4/26/1994
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca

Redaktor - Redakteur: *J. Bartalský*
Autorský kolektív - Autorenkollektiv: **J. Ilavský, B. Bartalský, V. Čiško, P. Grecula, M. Hock, M. Kellner E. Kladivik, R. Magula, D. Návesňák, J. Popreňák, M. Radvanec, R. Szabó, F. Žitňčák**

Monografia má 370 strán textu so 135 fotografiami, mapami, plánmi a tabuľkami. Resumé v nemeckom jazyku má rozsah cca 1/3 textu a do nemčiny sú preložené aj vysvetlivky k obrázkom.
Distribúciu publikácie zabezpečuje Vydavateľstvo Dolinár, Gerlachovská 5, 040 01 Košice, ktorému posielajte objednávky.

Die Monographie umfasst 370 Seiten Text, 135 Bildern, Karten, Plänen und Tabellen. Die Zusammenfassung in deutscher Sprache beträgt etwa ein Drittel des Textes und die Erklärungen zu den Bildern sind ebenfalls auch in Deutsch vorhanden.
Die Distribution der Publikation wird von dem Verlag: Vydavateľstvo Dolinar (Gründler), Gerlachovská 5, 040 01 Košice Slowakei, gesichert, an den die Bestellungen zu richten sind. Der Preis beträgt 40,- DM einschliesslich der Postgebühr.

Nová kniha ● Neue Buch

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Opal Prešov.
Predplatné v roku 1994: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk (+DPH). 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/fax: 095/437 846.

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 editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1994 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent 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/fax: 42 95 437 846.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 26 (1994) ■ 4

M. Radvanec
Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Prvá časť: P-T-x podmienky a zóny metamorfózy
Petrology of Gemeric gneiss-amphibolite complex on the northern margin of the Rudňany Ore Field
Firs part: P-T-x conditions and metamorphic zoning 223

M. Radvanec
Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Časť druhá: Postupnosť kryštalizácie minerálov v granite po lokálnom parciálnom tavení metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy (P = 3,5 kbar)
Petrology of the Gemeric gneiss-amphibolite complex on the northern margin of Rudňany Ore Field
Second part: Crystallisation succession of minerals in granite after local partial anatexis of meta-semipelite in biotite zone of regional metamorphism (P = 3.5 kbar) 239

R. Aubrecht
Hauterivian turbidites in the Kysuca Unit (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians)
Hoterivské turbidity v kysuckej jednotke 250

M. Mišík, M. Siblík, M. Sýkora & R. Aubrecht
Jurassic brachipods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn unit, Pieniny Klippen Belt)
Jurské brachiopóda a sedimentologické štúdium bradla Babiná pri Bohuniciach (čorštynská jednotka, pieninské bradlové pásmo) 255

M. Polák
Mezozoikum južnej časti Braniska
Mesozoic of the Branisko Mts. - Southern Part; Eastern Slovakia 267

M. Kušnierová, P. Andráš & I. Križáni
The influence of the chemical composition and the crystal structure of arsenopyrite and pyrite on the process of bacterial oxidation
Vplyv chemického zloženia a stavby kryštálov arzenopyritu a pyritu na procesy bakteriálnej oxidácie 272

J. Košťálik, I. Križáni & J. Šteffek
Genéza a chronostratigrafia spraší v doline strednej Tople
The genesis and chronostratigraphy of loesses in the middle Torysa valley, Eastern Slovakia 277

O. Franko
Geotermálna preskúmanosť Slovenska
Geothermal energy exploration in Slovakia 285

E. Chmielewská-Horváthová & J. Lesný
Sorpcia niektorých produktov jadrového rozpadu na prírodnom zeolite
Sorption of some nuclear fission species on natural zeolite 290

Geovestník

OBÁLKA: Skalné veže, brány a okná v triasových dolomitoch chočského príkrovu v Malej Fatre. Lokalita Tiesňavy, zárez rieky Vrátňanky. Foto D. Slivka.

