sa obsah Au pohybuje od 0,015 do 1,01 ppm, čo podľa nás ovplyvnili inklúzie tetraedritu, v ktorom sa obsah Au pohybuje od 0,2 do 16,5 ppm. Najvyššia hodnota Au sa zistila vo vzorke gersdorffitu (125 ppm), v ktorom sa našli zlatinky veľké okolo 1 μm (Janáková a Jarkovský, 1987).

Samo zlato vytvára zrnká mikroskopických rozmerov (5 - 10 μm) rozličného tvaru v tetraedrite, ullmannite, chalkopyrite, Bi-mineráloch a gersdorffite. Podľa rtg mikroanalýzy je pomerne rýdze s obsahom Ag od 4,1 do 4,8 hmot. % (Hurný, 1977; Hurný a Krištín, 1978; Hurný in Cambel et al., 1985).

Geológia a mineralógia Severnej žily a jej nadložného odžilku

Predpokladaný smerný rozsah Severnej žily je cca 7 km a po úklone 600 m. Nadložný odžilok má smer V-Z, od štruktúry Severnej žily sa odpája v západnej časti Zlatníka a po 700 m východným smerom postupne vykliňuje. Okolné horniny nadložného odžilku patria do rulovo-amfibolitového komplexu klátovskej skupiny (Hudáček et al., 1987).

Minerálnu výplň Severnej žily tvorí hlavne siderit (sideroplessit). Zriedkavejšie sa tu vyskytujú Ca-karbonáty, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, pyrit, hematit a magnetit. Zo sulfidov, ktoré vystupujú najmä v západnom krídle žily, má najväčšie zastúpenie chalkopyrit. Minerály skupiny tetraedritu sú najmä vo V-krídle, kde nastáva metasomatóza siderítu Ca-karbonátmi, naloženou kalcitovo-ankeritovo-kremeňovou mineralizáciou (Hrušovský et al., 1985).

Minerálna výplň nadložného odžilku Severnej žily je analogická. Tvorí ju predovšetkým siderit s kremeňom a sulfidmi, ktoré v ňom vytvárajú hniezda a žilky, príp. vystupujú na vzájomnom kontakte. Ca-karbonáty prenikajú do siderítu žilkami samostatne alebo spolu s kremeňom a tvoria výplň porúch v sideritovej žilovine (Hrušovský et al., 1987).

Zo sulfidov má najväčšie zastúpenie gersdorffit. Vystupuje na kontakte žily v hornine a v okrajovej ankeritovo-kremeňovej časti. V hornine tvorí impregnácie a v žile bohaté hniezda. V sideritovej žilovine je zriedkavý, preniká do nej pozdĺž interstícií zŕn a plôch štiepateľnosti, často sprevádzaný Ca-karbonátmi. Tvorí dve generácie, z ktorých má hlavné zastúpenie gersdorffit (I). Vytvára zhluky a žilky hlavne v kremeni a Ca-karbonátoch. Menšie zastúpenie má gersdorffit (II), ktorý sa pokladá za produkt remobilizácie.

TAB. 1

Chemické zloženie rýdzeho zlata (v hmot. %)

Chemical composition of native gold (wt. %)

Č. analýzy	Au	Ag	Hg	Fe	Rýdzosť	Suma	Asoc. minerál
1	84,67	8,78	5,64	-	906	99,09	gersdorffit
2	85,39	8,17	5,43	0,30	913	99,29	gersdorffit
3	85,38	8,53	5,30	0,21	909	99,42	gersdorffit
4	83,36	14,98	-	2,34	847	100,68	siderit
5	82,13	14,65	-	2,05	848	98,83	siderit
6	77,86	18,98	-	2,51	804	99,35	siderit
7	79,72	19,40	-	-	804	99,12	Ni, Fe-kobaltín
8	77,95	19,23	0,47	0,60	802	98,25	chalkopyrit
9	79,44	19,61	-	0,95	802	100,00	chalkopyrit
10	77,02	19,72	1,96	0,91	796	99,61	chalkopyrit

VVÚ ČSUP, Stráž pod Ralskem, CAMSCAN, LINK-AN 10 000, ZAF-4

TAB. 2
Chemické zloženie sulfoarzenidov Ni, Co (v hmot. %)
Chemical composition of sulphoarsenite Ni, Co (wt. %)

Č. anal.	S	Ni	Co	Fe	As	Cd	Suma	Minerál	Kryštalochemický vzorec
11	15,34	32,60	1,38	1,14	48,37	0,51	99,34	gersdorffit	$(Ni_{0,93}Co_{0,03}Fe_{0,03})_{0,99}As_{1,08}S_{0,80}$
12	10,64	31,47	1,06	0,94	55,87	-	99,98	As-gersdorffit	$(Ni_{0,90}Co_{0,03}Fe_{0,03})_{0,96}As_{1,25}S_{0,55}$
13	5,42	27,44	2,36	0,54	62,71	-	98,47	As-gersdorffit	$(Ni_{0,78}Co_{0,07}Fe_{0,02})_{0,87}As_{1,40}S_{0,28}$
14	8,02	27,69	2,42	1,35	59,14	-	98,62	As-gersdorffit	$(Ni_{0,78}Co_{0,07}Fe_{0,03})_{0,88}As_{1,32}S_{0,42}$
15	16,16	23,99	7,99	3,12	47,32	-	98,58	Co-gersdorffit	$(Ni_{0,68}Co_{0,23}Fe_{0,10})_{1,01}As_{1,05}S_{0,83}$
16	15,37	29,72	2,96	1,45	49,37	-	98,87	As-gersdorffit	$(Ni_{0,85}Co_{0,08}Fe_{0,05})_{0,98}As_{1,10}S_{0,80}$
17	17,93	30,17	4,22	1,68	47,76	-	101,76	Co-gersdorffit	$(Ni_{0,85}Co_{0,12}Fe_{0,05})_{1,02}As_{1,07}S_{0,93}$
18	17,42	31,36	3,04	1,21	46,40	-	99,43	gersdorffit	$(Ni_{0,88}Co_{0,08}Fe_{0,03})_{0,99}As_{1,03}S_{0,90}$
19	18,76	11,75	15,19	8,41	45,18	-	99,29	Ni, Fe-kobaltín	$(Ni_{0,33}Co_{0,43}Fe_{0,25})_{1,01}As_{1,00}S_{0,98}$

VVÚ ČSUP Stráž pod Ralskem, CAMSCAN, LINK-AN 10 000, ZAF-4

Z menej zastúpených sulfidov chalkopyrit ojedinele vyhojuje trhliny kataklázy v gersdorffite a tvorí nepravidelne obmedzené hniezda v siderite. Pyrit tvorí idiomorfné zrniečka uzavreté v chalkopyrite alebo v siderite.

Prítomnosť zlata sa zistila kvantitatívnou chemickou analýzou v zásekovej vzorke (11 ppm) a vo vzorke gersdorffitu (I; 45 - 48 ppm) v nadložnom odžilku Severnej žily zo západnej steny severného prekopu na 25. horizonte 1583 m na S od jeho ústia (Hradická in Hrušovský et al., 1987).

Charakter zlata z nadložného odžilku Severnej žily

Zlato vo vzorkovom materiáli z uvedeného miesta tvorí v gersdorffite, chalkopyrite, siderite a kobaltíne zlatinky jasnožltej farby s vysokou odraznosťou.

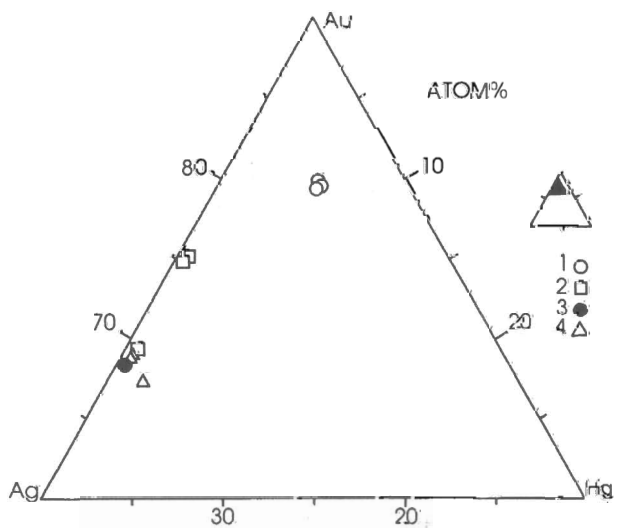
Najčastejšie sa zlatinky vyskytujú v gersdorffite, ktorý tvorí hrubozrnné, izotropné agregáty bledosivej farby, čiastočne kataklázované, s pozorovateľnou zonálnou stavbou, ktorá sa prejavuje striedaním tmavších prúžkov so svetlejšími, najmä na okrajoch agregátov. Pukliny v agregátoch vypĺňa siderit, kobaltín, kremeň, často s idiomorfne ohraničenými arzenopyritmi kosoštvorcového prierezu, a chalkopyrit, ktorý v rámci agregátu pretína žilku kobaltínu.