COVER: Rock towers, arches and windows in Triassic dolomites of Choč nappe. Location: Tiesňavy, Vrátňanka river cut in the Malá Fatra Mts. Photo by D. Slivka.

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, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konečný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Kozáč, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mořkovský, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uránpres, Spišská Nová Ves
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
Juraj Tözsér, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor
Marek Bednář, Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

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

Mineralia slovaca, 26 (1994), 223 - 238

Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Prvá časť: P-T-x podmienky a zóny metamorfózy

MARTIN RADVANEC

Geologia, s. r. o., Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 10.2.1994)

Petrology of Gemeric gneiss-amphibolite complex on the northern margin of the Rudňany Ore Field. First part: P-T-x conditions and metamorphic zoning

Semipelite (pelite + carbonate + organic matter + tholeiitic basalt) underwent regional metamorphism in several stages. This was for fluid phase an open system. Metamorphic products are members of gneiss-amphibolite complex present in the north of Rudňany Ore Field in the Gemeric (West Carpathians). The older metamorphic process (M1) was continuous composed of both prograde and retrograde path. The younger metamorphic process (M2) partly altered mineral assemblages produced during the older one and it reached the chlorite zone. According to calculated P-T-x conditions of phase reactions, the metapelite is composed by two zones of the apex of first metamorphism. The lower temperature chlorite-biotite zone (T = 460 - 580 °C, P = 3 - 1 kbar) and a higher temperature biotite zone (T = 530 - 580 °C, P = 3 - 1 kbar). Mineral parageneses of the biotite zone are stable till the cummingtonite zone conditions are reached (T = 650 °C). The prograde path mobilised from a CaNKFMASCHTO system the following elements: Ca + Fe ± Mn ± Mg, H_2O and CO_2. These constituents transferred from fluid phase from which, after temperature and pressure decrease, Fe+Mn carbonates crystallised crystallised in retrograde metamorphic path of (M1). Generation of fluid phase in prograde path explains the origin of siderite vein ores in the Gemeric. The younger (M2) metamorphism partly overprints the older mineral assemblages under higher pressures in chlorite zone (P = 4 kbar, T = 400 °C). The older (M1) metamorphism is Variscan whereas the younger (M2) is Alpine.

Key words: Early Paleozoic sequences, Gemericum unit, Variscan regional metamorphism, chlorite- biotite and biotite zone, open system, generation of ore fluids

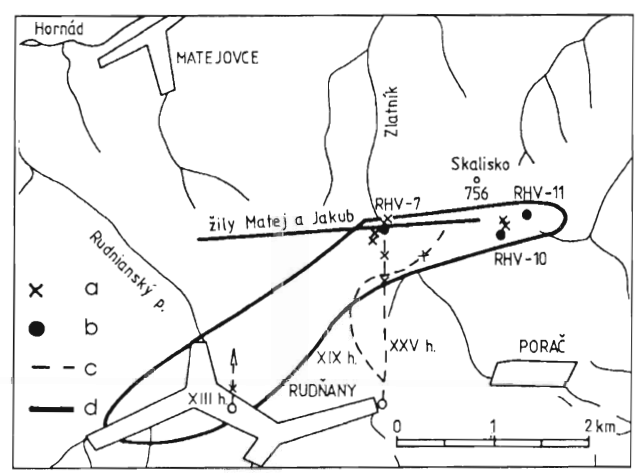
Úvod

Pararuly a amfibolity v rudnianskom rudnom poli patria do súvislého zakrytého a miestami na povrch vychádzajúceho pruhu na severnom okraji gemerika medzi Dobšinou, Rudňanmi a Klátovom. V severnej časti rudného rajónu Rudnian sme sledovali P-T-x podmienky regionálnej metamorfózy a zonálnosť tohto komplexu v doteraz neštudovanej oblasti (obr. 1).