Zlatinky sa v gersdorffite sústreďujú do prírastkových zón, ktoré tvoria okrajové, najstaršie a najmladšie časti agregátu.

V chalkopyrite, ako aj v žilke kobaltínu sú zlatinky na styku s gersdorffitom, iba v siderite sú rozmiestnené nepravidelne (obr. 1, 2). Ich veľkosť sa pohybuje od maximálnych rozmerov (v siderite 11,6 x 19,4, chalkopyrite 18 x 18,8 a gersdorffite 26,4 x 5,6 μm) až po nemerateľné hodnoty okolo 1 μm (v gersdorffite).

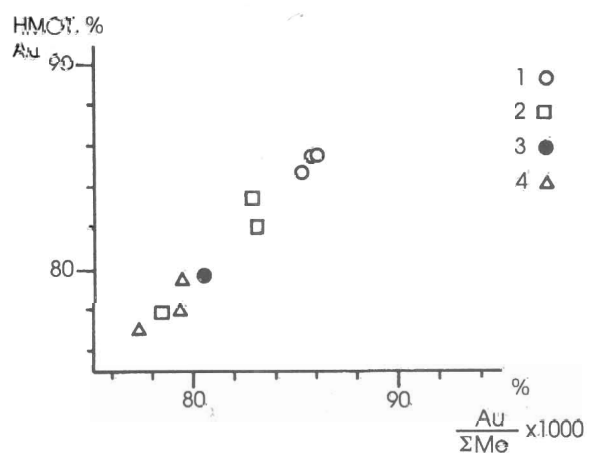
Zlatinky majú rozličný tvar. V chalkopyrite, a najmä v siderite sú oválne, v žilke kobaltínu nepravidelné. V gersdorffite, kde ich tvar ovplyvnil priebeh prírastkových zón, sú čiastočne hranaté.

Zlatinky a Co-Ni agregáty analyzoval VVÚ ČSUP v Stráži pod Ralskem na prístroji CAMSCAN, LINK-AN 10 000 analytik Súľovský (tab. 1, 2). Nezistila sa v nich zonálnosť alebo nehomogenita, hoci ich chemické zloženie



Obr. 3. Vývoj rýdzosti zlatiniek podľa pomeru Au-Ag-Hg nachádzajúcich sa v gersdorffite (1), siderite (2), kobaltíne (3) a chalkopyrite (4).

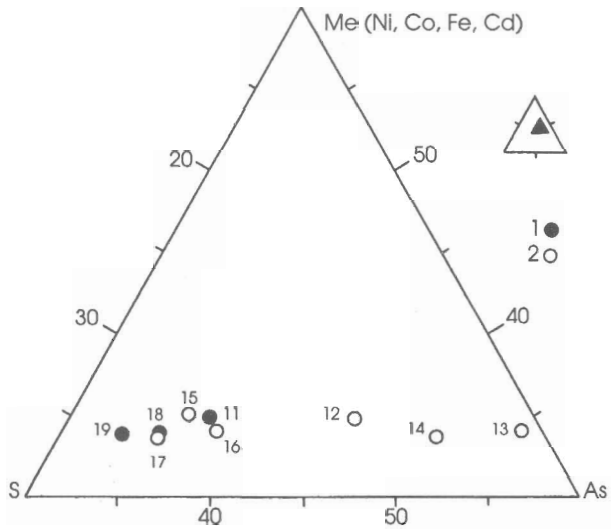
Fig. 3. Development of gold-leaves fineness according to the Au-Ag-Hg ratio, gold-leaves in gersdorffite (1), siderite (2), cobaltite (3) and chalcopyrite (4).



Obr. 4. Vývoj rýdzostí zlatiniek podľa pomeru Au k ostatným kovom nachádzajúcim sa v gersdorffite (1), siderite (2), kobaltíne (3) a chalkopyrite (4).

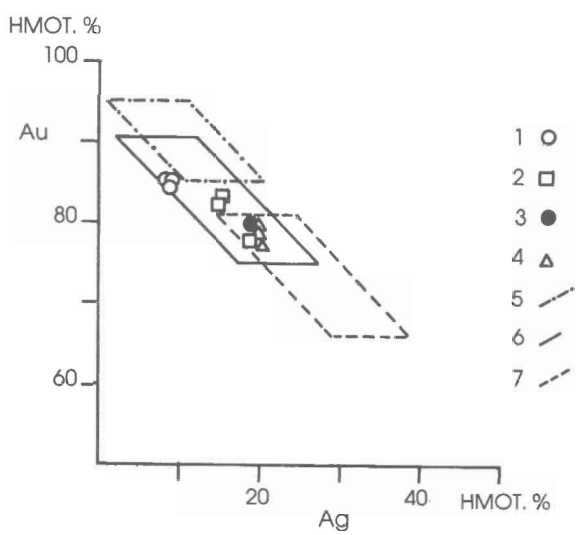
Fig. 4. Development of gold-leaves fineness according to the ratio of Au content to various metals which are presented in gersdorffite (1), siderite (2), cobaltite (3) and chalcopyrite (4).

nie je stále. Vyznačuje sa premenlivým obsahom Hg a Fe, ktorý dosahuje najvyššiu hodnotu v zlatinkách v gersdorffite (Hg 5,3 - 5,6 hmot. %) a v siderite (Fe 2,05 - 2,51 hmot. %). Podľa obsahu Au, ktorý varíruje v rozsahu 8 hmot. %, najvyššiu rýdzosť majú zlatinky v gersdorffite (906 - 913), potom v siderite (804 - 848), kobaltíne (804) a v chalkopyrite (796 - 802). Najväčšie rozdiely sú v obsahu Ag (11,55 hmot. %). Pri zohľadnení obsahu Hg (obr. 3), ako aj všetkých zistených prvkov oproti Au (obr. 4) sa analýzy zlatiniek rozdelili do troch výrazných polí, čo zodpovedá uvedenej zmene rýdzosti. Pole s najvyšším obsahom Au, ako aj ostatných kovov, okrem Ag, tvoria výhradne zlatinky v gersdorffite. Najnižší obsah kovov a najvyšší obsah Ag majú predovšetkým zlatinky v chalkopyrite.



Obr. 5. Chemické zloženie fáz agregátov sulfoarzenidov obsahujúcich zlatinky. 1 - fázy so zlatinkami, 2 - fázy, v ktorých sa zlatinky nezistili. 11-19 - čísla analýz (tab. 2).

Fig. 5. Chemical composition of phases of sulphoarsenide aggregates which contain Au segments. 1 - phases with gold-leaves, 2 - phases where the gold segments were not found, 11-19 - numbers of analyses (Tab. 2).



Obr. 6. Vzťah Au k Ag zlatiniek z nadložného odžilku Severnej žily v gersdorffite (1), siderite (2), kobaltíne (3) a chalkopyrite (4) zodpovedá zlatinkám z ložísk strednej hĺbky. Ložiská veľkej (5), strednej (6) a malej hĺbky (podľa analýz Latyša, 1984).

Fig. 6. Au to Ag relation in gold-leaves from the roof stringer of Severná žila vein in gersdorffite (1), siderite (2), cobaltite (3) and chalcopyrite (4) corresponds to gold-leaves from the medium depths of deposits. The deposits of high (5), medium (6) and small depths (according to the analyses of Latyš, 1984).

Diskusia

Podľa lokálnych pozorovaní mineralizácie v skúmanom úseku odžilku pokladáme za najstarší minerál gersdorffit (I), po ktorom vznikol siderit, Ni-Fe kobaltín a na záver chalkopyrit s kremeňom a arzenopyritom, ktoré pôsobia korozívne na staršie minerály podobne ako v žile Zlatník a Droždiak (Hurný, 1977; Rojkovič in Cambel et al., 1985).

Na základe uvedených sukcesných pozorovaní predpokladáme, že prvé zlatinky (veľké okolo 1 μm) vznikali v najstarších častiach Ni-Co agregátu a v jeho okrajovej prírastkovej zóne (kde sú najväčšie), ktorú tvorí relatívne "čistý" gersdorffit, blízky teoretickému zloženiu s vyšším podielom síry (obr. 1, 5). Ďalšia generácia zlatiniek vznikala v siderite, najmladšie v žilke kobaltínu a v chalkopyrite (obr. 2). Rýdzosť zlatiniek podľa uvedených sukcesných vzťahov klesá od najstarších po najmladšie generácie (obr. 3, 4), čo zodpovedá zistenému trendu (Kovalenker et al., 1980; Novgorodová et al., 1977; Petrovskaja, 1973).

Analyzované zlatinky z nadložného odžilku majú vyšší obsah Ag (8,17 - 19,72 hmot. %) ako v žile Zlatník (4,1 - 4,8 hmot. %; Hurný, 1977; Hurný in Cambel, 1985). Ich priemerná rýdzosť (873) aj šírka rozptylu hodnôt (796 - 913) by mohla zodpovedať rýdzosti zlatiniek z ložísk strednej hĺbky, kde je zlato - tak ako v ložisku Rudňany - prítomné vo viacerých generáciách a v paragenéze so sulfidmi (Cu, Fe, Zn, Bi, Sb) s rýdzosťou od 800 do 880 (Petrovskaja, 1973), resp. podľa analýz z ložísk Ukrajiny rovnakého typu (od 750 až do 900; Latyš, 1984; obr. 6).

Isté odchýlky v rýdzosti zlatiniek jednotlivých typov ložísk mohla spôsobiť alebo "asimilácia" zlata vysokej rýdzosti z okolitých hornín, alebo prítomnosť mineralizácie so zlatinkami nízkej rýdzosti, ktorá má hĺbkový zdroj rudného materiálu (Levitan a Berzon, 1977). Predpokladáme, že v ložisku Rudňany, aspoň v úvodných fázach mineralizačného procesu, keď vznikal gersdorffit (I) s najrýdzejšími zlatinkami, išlo o prvý prípad, najmä keď za možný zdroj Ni, Co, ako aj Au sa považujú (Hovorka et al., 1985; Hurný a Krištín, 1978) ultrabazity prítomné na ložisku, z ktorých, pri ich premene na listvenity, hydrotermy sideritovej periódy mineralizácie uvedené prvky vynášali a prednostne ukladali v horninách rulovo-amfibolitového komplexu (Ivan, 1984; Ivan a Hovorka, 1980), v ktorom je aj nadložný odžilok Severnej žily.

Záver

1. Analyzované zlatinky z nadložného odžilku majú vyšší obsah Ag (8,17 - 19,72 hmot. %) ako zo žily Zlatník (4,1 - 4,8 hmot. %).

2. Rýdzosť zlatiniek v nadložnom odžilku sa znižuje od najstarších po najmladšie generácie.

3. Zlatinky nachádzajúce sa v agregátoch gersdorffitu (I), ktorý patrí medzi najstaršie minerály ložiska, sa kumulujú do zón zodpovedajúcich svojím zložením gersdorffitu s vyšším obsahom síry.

4. Predpokladáme, že čiastočným zdrojom Au rovnako ako Co a Ni sú horniny ultrabázického charakteru.

Literatúra

Cambel, B. et al. 1985: Rudnianske rudné pole, geochemicko-geologická charakteristika. *Vyd. Veda (Bratislava), 363.*

Hovorka, D. et al. 1985: Ultramafic Rocks of the Western Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 254.*

Hrušovský, S., Hudáček, J. & Fabian, M. 1985: Záverečná správa a výpočet zásob Zlatník - Podložná žila, VP komplexné (Fe, Cu) rudy. *Manuskript - Geofond Bratislava, 201.*

Hrušovský, S., Fabian, M. & Hudáček, J. 1987: Rudňany 5RP 25. horizont - technické diela. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava, 113.*

Hudáček, J., Hrušovský, Š. & Fabian, M. 1987: Nové rudné štruktúry v severnej časti rudnianskeho rudného poľa. Geol. Průzk., 6, 161 - 165.

Hurný, J. 1977: Mineralogicko-geochemické štúdium žily Zlatník (XVI. horizont) na ložisku Rudňany. *In: Zborník referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. PF UK (Bratislava), 103 - 106.*

Hurný, J. & Krištín, J. 1978: Niektoré Ni-Co minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník). *Mineralia slov., 3, 221 - 238.*

Ivan, P. 1984: Význam ofiolitov v metalogenéze Západných Karpát. *In: Maheľ, M. (Ed.): Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám. GÚDŠ Bratislava, 81 - 87.*

Ivan, P. & Hovorka, D. 1980: Co-Ni mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí - námety na vyhľadávanie. *Geol. Průzk., 8, 225 - 228.*

Janáková, K. & Jarkovský, J. 1987: Obsah zlata a niektorých sprievodných prvkov v rudných mineráloch ložiska Rudňany. *In: Jarkovský, J. a Beňka, J. (Eds.): Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. GÚDŠ Bratislava, 93 - 99.*

Kovalenker, V. A., Troneva, N. V. & Dobroničenko, V. G. 1980: Osobennosti sostava glavnych rudoobrazujuščich mineralov v trubo-obraznych rudnych telach Koč-Bulakskogo mestoroždenija. *In: Metody issledovanija rudoobrazujuščich sulfidov i ich paragenezisov. Nedra, Moskva, 140 - 164.*

Latyš, I. K. 1984: Atlas morfologii, struktur i associacij samorodnogo zolota Ukrajiny. *Naukova dumka, Kijev, 284.*

Levitan, G. M. & Berzon, R. O. 1977: O vozmožnom genetičeskom značenii proby samorodnogo zolota primeniteľno k zolotorudnym mestoroždenijam Urala. *Geochimija, 4, 559 - 564.*

Novgorodova, M. I., Šepelev, V. M. & Cepina, A. I. 1977: Zolotosoderžaščije mineraľnyje asociacii v mednokolčedannych mestoroždenijach južnogo Urala. *Geol. rud. Mestorožd., 2, 63 - 76.*

Petrovskaja, N. V. 1973: Samorodnoje zoloto. *Nauka (Moskva), 330.*

Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *SVTL Bratislava, 510.*

Varček, C. 1968: Ore deposits of the West Carpathians. In: Giude to excursion 24 AC XXIII. Session of International Geological Congress. *Praha, Ústř. Úst. Geol., 1 - 48.*

Varček, C. 1973: Deposits of Mineral raw materials of the West Carpathians. *In: Guide to excursion. X. Congress of Carpathian - Balkan Geological Associacion. GÚDŠ Bratislava, 62.*

Nature of gold from the roof stringer of the Severná žila vein in Rudňany (Eastern Slovakia)

The Au content was found by quantitative chemical analysis in veinstone (11 ppm) as well as in separated gersdorffite (I) (45 - 48 ppm, Hradická in Hrušovský et al., 1987) from the roof stringer of Severná žila vein (25. floor). Known contents of Au in sulphides of Droždiak and Zlatník veins range from 0.01 to 16.5 ppm, but the highest content was found in gersdorffite (125 ppm, Janáková and Jarkovský, 1987). Gold alone creates grains (5 - 10 μm) of various shapes in tetraedrite, ullmanite, chalcopyrite, in Bi-minerals and gersdorffite. According to X-ray microanalysis they have relatively high fineness with Ag content ranging from 4.1 to 4.8 weight % (Hurný, 1977; Hurný and Krištín, 1978; Hurný in Cambel et al., 1985).

The veinstone of the roof stringer is represented mainly by siderite and quartz with sulphides creating nests and veinlets. Among sulphides gersdorffite is mainly represented and creates two generations in which the main occurence has gersdorffite (I). Gersdorffite (II) is considered to be the product of remobilization. Chalcopyrite and pyrite are presented in the vein in smaller amount.

Gold in the shape of gold-leaves was found in siderite, chalcopyrite, cobaltite and mainly in gersdorffite. Gold-leaves there were concentrated in increment zones creating the oldest, but mainly youngest parts of aggregates. In chalcopyrite as well as in the veinlet of cobaltite they are situated in the connection zone with gersdorffite. The gold-leaves are distributed irregularly only in siderite (Fig. 1, 2). Their size alter from maximal dimensions (in siderite 11.6 x 19.4, in chalcopyrite 18 x 18.8 and in gersdorffite 26.4 x 5.6 μm) to unmeasurable values near 1 μm (in gersdorffite). Gold-leaves shape is mostly irregular, in chalcopyrite and siderite is more frequently oval, and in gersdorffite, where is affected by course of increment zones, is particularly angular.

Chemical composition of gold-leaves is not stable, but inhomogenity or zonality was not ascertained. It is manifested by variable contents of Hg and Fe reaching higher values in gold-leaves occuring in gersdorffite (Hg) and siderite (Fe). The supreme fineness have gold-leaves occuring in gersdorffite (906 - 913), then in siderite (804 - 848), cobaltite (804) and chalcopyrite (796 - 802) (Fig. 3, 4; Tab. 1).

The oldest mineral, according to the local observations of mineralization in investigated part of stringer, is considered to be gersdorffite (I), later originated siderite, cobaltite and chalcopyrite. Therefore we suppose, that the first gold-leaves originated together with gersdorffite (I) (Fig. 1, 5). Further generation of gold-leaves originated in siderite, then in cobaltite and chalcopyrite (Fig. 2). According to ascertained successive relations the gold fineness decrease from the oldest generations towards the youngest (Fig. 3, 4).