Geologická pozícia rulovo-amfibolitového komplexu

Metamorfity staršieho paleozoika gemerika nazval Dianiška a Grecula (1979) rulovo-amfibolitovým komplexom. Komplex je vo variskom rakoveckom príkrove (Grecula, 1982; Grecula a Kucharič, 1985, 1989), podľa iných autorov je v klátovskej skupine (Spišiak et al., 1985) alebo v samostatnom klátovskom príkrove (Hovorka et al., 1984).

Protolit rulovo-amfibolitového komplexu patrí do vulkanosedimentárnych sekvencií silúru a devónu a v litostratigrafickej postupnosti tvoril ich spodnú časť. Boli to detritické sedimenty, ktoré po metamorfóze obsahujú grafitické laminované metapelity až grafitické metapelity s polohami telies karbonátov a lyditov. Strednú časť sekvencií charakterizujú rôzne variety metapelitov, chloritických a sericitických metapelitov a vrchnú časť tvoria pestré vulkanické horniny. Sem patria tholeiitické bazalty gemerika, ktoré majú chemizmus vulkanizmu typu MORB, ako aj ryolit, reprezentujúci pasívne okraje kontinentu. Vznik staropa-



Obr. 1. Mapa odberu a lokalizácie vzoriek metasemipelitu v severnej časti výskytu sideritových žíl Matej a Jakub v rudnianskom rudnom poli. a - miesta odberu vzoriek, b - vrty (RHV-7, 11, 10), c - priebeh banského diela, d - hranica výskytu metasemipelitu.

Fig. 1. Sample map of meta-semipelite samples in the northern part of Matej and Jakub siderite veins, Rudňany Ore Field. a - sample, b - barren wel, c - annular roadway, d - field of metasemipelite.

leozoických sekvencií bol kontrolovaný riftogénnym bazénom v centre riftovej zóny s oceánskou kôrou (ofiolity) a kontinentálnou kôrou s bazaltovo-(andezitovo)-ryolitovým vulkanizmom v ostatných častiach riftu (Grecula, 1982). Sekvencie silúru a devónu sú lokálne a diskordantne prekryté karbónskymi a permskými formáciami.

Podstatná časť metamorfovaných staropaleozoických sekvencií (sedimenty a tholeiitické bazalty), ktoré na S gemerika tvoria rulovo-amfibolitový komplex, vznikli v predmetamorfnom štádiu z pelitov s organickou substanciou a z pelitov s prímesou tholeiitového bazaltu (Radvanec, 1992).

V južnej časti výskytu rulovo-amfibolitového komplexu v rudnianskom rudnom poli opísala Mandáková et al. (1971) komplex ako intruzívne teleso obsahujúce horniny gabrovej a dioritovej magmy s diferenciáciou obidvoch typov od ultrabazitov cez gabroidné horniny až po granitoidné horniny. Až Popreňák et al. (1973) upozornili na to, že amfibolitovo-rulový komplex je metamorfit s P-T podmienkami, blízkymi granitizácii. Potom Hovorka et al. (1979), Hovorka a Spišiak (1981), Spišiak a Hovorka (1985), Hovorka a Spišiak in Cambel et al. (1985), Hovorka et al. in Hurný (1982), Pramuka (1985, 1986) a Radvanec (1992) opísali komplex podrobnejšie a stanovili P-T podmienky jeho metamorfózy. Z petrografického štúdia Hovorku et al. in Hurný (1982) a Hovorku a Spišiaka in Cambel et al. (1985) v južnej časti komplexu v profile jamy Zlatník, Mier a jamy Západ vychodí, že amfibolitovo-rulový komplex tvorí biotiticko-plagioklasová, granaticko-biotiticko-plagioklasová, amfibolicko-biotiticko-plagioklasová, granaticko-amfibolicko-biotiticko-plagioklasová rula a pararula. Menšiu časť komplexu predstavuje amfibolit, granatický amfibolit, klinozoisitický amfibolit, miestami oftalmitický (okatý) amfibolit. Protolitom komplexu sú podľa autorov (l. c.) metamorfované tholeiity oceánskeho dna (bazalt a jeho pyroklastikum) a metasedimenty (droba, bridlica), keď teplota prepracovania dosiahla v oblasti Rudnian 510 - 620 °C, pričom metamorfný proces pokladajú za chemicky konzervatívny pri strednotlakovej metamorfóze. O nízkotlakovej metamorfóze komplexu uvažuje Pramuka (1985).

Z predpokladu chemicky konzervatívnej metamorfózy tholeiitov oceánskeho dna v podmienkach amfibolitovej fácie metamorfózy odvodil v staršom paleozoiku Hovorka a Ivan (1985) predoblúkový vývoj geotektonickej pozície gemerika. Neskôr sa dokázalo, že predpoklad o uplatnení sa regionálnej chemicky konzervatívnej metamorfózy nebol v gemeriku správny (Radvanec, 1992; Bartalský a Radvanec, 1993, a preto sú konštrukcie Hovorku a Ivana (1985) o predoblúkovom vývoji staršieho paleozoika petrologicky nepodložené.

V ostatnom čase sa podrobným petrologickým štúdiom celého pruhu rulovo-amfibolitového komplexu (Dobšiná - Rudňany - Klátov) zistilo, že predmetamorfným protolitom bol sediment (pelit + karbonát + organický materiál + produkty tholeiitického bazaltu) až bazalt, ktorý bol regionálne a polyfázovo metamorfovaný v otvorenom systéme pre fluidnú fázu (Radvanec, 1992). Prítomnosť rôzneho podielu produktov tholeiitického vulkanizmu a organickej substancie v pôvodnom sedimente sa na rozličných miestach mení, a preto autor (l. c.) nazval protolit rulovo-amfibolitového komplexu semipelitom. Polyfázovo metamorfovaný semipelit má v staršej metamorfóze (M1) prográdnu a retrográdnu vetvu, ktorá vznikla v tlakových podmienkach P = 2 - 3 kbar, a autor (l. c.) v nej zistil chloritovo-biotitovú (500 °C, Dobšiná), biotitovú (550 °C, Rudňany) a cummingtonitovú zónu (650 °C, Klátov) metamorfózy. V prográdnej vetve staršej metamorfózy sa zo systému CaNKFMASCHTO, ktorým možno opísať zloženie minerálnych asociácií, mobilizoval Ca + Fe ± Mn ± Mg, H_2O a CO_2. Tieto zložky prešli do fluidnej fázy a z nej potom pri poklese teploty a tlaku v retrográdnej vetve staršej metamorfózy (M1) kryštalizovali Fe a Mn karbonáty. Vznik fluidnej fázy v prográdnej vetve metamorfózy vysvetľuje genézu žilnej sideritovej mineralizácie gemerika. Naložená mladšia metamorfóza (M2) metasemipelitu v chloritovej zóne čiastočne prepracovala staršie minerálne asociácie pri vyššom tlaku (P = 4 kbar, T = 400 °C). Metamorfóza (M1) je variská a (M2) alpínska (Radvanec, 1992).

Postup štúdia metamorfózy

Vzorky na petrologickú charakteristiku metamorfného procesu z amfibolitovo-rulového komplexu sme odobrali z doteraz neštudovanej severnej časti rudnianskeho rudného poľa (obr. 1). Je to oblasť od Severnej žily po žilu Matej a Jakub (Gonda et al., 1993). Tu sa metasemipelit vyskytuje v rozličných charakteristických varietách, ktoré sme petrologicky študovali na reprezentačných vzorkách (tab. 1). Z každej vzorky sme urobili niekoľko leštených výbrusov.