The average fineness of analysed gold-leaves from the roof stringer (873) and the width of values variance (796 - 913) would correspond to gold-leaves of deposits from medium depths (800 - 880; Latyš, 1984; 750 - 900; Petrovskaja, 1973; Fig. 6). The relatively temperate increasement of gold fineness we explain by "assimilation" of gold with higher fineness (Levitan and Berzon, 1977) releasing from surrounding rocks of ultrabasic character, which are present in deposit, during their change to listvenites, together with Co and Ni (Hovorka et al., 1985; Hurný and Krištín, 1978; Ivan, 1984; Ivan and Hovorka, 1980).

Mineralia slovaca, 25 (1993), 151 - 153

Minerály crandallitovej skupiny v kremeňovo-apatitovej žile pri Čučme

IGOR ROJKOVIČ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 16. 12. 1992)

Minerals of the crandallite series in quartz-apatite vein near Čučma

Quartz-apatite vein near Čučma contains U-REE mineralization represented by apatite, xenotime-(Y), monazite-(Ce), goyazite-(Ce), plumbogummite-(Ce), uraninite, autunite, torbernite accompanied by pyrite and goethite. Goyazite-(Ce) and plumbogummite-(Ce) are the youngest REE-bearing minerals of supergene origin. They are intermediate members of crandallite series with composition corresponding to (Sr, REE, Ca, Pb)$Al_3H[OH]_6(PO_4)_2$] for goyazite-(Ce) and (Pb, Ca, REE, Sr)$Al_3H[(OH)_6(PO_4)_2]$ for plumbogummite-(Ce).

Úvod

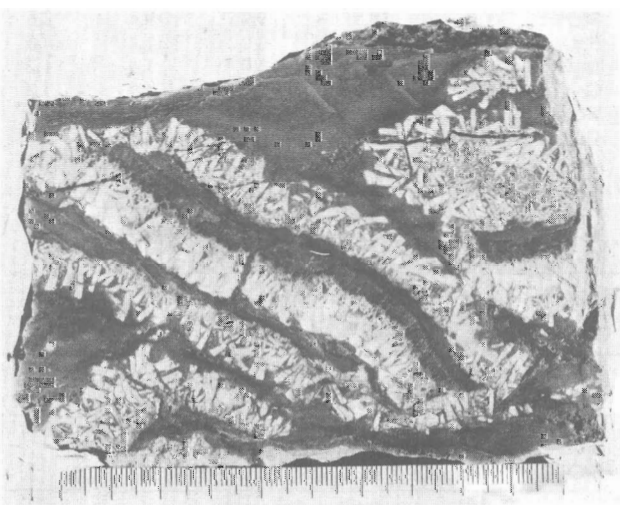
V okolí Čučmy sa v silúrskych metatufoch ryolitov gemerika (v súvrství Bystrého potoka) vyskytuje kremeňovo-apatitová žila so zvýšeným obsahom prvkov vzácnych zemín (REE) a uránu (Tréger, 1973). Pelymskij (1967) v nej zistil kremeň, apatit, xenotím, uraninit, pyrit a molybdenit. Varček (1977) pomocou kvalitatívnej elektrónovej mikroanalýzy identifikoval xenotím a monazit a mladšiu mineralizáciu, ktorú reprezentuje mladší kremeň, siderit, Fe-dolomit, dolomit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, markazit, tetraedrit, chalkopyrit, sfalerit, jamesonit a i.

Asociácia minerálov

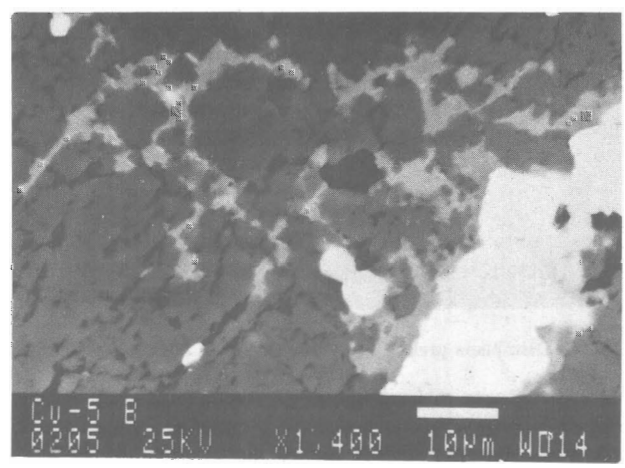
Vo vzorkách z kremeňovo-apatitovej žily, ktoré sme študovali, U-REE mineralizáciu reprezentuje apatit, xenotím-(Y), monazit-(Ce), goyazit-(Ce), plumbogumit-(Ce), uraninit, autunit, torbernit a sprevádza pyrit a goethit. Obsah vzácnych zemín a Y v týchto vzorkách väčšinou kolíše v desatinách hm. %.

Apatit tvorí niekoľko mm, zriedkavo až nad 1 cm veľké kryštály. Koncentrujú sa v pruhoch, často niekoľkonásobne ohýbaných, s kryštálmi orientovanými kolmo na ich smer (obr. 1). Obsahuje do 0,7 hm. % REE (Ce, Gd, Nd, La) a nad 1 hm. % Y. Nerovnomerne zrnitý kremeň (0,1 - 1 mm) prerastá s apatitom a obrastá ho.

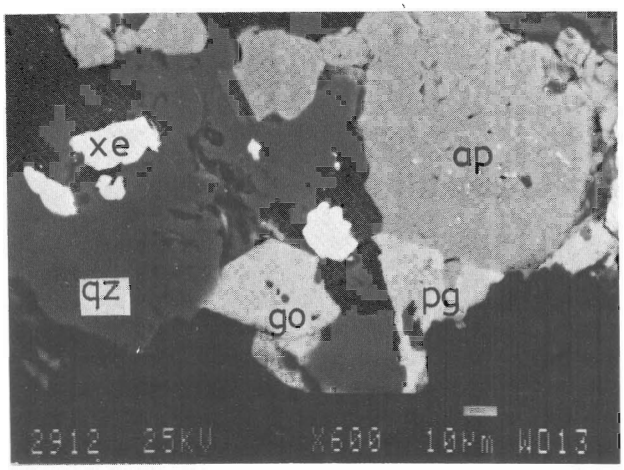
Hojný xenotím-(Y) sprevádzaný monazitom-(Ce) lemuje apatit alebo ho pretína žilkami. Xenotím-(Y) tvorí často zonálne a vejárovité radiálne agregáty (do 0,5 mm) s tenkými zónami uraninitu alebo autunitu. Kryštály xenotímu narastajú na apatit a dosahujú až 0,15 mm. Drobné zonálne kryštály veľké do 40 μm pozorovať aj v apatitoch. Zonálnosť spôsobuje rozdielny obsah U (do 1,4 hm. %).



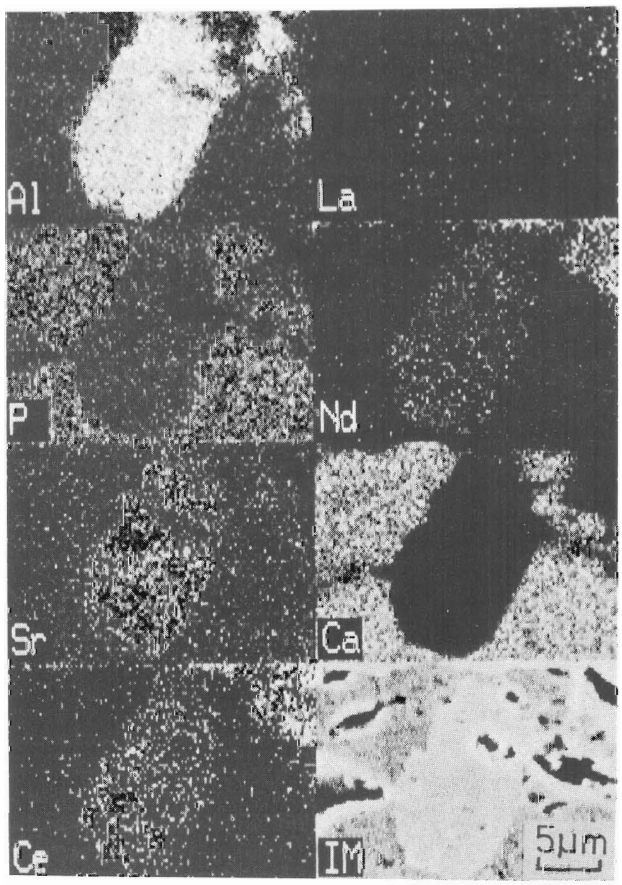
Obr. 1. Kryštalický apatit (biely) v kremeni (sivý).
Fig. 1. Crystalline apatite (white) in quartz (gray).