Petrologicky sa hodnotili vzorky metasemipelitu, ktoré mali na všetkých miestach odberu v jednom výbruse rovnaké objemové zloženie týchto minerálov: kremeň 30 - 40 obj. %, plagioklas 20 - 25 %, biotit + granát 15 - 20 %, amfibol + chlorit 10 - 20 %, skupina epidotu 5 - 10 % a fengit do 5 %. Dôležitou požiadavkou bolo, aby litotyp v každom skúmanom výbruse okrem uvedených hlavných minerálov obsahoval aj ilmenit + rutil + titanit + kalcit + + apatit a grafit(?) (pôvodne organický materiál). Objemové zastúpenie tejto asociácie bolo menšie ako 3 %. Na výbrusoch s kompletnou minerálnou asociáciou sme urobili

Tab. 1. Lokalizácia odberu vzoriek a makroskopický popis
Sample localisation and macroscopic description

Vzorka Dielo	Metráž	Hornina
1. vrt RHV-7	882.8	metasemipelit s Grt
2. vrt RHV-7	1030.1	metasemipelit s Hbl
3. vrt RHV-7	1057.3	metasemipelit s Bt
4. vrt RHV-10	1170	metasemipelit s Hbl
5. (J-8) 25. horizont prek. na S	1730	metasemipelit s Grt
6. (J-5) 25. horizont prek. na S	1820	metasemipelit s Bt
7. 13. horizont	jama Mier	metasemipelit s Grt
8. 19. horizont prek. na sever	2020	metasemipelit s Hbl a granit

Tab.2. Minerálne zloženie vzoriek metasemipelitu
Mineral composition of meta-semipelite samples

Minerál	Skratka	Vzorka/zóna							
		1. Bt	2. Bt	3. Bt	4. Bt	5. Chl-Bt	6.	7. Bt	8. Bt
Kremeň	Qtz	----------							
Granát	Grt	----				----		-------	
Plagioklas	Pl	----------							
Hornblend	Hbl	--------			----			-------	
Epidot	Ep	--------			--------				----
Klinozoizit	Czo	--------							----
Zoizit	Zo		----		--------				----
Titanit	Sph		----			----			----
Biotit	Bt		--------			--------			----
Fengit	Phg	----------							
Chlorit	Chl	----------							
Kalcit Fe, Mn	Cal	----------							
Ilmenit	Ilm	----------							
Hematit	Hem	----------							
Rutil	Rtl				----------				
Apatit	Ap	----------							
Grafit?	C	----------							
Pyrit	Py	--------							

detailné petrologické štúdium. V reprezentatívnych vzorkách, kde niektorý minerál z uvedenej asociácie chýbal, sme porovnali chemické zloženie všetkých zistených minerálov s chemickým zložením rovnakých mierálov vo výbruse s kompletnou minerálnou asociáciou. Pri takomto postupe sme mali istotu, že lokálna absencia minerálu je náhodná a nie je výsledkom zmeny P-T-x podmienok metamorfózy (tab. 2, 3). Ďalšou požiadavkou bolo, aby nijaký z minerálov vo vzorke alebo výbruse nebol lokalizovaný v mladšej žilke, ako je matrix horniny. Také vzorky sme zo štúdia vylúčili. Podrobnejšie zastúpenie minerálov vo vzorkách je v tab. 2.

Prísny a reprezentatívny výber vzoriek litotypu sme urobili, aby sme mali nielen petrografickú, ale aj petrologickú istotu, že skúmame rovnaký horninový typ v celom severnom priestore rozšírenia amfibolitovo-rulového komplexu rudnianskeho rudného poľa, t. j., že študujeme rovnaký silikátový systém na rozličných miestach jeho výskytu.

Minerálne asociácie metasemipelitu sme skúmali skanovacím elektrónovým mikroskopom (Hitachi S 550) s Kevex energiovo-disperzným rtg analytickým systémom na univerzite v Kjóte a v Prahe. Pri práci sme použili prírodné štandardy.

Ďalej sme minerály študovali v odrazených elektrónoch (BSE) detektorom GW-BSE na skanovacom elektrónovom mikroskope (Hitachi S 530 a S 550, Philips) pri 20 kV a cca 1000 pikoampéroch.

Pri štúdiu chemizmu minerálov, resp. minerálnych asociácií sme využili rtg plošné chemické mapovanie, ktoré umožnil program Kevex Advanced Image. Plošné chemické mapovanie sme na danej ploche výbrusu vykonávali 12 - 15 h pri stabilných podmienkach mikroanalyzátora. Na základe plošného mapovania chemizmu minerálov sme vybrali vhodné miesta na kvantitatívnu analýzu. Reprezentatívne analýzy sú v tab. 3.

Minerálne zloženie metasemipelitu

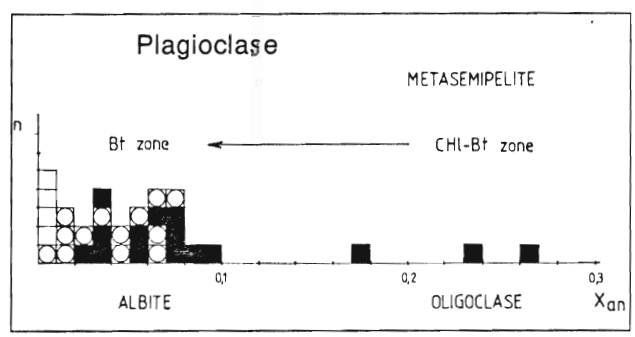
Plagioklas

V metasemipelite sa plagioklas vyskytuje vo forme porfyroblastov veľkých do 3 mm a v matrixe vo forme hypidiomorfne obmedzených zŕn a žiliek.

Najstarší plagioklas (Pl1) je najčastejšie vo forme porfyroblastu, ktorý sa v strede skladá z alotriomorfných zŕn s hodnotou X_{an} = 0,093 - 0,058. Na okraji porfyroblastu majú zrná Pl1 hodnotu X_{an} = 0,062 - 0,044 (obr. 2, tab. 3). Porfyroblast obsahuje inklúzie kryštalizačných odmiešanín fengitu, epidotu až klinozoisitu. V granáte má Pl1 kvapkovitý tvar, veľkosť do 30 μm a kryštalizoval spolu so stredom granátu (X_{an} = 0,263 - 0,035). V metasemipelite s obsahom Hbl má zonálny Pl1 hodnotu $X_{an} = 0{,}231_{(stred)} - 0{,}071_{(okraj)}$.

Mladší plagioklas (Pl2) kryštalizoval v matrixe horniny spolu s Bt, Chl, Hbl a Qtz v podobe nezonálnych hypidiomorfne obmedzených zŕn albitu (X_{an} = 0,045 - 0,001) a len veľmi zriedka má formu nezonálneho porfyroblastu. Tento albit neobsahuje inklúzie iných minerálov (tab. 3, obr. 1). V najmladších žilkách (puklinách) metasemipelitu často vystupuje Pl3 - albit spolu s Qtz (X_{an} = 0,007 - 0,003).

Obsah X_{an} sa v metasemipelite mení z oblasti oligoklasu do oblasti albitu v závislosti od obsahu Ca v protolite, od teploty metamorfózy a od postupnosti znižovania obsahu Ca počas kryštalizácie Pl od starej formy výskytu (Pl1) po mladšiu (obr. 2). Pl1 a Pl2 kryštalizovali v jednom spojitom systéme. V mladšom a časove oddelenom procese kryštalizoval Pl3, pretože Pl3 sa vyskytuje v odlišných štruktúrnych prvkoch ako Pl1 a Pl2.



Obr. 2. Distribúcia X_{an} v plagioklase metasemipelitu v chloritovo-biotitovej zóne a v biotitovej zóne metamorfózy. PL 1 ■ - najstarší plagioklas, PL 2 ◻ - mladší plagioklas, PL 3 □ - najmladší plagioklas.