Obr. 2. Goyazit (svetlosivý) vypĺňa medzizrnové priestory apatitu (tmavosivý) na styku so žilkou monazitu (biela), SEM-BEI.
Fig. 2. Goyazite (light gray) fills intergranular spaces of apatite (dark



Obr. 3. Plumbogumit (pg) zatláča apatit v žile kremeňa (qz) a apatitu (ap) s xenotímom (xe) a goyazitom (go).
Fig. 3. Plumbogummite (pg) replaces apatite in quartz (qz) and apatite (ap) vein with xenotime (xe) and goyazite (go).



Obr. 4. Distribúcia prvkov v goyazite (v strede) a v okolitom apatite. KEVEX.
Fig. 4. Distribution of elements in goyazite (in the middle) and surrounding apatite. KEVEX.

Obsahuje hlavne Dy, Yb, Gd, Er a Sm (do 15 hm. %). V monazite-(Ce) sú hlavnými REE Ce, Nd, La, Sm a Gd.

Uránovú mineralizáciu na lokalite reprezentuje uraninit, autunit a torbernit. Uraninit sa vyskytuje najčastejšie v podobe drobných uzavrenín (veľkých niekoľko µm) v xenotíme-(Y). Autunit tvorí agregáty šupín (do 0,5 mm) s výraznou štiepateľnosťou. Často sú sférické a s radiálnou štruktúrou. Koncentrujú sa na puklinách alebo sú zonálne usporiadané spolu s goethitom v xenotímových agregátoch. Agregáty šupín torbernitu (veľké do 0,4 mm) sú oveľa zriedkavejšie ako autunit.

Goethit najčastejšie tvorí zonálne kolomorfné agregáty veľké do 0,15 mm. Je rozptýlený v kremeni a spôsobuje jeho hnedé sfarbenie. Často tvorí pseudomorfózy po pyrite (veľké do 0,3 mm). Idiomorfné zrná pyritu zatláča goethit a väčšinou pozorovať už len ich relikty v goethite.

Goyazit-(Ce) sa vyskytuje bežne, aj keď v podradnom množstve. Tvorí drobné zrná (do 20 - 30 µm) a niekoľko µm hrubé žilky. Vypĺňa pukliny a medzizrnové priestory apatitu, najmä v blízkosti žiliek a zŕn monazitu (obr. 2). Zriedkavo sa vyskytuje aj na puklinách v monazite.

Plumbogumit-(Ce) sme zistili len ojedinele. Niekoľko µm veľké zrná prerastajú s goyazitom-(Ce) a zatláčajú apatit (obr. 3).

Chemické zloženie minerálov crandallitovej série

Minerály crandallitovej série sú ditrigonálno-skalenoédrické, pseudokubické a patrí k nim (Strunz, 1970):

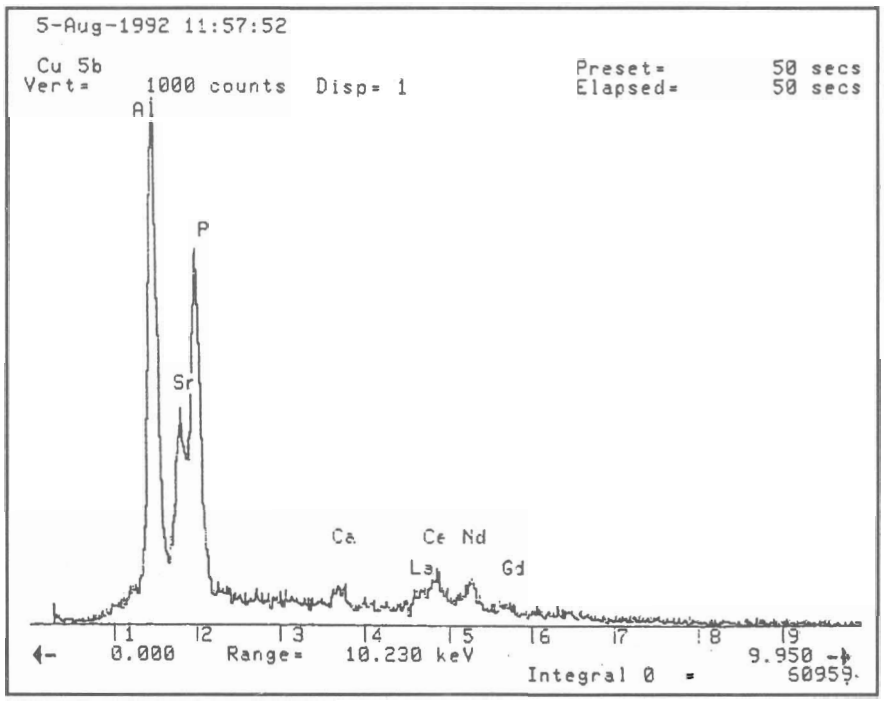
crandallit	$CaAl_3H[(OH)_6/(PO_4)_2]$
goyazit	$SrAl_3H[(OH)_6/(PO_4)_2]$
florencit	$CeAl_3H[(OH)_6/(PO_4)_2]$
plumbogumit	$PbAl_3H[(OH)_6/(PO_4)_2]$
lusungit	$(Sr, Pb)Fe_3{\cdots}H[(OH)_6/(PO_4)_2]$.

TAB. 1
Chemické zloženie minerálov crandallitovej série (v hm. %)
Chemical composition of minerals of the crandallite series

Oxidy	Vzorky				
	Ču-1	Ču-5b	Ču-5b	Ču-1	Ču-1
	1	2	3	4	5
SrO	11,9	11,5	9,9	9,4	2,6
PbO		0,4	0,2	1,4	14,0
La_2O_3	2,0	2,4	3,0	1,4	1,2
Ce_2O_3	5,6	6,5	6,5	5,9	3,3
Nd_2O_3	2,5	2,7	2,3	3,8	2,2
Gd_2O_3	0,6	0,7	0,7	1,3	-
CaO	0,4	0,9	1,0	0,7	2,4
UO_2	-	-	0,3	0,4	1,0
Fe_2O_3	0,1	0,9	4,2	3,9	3,9
Al_2O_3	36,8	33,2	29,3	30,2	27,8
P_2O_5	28,2	26,4	24,1	28,9	26,8
Súčet	82,1	85,6	81,5	87,3	85,2

Vzorky	Atómový podiel na $(Sr, REE, Ca, Pb)_1$
1/Ču-1	$(Sr_{0,61}REE_{0,35}Ca_{0,04})$ $Al_{3,22}P_{2,13}$
2/Ču-5b	$(Sr_{0,55}REE_{0,36}Ca_{0,08}Pb_{0,01})Al_{3,24}P_{1,86}$
3/Ču-5b	$(Sr_{0,50}REE_{0,41}Ca_{0,09}Pb_{0,01})Al_{3,02}P_{1,80}$
4/Ču-1	$(Sr_{0,50}REE_{0,41}Ca_{0,06}Pb_{0,03})Al_{3,23}P_{2,23}$
5/Ču-1	$(Pb_{0,17}Ca_{0,25}REE_{0,23}Sr_{0,15})Al_{3,23}P_{2,26}$

1-4 - EMA - JEOL, analytik Siman
5 - EDX - LINK, analytik Kundrát



Obr. 5. EDX spektrum prvkov v goyazite-(Ce).
Fig. 5. EDX spectrum of elements in goyazite-(Ce).

V prírode sú veľmi časté prechodné členy minerálov tejto série s výrazným zastúpením REE (McKie, 1962; Maksimovič a Pantó, 1985). Gilkes a Palmer (1983) uvádzajú pre minerály plumbogumitovej série vzorec [(Ca, Sr, Pb, Ba, RE)$Al_3(PO_4)_2(OH)_5.H_2O$].

Distribúcia a spektrum prvkov potvrdzuje prítomnosť Al, P, Sr, Ce, Nd, La a Ca vo všetkých analyzovaných vzorkách (obr. 4, 5). Na základe elektrónovej mikroanalýzy (EMA) a energodisperznej rtg analýzy (EDX) za použitia štandardov $SrTiO_3$, PbS, LaB_6, CeO_2, sklo s 2,33 hm. % Nd, Gd_2O_3, UO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3, $Ca_5[F/(PO_4)_3]$ pri napätí 25 KV sme navyše odlíšili Gd, U, Fe, a hlavne Pb (tab. 1). REE zastupujú v dôsledku blízkosti iónových polomerov (La 0,114 až Lu 0,085 nm), Ca (0,099 nm), Y (0,092 nm), Sr (0,116 nm), Pb (0,124 nm) a v mineráloch ťažkých REE ich zasa zastupuje U (0,097 nm). Analyzované minerály crandallitovej série sa málo odlišujú v obsahu Al a P. Okrem jednej vzorky v nich dominuje Sr, ktoré v nerovnakej miere zastupujú REE. Tieto analýzy zložením vcelku dobre zodpovedajú goyazitu-(Ce). V mieste analýzy s dominujúcim Pb možno ako výsledok prerastania plumbogumitu-(Ce) s goyazitom-(Ce) pozorovať nie veľmi homogénnu distribúciu prvkov. Minerály crandallitovej série často vystupujú spoločne s goethitom a autunitom. Prevažne heterogénna prímes Fe a U v analyzovaných mineráloch je dôvodom ich nezaradenia do výpočtu atómových podielov, ale ich nízky obsah zatriedenie jednotlivých minerálov neovplyvňuje. Pre zatriedenie minerálov crandallitovej série je najdôležitejší pomer Ca, Sr, REE a Pb, a preto sme atómové podiely prepočítali na ich súčet rovný jednej. Atómový podiel $Al_{3,02-3,24}$ a $P_{1,80-2,26}$ je blízky uvedeným vzorcom.

Záver

Forma vystupovania goyazitu-(Ce) a plumbogumitu-(Ce) poukazuje na to, že sú najmladšími minerálmi obsahujúcimi REE na lokalite Čučma. Ich častá asociácia s autunitom a goethitom svedčí o tom, že sú už supergénnym produktom. Zdrojom Ca a P bol hlavne apatit a REE, najmä monazit.

Poďakovanie. Za uvedené analýzy a dokumentáciu distribúcie prvkov ďakujem D. Jančulovi, P. Simanovi, M. Kundrátovi a J. Stankovičovi.

Literatúra

Gilkes, R. J. & Palmer, B. 1983: Synthesis, properties, and dehydroxylation of members of the crandallite - goyazite series. *Mineral. Mag. (London), 47, 221 - 227.*

Maksimovič, Z. & Pantó, G. 1985: Neodymian goyazite in the bauxite deposit of Vlasenica, Yugoslavia. *TMPM (Wien), 34, 159 - 165.*

McKie, D. 1962: Goyazite and florencite from two African carbonatites. *Mineral. Mag. (London), 33, 281 - 297.*

Pelymskij, G. A. 1967: Uránonosnosť Západných Karpát. *Manuskript - ČSUP Příbram, 275.*

Strunz, H. 1970: Mineralogische Tabellen. *Akademische Verlagsgesselschaft (Leipzig), 621.*

Tréger, M. 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov., 5, 61 - 64.*

Varček, C. 1977: Niektoré zriedkavejšie typy mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. PF UK Bratislava, 93 - 99.*

Seminár Genéza a prognózy nerúd v neovulkanitoch Západných Karpát

Seminár usporiadala Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave 19. novembra 1992.

Z odborných prednášok prinášame stručné abstrakty:

I. Kraus a E. Šamajová: **Diagenetická a hydrotermálna alterácia miocénneho sklovitého tufu a ryolitov Kremnických vrchov**

Distribúcia a charakter vyčlenených autigénnych minerálnych asociácií potvrdzuje existenciu dvoch modelov pri ich vzniku. Vertikálna zonálnosť zistená v južnej časti študovaného územia poukazuje na alteráciu tufu v sladkovodnom prostredí v otvorenom alebo polouzavretom systéme počas diagenézy. Tento proces bol pre vznik bentonitu a zeolitu najdôležitejší. V severnej časti alteráciu tufu sprevádza konverzia pôvodného diagenetického smektitu na zmiešanovrstvový illit/smektit reakciou hydrotermálnych roztokov s vysokým obsahom K^+. Expandabilita zmiešanovrstvového minerálu illit/smektit rastie zo S na J.

E. Šamajová a A. Lajčáková: **Perlitizácia a zeolitizácia vulkanického skla v neovulkanitoch Západných Karpát**

Ložiskový rozsah perlitu a zeolitu v stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitoch vyplýva z chemického zloženia vulkanitov. V Západných Karpatoch sa acidný vulkanizmus uplatnil najmä v miocéne. Ryolity a v menšej miere ryodacity majú intrakrustálny charakter a patria do orogénneho typu s vyšším obsahom draslíka. Experimentálne práce z oblasti umelého skla potvrdzujú, že maximálnu tendenciu formovať sklo majú SiO_2 - K_2O systémy.

Na jz. okrají Kremnických vrchov a v s. časti Štiavnických vrchov hydrátované vulkanické sklo - perlit tvorí dva litologickogenetické typy s rozdielnou formou a väzbou vody. Do prvého typu patria sklovité okraje ryolitových telies a efuzívne formy, do druhého sklovité vulkanoklastiká.

Perlitové vulkanoklastiká podľahli alterácii na íl a zeolit v sladkovodnom prostredí ako výsledok zmeny pH a chemického zloženia infiltrujúcich roztokov. Zeolit je zastúpený vysokokremičitými druhmi, ako klinoptilolitom a mordenitom. Klinoptilolit je priamym produktom diagenetickej premeny vulkanického skla vulkanoklastík, kým mordenit vznikol jeho transformáciou ako výsledok zvýšenia termického gradientu v exokontakte mladších ryolitových telies.

Zvýšenie teploty pri ponorení tufu do hĺbky okolo 2000 m počas poklesovej tektoniky vo vrchnom bádene a sarmate spôsobilo transformáciu menej stabilnej asociácie klinoptilolit + + cristobalit na stabilnejšiu analcím + kremeň + adulár.

J. Bebej a Ľ. Maťo: **K-metasomatóza v kremnickom rudnom poli a jej vzťah ku genéze nerúd**

K-metasomatóza sa v kremnickom rudnom poli (ďalej KRP) uplatnila v dvoch špecifických fáciách: vysokoteplotnej a nízkoteplotnej. Relikty vysokoteplotnej fácie sa zachovali v dvoch kvalitatívne odlišných horninových prostrediach: a) v produktoch andezitového vulkanizmu (povrchová úroveň stratovulkanického komplexu priestorovo koincidujúca s dajkovými telesami ryolitov sanidínového typu), resp. b) v horninách intruzívneho komplexu zlatostudnianskej formácie (diorit, gabrodiorit a ich porfyritoidné variety) v hĺbke cca 700 m a vyššie.

Vysokoteplotná K-metasomatóza typu tachytizácie (v horninovom prostredí a) a biotitizácie ± magnetitizácie (v horninovom prostredí b) priestorovo koinciduje s priebehom I. žilného systému a so zachovanými reliktmi vysokoteplotnej fácie typu sekundárneho kvarcitu. Prítomnosť dvoch kvalitatívne odlišných vysokoteplotných fácií metasomatitov v smernom priebehu I. žilného systému možno objasniť procesmi heterogenizácie hydrotermálnych fluíd. Tento proces (potvrdený štúdiom fluidných inklúzií) začal hydrotermálnoerupčnú aktivitu v rámci KRP. Teleskoping súvisiaci s prechodom od vysokoteplotného do nízkoteplotného štádia hydrotermálnej aktivity spôsobil deštrukciu produktov vyššieho teplotného štádia hydrotermálneho procesu. Negatívne ovplyvnil bilančnosť trachytového telesa v nadloží Schrámenovej žily v oblasti Schullersbergu, kde poklesol obsah K_2O (cca 8,09 % - hrebeň Schullersbergu) o 3 - 4 hm. % K_2O v okolorudných metasomatitoch Schrámenovej žily (na úrovni štôlne Milan, cca 100 m nižšie od hrebeňa Schullersbergu, resp. štôlne Andrej, ležiacej cca 50 m pod úrovňou štôlne Milan). Získané výsledky o distribúcii produktov vysokoteplotnej K-metasomatózy a sekundárnych kvarcitov v oblasti KRP vedú k záveru, že geneticky súvisia s vývojom toho istého zovretého hydrotermálneho systému - časovo pred začatím Au-Ag zrudňovacieho procesu - a že pri ich interpretácii netreba vychádzať z koncepcie dvoch časovo odlišných metalogenetických etáp. Potvrdzuje to aj celková schéma distribúcie okolorudných metasomatitov a rudnej mineralizácie v oblasti I. a II. žilného systému, ktorá naznačuje vývoj od vyššieho teplotného štádia s vysokým pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ (okolorudné metasomatity + komplexná drahokovovo polymetalická mineralizácia I. žilného systému) po nižšie teplotné štádium s nízkym pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ (okolorudné metasomatity + drahokovová mineralizácia s makroskopickým zlatom v oblasti II. žilného systému).

E. Žáková: **Hydrotermálne premeny sprevádzajúce polymetalickú impregnačno-žilníkovú mineralizáciu v oblasti bane Rozália**

Prednáška obsahovala charakteristiku hydrotermálne premenených hornín spätých s polymetalickou impregnačno-žilníkovou (ďalej PIŽ) mineralizáciou v priestore žily Rozália a Bakaly v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu. Premenené horniny vychádzajú na povrch v širšom okolí hodrušských jazier a pokrývajú plochu cca 5 km^2.

Hydrotermálne premeny sprevádzajúce PIŽ mineralizáciu patria do staršieho štádia mineralizácie spätej s rozsiahlou intrúziou porfyrického granodioritu. V jeho okrajových častiach sa koncentrovali roztoky a plyny, čo vytvorilo podmienky na vznik PIŽ mineralizácie sprevádzajúcej rozsiahlymi premenami. Intenzívne hydrotermálne premeny sú prevažne v nadložnom andezite a tvoria externú zónu PIŽ mineralizácie (Štohl a Lexa, 1990) Hydrotermálne premeny oblasti spracoval Ľ. Rozložník et al. (1966).

Premenené horniny sprevádzajúce PIŽ mineralizáciu sa na povrchu vyznačujú intenzívnym vybielením a v hlbších zónach sú spravidla sivej farby. Intenzita premien nie je rovnaká. Pri mikroskopickom pozorovaní často vídno zachované reliktné porfy-

rické štruktúry pôvodných hornín. Pri intenzívnejšej premene hornina predstavuje metasomatit bez zachovaných pôvodných štruktúrnych znakov. Horniny tvorí zmes sericitu, pyrofylitu, kremeňa, pyritu, ale prítomné sú aj ílové minerály so zmiešanými štruktúrami. Intenzívne hydrotermálne premeny možno charakterizovať ako sericitovo-pyrofylitovo-kremeňovú fáciu + pyrit, chlorit, ílové minerály so zmiešanými štruktúrami, kaolinit a adulár s variabilným zastúpením komponentov. Vo väčšine premenených hornín je obsah sericitu vyšší ako obsah pyrofylitu. Celá premenená oblasť, ale najmä horniny s vyšším obsahom sericitu majú zvýšený obsah draslíka. Telesá sekundárnych kvarcitov, ktoré tvorí kremeň, anatas a pyrit sú sprevádzané argilizovanými horninami, ktoré tvorí sericit, kaolinit, ílové minerály so zmiešanými štruktúrami, adulár, pyrofylit a zriedkavo topás. Celým územím prenikajú žilné pásma. Odlíšiť premeny sprevádzajúce PIŽ mineralizáciu umožňuje prítomnosť pyrofylitu, hoci je zastúpený iba v stopovom množstve. Produkty okoložilných premien ani pri podobných prejavoch pyrofylit neobsahujú.

Podľa údajov overených technickými prácami hydrotermálne premenené horniny sericitovo-pyrofylitovo-kremeňovej fácie pri nerovnomernom rozšírení na povrchu lokálne dosahujú mocnosť 2 - 6 m.

V Šucha, I. Kraus a H. Gerthofferová: **Premena smektitu na illit v bentonitoch a ílovcoch východoslovenskej panvy**

Vo východoslovenskej panve sa študovala premena smektitu na illit vo vzťahu k teplote postsedimentárnej premeny a k vulkanickému alebo nevulkanickému pôvodu. Výrazné rozdiely sa zistili v obsahu expandujúcich vrstiev v zmiešanovrstvovom mineráli typu illit/smektit (I/S) v obidvoch typoch skúmaných vzoriek. Expandabilita v pochovaných bentonitoch bola vždy vyššia ako v ílovcoch v ich bezprostrednej blízkosti. Rozdiely, ktoré predstavujú viac ako 30 % expandability, dosiahli maximum pri teplote približne 100 °C. Rozdiely v obsahu expandujúcich vrstiev medzi obidvoma horninovými typmi sa strácajú v hĺbke asi 3 km, ktorá predstavuje teplotu približne 150 °C a expandabilitu 20 %. Illitizácia prebiehala v obidvoch horninových typoch pri danom obsahu expandability rovnakou rýchlosťou. Usporiadanie vrstiev v I/S mineráli R>S sa objavilo v obidvoch typoch materiálu pri rovnakom obsahu expandability. Testy fixácie draslíka metódou vlhčenia a sušenia ukázali, že I/S minerály z ílovca fixujú draslík rýchlejšie ako I/S minerály z bentonitu. Z merania distribúcie illitových častíc vychodí, že illitové častice rastú počas celej illitizácie a ich rast je veľmi pravdepodobne kontrolovaný Ostwaldovým zrením. Redukované diagramy naznačujú, že sa počas illitizácie uplatnil jeden mechanizmus rastu šírky a dĺžky častíc.

Ľ. Kuchta a V. Fajnor: **Hydrotermálne syntézy smektitu**

Obsahom prednášky boli nasledujúce otázky:

Porovnanie chemického zloženia prírodného smektitu (10 a viac zložkových systémov) a syntetického smektitu (4 až 5 zložkových systémov).

História laboratórnych hydrotermálnych syntéz dioktaedrického smektitu od prvých prác W. Nolla z tridsiatych rokov.

Optimalizácia troch základných parametrov hydrotermálnej syntézy - teploty, tlaku a času syntézy - v prípade chemicky najjednoduchšieho systému: SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - H_2O (Kuchta a Masár, 1973: Die Bereitung von synthetische Montmorillonit, Chem. zvesti 27, s. 340 - 343).

Technické problémy s rozšírením systému o Fe_2O_3 a ich riešenie novým spôsobom prípravy východiskovej zmesi oxidov (Masár, Luptáková, Kuchta, Fajnor, 1987: Hydrothermal synthesis of montmorillonite containing iron in structure, Chem. papers 41, s. 343 - 350; Fajnor, Kuchta a Jesenák, 1991: Termická analýza syntetického analógu montmorillonitu „Višňové". Zbor. z XII. čs. konf. TERMANAL, s. 11, Bratislava).

Hydrotermálne syntézy saponitu ako reprezentanta trioktaedrického smektitu (Kuchta a Fajnor, 1988: Optimal conditions for hydrothermal synthesis of saponite, Chem. papers, 42, s. 339 - 345; Kuchta, Jesenák a Fajnor, 1991: Vplyv vymeniteľných katiónov a teploty hydrotermálnej syntézy na priebeh TG kriviek saponitu, Zbor. z XII. čs. konf. TERMANAL, 4, Bratislava).

Stručný technický opis aparatúry a elektronického ovládania teplotného režimu. Možnosti nových syntéz dioktaedrického a trioktaedrického smektitu v kontrolovanej atmosfére a možnosti skúmania hydrotermálnych premien ílových minerálov.

Seminár Paleontológia v Európe

(Bratislava 12. 11. 1992)

J. MICHALÍK, J. SOTÁK, Z. VAŠÍČEK a S. BUČEK

Cieľom seminára bolo informovať paleontologickú odbornú verejnosť o výsledkoch najnovších medzinárodných vedeckých stretnutí a o moderných tendenciách a trendoch paleontologického výskumu na najvýznamnejších vedeckých pracoviskách v Európe.

J. Soták informoval účastníkov o výsledkoch 5. medzinárodného sympózia o fosílnych riasach, ktoré sa konalo v apríli 1991 na Capri. Algológia je dnes samostatnou vednou disciplínou. Vysoká špecializácia sa odrazila v počte účastníkov (117) aj v tematickom zábere sympózia. Ako samostatná skupina sa prezentovali špecialisti pracujúci v problematike stromatolitov, trombolitov, mikrobiálnych a biostromatických útvarov. Temer tretina príspevkov bola venovaná mezozoickým riasam.

S. Buček referoval o výsledkoch 2. pracovného stretnutia medzinárodného projektu IGCP 286 Early Paleogene benthos, ktoré sa konalo 19. - 27. októbra 1991 v Postojne v Slovinsku. Stretnutie sa venovalo najmä korelácii paleocénnej bentickej fauny a flóry v biohermných vápencoch Pyrenejí, Apenín, Dinár, Anatólie a Západných Karpát. Cieľom organizátorov projektu je zostaviť banku dát o stratigrafii a paleogeografii paleocénnych až eocénnych sekvencií mediteránnej tetýdnej oblasti a pomocou veľkých foraminifer, vápnitého nanoplanktónu a dazykladálnych rias spresniť korelačnú paleocénnu až eocénnu schému.

J. Michalík informoval o 61. stretnutí Rakúskej paleontologickej spoločnosti v Eggenburgu (26. septembra - 3. októbra 1991), ktoré usporiadala v spolupráci s nemeckou paleontologickou spoločnosťou. Veľký dôraz sa kládol na budúcu spoluprácu paleontológov v strednej Európe. O ďalších formách a podmienkach spoločných podujatí a programovej práce sa bude hovoriť na 62. stretnutí v Berlíne, a najmä na 63. stretnutí (roku 1993) v Prahe. Reprezentácii slovenskej paleontológie na takýchto akciách bude treba venovať väčšiu pozornosť. Podobné ciele sa akcentovali aj na schôdzke IGCP projektu 262 vo Viedni (5. - 6. februára 1992) a na Regionálnom terénnom sympóziu o mezozoických brachiopódach strednej Európy vo Vörösberényi v Maďarsku 6. - 11. septembra 1992. Ako krízový sa posudzoval fakt, že paleontológov vo všetkých európskych krajinách ubúda, ale mladých odborníkov v tejto oblasti pribúda len málo.

4. medzinárodná konferencia o paleoceanografii v Kiele bola veľkým podujatím (temer päťsto posterov, desiatky prednášok v šiestich sympóziách) sústredeným na problémy kenozoických a mezozoických oceánov. Pozornosť vzbudili počítačové modely fosílnych oceánov s možnosťou stanovovať mesačnú teplotu, silu a smer vetrov, búrok, prúdení a zrážok v jednotlivých geologických obdobiach a oblastiach sveta. Na túto akciu časovo nadviazalo 4. medzinárodné kriedové sympózium v blízkom Hamburgu, ktoré sa tentoraz venovalo biogeografickým vzťahom germánskej panvy s boreálnymi a tetýdnými oblasťami, magnetostratigrafii a cyklostratigrafii, biogeografickým metódam a indikátorom, inoceramovej biostratigrafii a novým smerom biostratigrafického bádania. V rámci tejto akcie rokovali aj pracovné skupiny a komisie IGC UNESCO.

Na referáty o významných paleontologických akciách v Nemecku nadviazal referát Z. Vašíčka o stave paleontológie na nemeckých univerzitách (skúsenosti z Univerzity v Tübingene). Vysoko vyzdvihol moderné postupy, najmä komputerizáciu paleontologického štúdia uplatňujúcu sa vo veľkých vedeckovýskumných projektoch, ale za varovný príznak označil veľmi silnú väzbu pracovísk na dominantné osobnosti (zväčša už v dôchodkovom veku), za ktoré niet adekvátnej náhrady.

Seminár Nové výsledky vo výskume fosílnych organizmov a biofácií z mezozoických karbonátových sedimentov Západných Karpát

(Bratislava 3. 12. 1992)

J. MICHALÍK, D. REHÁKOVÁ, P. MASARYK, O. JENDREJÁKOVÁ, J. SOTÁK a O. LINTNEROVÁ

V ostatných rokoch získal kolektív Geologického ústavu SAV plniaci grantovú úlohu GA-126 rad zaujímavých výsledkov dotýkajúcich sa problematiky mezozoických rias, foraminifer, rádiolárií, konodontov, vápnitého mikroplanktónu, brachiopód, amonitov a aptychov, mikrofácií a litogenézy karbonátových fácií, ich chemizmu a diagenézy.

O jurských a spodnokriedových dazykladálnych riasach bol príspevok J. Sotáka. Referoval o nových výsledkoch, ktoré spolu s M. Mišíkom prezentoval na medzinárodnom algologickom sympóziu na Capri. Diagenézu riasových a hubkových biohermných vrchnoladinských a spodnokarnických vápencov z veterlinského príkrovu Malých Karpát študoval spolu s O. Lintnerovou pomocou optických, katódoluminiscenčných a izotopových metód.

Mikrobiofaciálne a mikrobiostratigrafické otázky triasových karbonátových komplexov „vyšších príkrovov" Malých Karpát študovala O. Jendrejáková, J. Papšová, M. Peterčáková a P. Masaryk. Chudobné asociácie aniských karbonátových rámp sú z málo početných foraminifer, ostrakódov a ešte chudobnejšie sú zastúpené konodonty a ostnokožce. Vyššia diverzita charakterizuje až spoločenstvá steinalmského a zámostského súvrstvia. Úplnejšie ekosystémy zahŕňajúce aj planktonické mikroorganizmy (rádiolárie) sa vyvinuli až po vytvorení hlbokých vnútrošelfových depresií reiflinského súvrstvia. Zaujímavé výsledky sú z výskumu alochtónnej mikrofauny z kalciturbiditových polôh. Vrchnotriasové komplexy obsahujú pomerne bohatú, ale dosiaľ ešte stále nedokonale známu mikrofaunu aj makrofaunu. J. Michalík referoval o výsledkoch štúdia spoločenstiev brachiopódov mediteránnej oblasti Tethys z obdobia na hranici triasovej a jurskej periódy.

D. Reháková, J. Michalík a J. Soták informovali o nových výsledkoch biofaciálneho a paleobiogeografického výskumu tatrických jurskokriedových - spodnokriedových sekvencií oblasti Malých Karpát. Spodnojurské vápencové súvrstvia obsahujú zvyšky foraminifer, krinoidov, lastúrnikov a brachiopódov (spoločenstvá kuchynskej jednotky sú typické dominanciou druhu *Cincta numismalis*, spoločenstvo devínskej jednotky pozostáva len z pygopidných brachiopódov *Securithyris adnethensis* a *Linguithyris aspasia*). Zvláštnosťou strednojurskej až vrchnojurskej časti mariánskeho súvrstvia borinskej jednotky je výskyt redeponovaných zvyškov machoviek. V titónskom až hoterivskom vrstvovom slede orešianskej, solírovskej a kuchynskej jednotky sa identifikovali časti patriace kalpioneliodným zónam *Calpionellopsis* a *Calpionellites*, ktoré sa doteraz z tejto oblasti nedokumentovali. V kuchynskej jednotke bolo opísané starohlavské súvrstvie s hojnou beriaskou až valanginskou faunou krinoidov, belemnitov a aptychov.

D. Reháková referovala o výsledkoch štúdia ultraštruktúry kalpioneliodných schránok s ohľadom na ich taxonómiu. Diagenetickými zmenami štruktúry možno objasniť aj problémy súvisiace s rozoznávaním zóny *Chitinoidella* a *Praetintinnopsella* v niektorých profiloch. Iný prerokúvaný aspekt - kvantitatívne paleobiogeografické štúdium distribúcie - sa využil pri indikovaní paleoprúdových systémov ovplyvňujúcich produkciu vrchnojurského a spodnokriedového mikroplanktónu v Západných Karpatoch.

Nové poznatky o ultraštruktúrach schránok kalpionelíd

(Bratislava 11. 2. 1993)

D. REHÁKOVÁ a J. MICHALÍK

Ultraštruktúra schránky rodu *Chitinoidella* sa od ultraštruktúry schránky rodu *Crassicollaria* a vývojovo pokročilejších kalpionelíd odlišuje stupňom kalcifikácie a diagenetickej rekryštalizácie, ktoré vyplývajú z primárnych odlišností stavby. Stenu schránky chitinoidel tvoria drobné priečne orientované romboedrické kryštáliky kalcitu veľké do 2 μm. Romboédre mikrogranulárnej vrstvičky hrubej 4 μm bývajú vzájomne oddelené, iba zriedkavo sa dotýkajú alebo zrastajú. Vrstvičku zvonku aj zvnútra lemujú skalenoedrické kryštály kalcitu veľké 4 - 6 μm a orientované kolmo na stenu schránky. Predstavujú naloženú superštruktúru vytvorenú orientovaným dorastaním kalcitu na drobné romboédre primárnej schránky. Táto štruktúra bránila ďalšej deštrukcii schránky v neskorších fázach diagenézy, keď už pôvodná organická hmota zväčša podľahla rozkladu. V rýchlo litifikujúcich mikritoch skalenoédre nedorastali a po rozložení organickej hmoty sa romboédre schránky dajú len ťažko odlíšiť od mikrosparitových zŕn základnej hmoty. Tak možno vysvetliť aj ťažkosti s odlišovaním zóny *Chitinoidella* strednotitónskych profilov Západných Karpát, Álp a vrchov Mecsek.

Stenu vrchnotitónskych a spodnokriedových kalpionelíd tvorí hyalínna kompaktná hmota z opticky radiálne orientovaného kryštalického kalcitu. Povrch kryštálov veľkých 7 - 10 μm býva často korodovaný a niekedy novo dorastaný sekundárnym kalcitom. Steny lorík krasikolárií a spodnokriedových kalpionelíd boli tenšie ako steny chitinoidel a už primárne obsahovali viac kalcitových teliesok, a preto sú viac postihnuté ranodiagenetickou kalcifikáciou.

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Text článku, ak máte možnosť, pošlite na floppy diskete 3,5", formát PC, Apple Macintosh, Atari ST, Amiga, napísaný v norme Kamenických alebo Latin2 (textové procesory: T602, MS Word, CED, Mac Write a.i.)
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchický najvyšší, 2 - nižší,3 - naj-nižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 x 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená "v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom "v príprave", "zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia "osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha

   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.

   Časopis

   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135 - 142.

   Zborník

   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.

   Manuskript

   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.