Fig. 2. Distribution X_{an} in plagioclase from meta-semipelite in metamorphic chlorite-biotite and biotite zones. PL 1 ■ - the oldest, PL 2 ◻ - younger, PL 3 □ - the youngest.

Granát

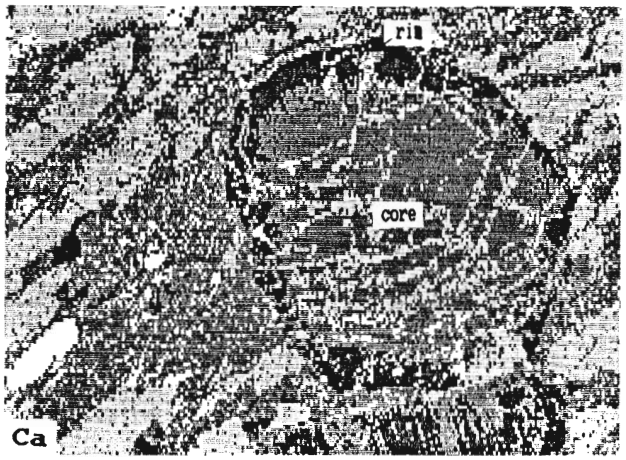
Idiomorfné zrná granátu do 2 mm sme v skúmanom metasemipelite zistili na 13. a 25. horizonte a vo vrte RHV-7 (vzorka 1, 5, 7; tab. 1). Zrná granátu nevytvárajú agregáty alebo kumuloblasty. Obsahujú inklúzie kremeňa, grafitu(?), plagioklasu, ankeritu a zriedka zirkónu, ilmenitu a rutilu.

Tab.3. Reprezentatívne analýzy metasemipelitu v severnej časti rudného rajónu Rudnian
Representative chemical analyses of meta-semipelite from northern part of the Rudňany Ore Field

Zone	Chl - Bt		Bt					Chl - Bt				Bt				Chl - Bt		Bt		
Locality	Rudňany		Rudňany					Rudňany				Rudňany				Rudňany		Rudňany		
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl1	Pl1	Pl1	Pl2	Pl3	Pl1	Pl1	Pl2	Pl3	Ep	Zo	Ep	Czo	Zo
Point	core	rim2	core	co-rim	co-rim	rim	in Grt	core -rim	matrix	core - rim	matrix	matrix	in Pl	in Pl	matrix	in Pl				
Sample	6	6	1,7	1,7	1,7	1,7	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	1,2,3,4,7,8	5,6	5,6	1,2,3,4,7,8					
SiO_2	37,22	37,42	36,88	37,38	37,54	37,26	60,73	67,60	67,01	68,74	68,92	62,93	66,95	68,31	68,60	39,29	39,13	38,28	39,34	39,77
TiO_2	0,08	0,17	1,07	0,30	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,02	0,05	-	0,05
Al_2O_3	21,36	21,11	20,26	20,48	21,09	20,82	24,24	21,00	20,16	20,35	20,08	24,06	21,19	19,85	19,45	26,92	32,97	26,63	29,18	33,65
FeO	30,13	23,32	29,57	29,33	30,64	30,10	-	-	-	-	-	-	0,40	-	-	8,11	0,13	8,34	5,42	0,05
MnO	4,68	6,69	1,56	1,58	2,01	2,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,06	0,02	0,01	-
MgO	4,95	1,28	3,42	3,62	3,19	2,84	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,18	0,09	0,05	0,03	-
CaO	1,56	10,08	6,38	6,92	5,67	5,79	5,57	1,46	0,88	0,31	0,12	4,90	1,59	0,44	0,07	22,49	24,63	23,66	24,34	24,86
Na_2O	-	-	-	-	-	-	8,52	10,15	10,45	11,01	10,05	8,95	10,80	11,58	11,78	-	-	-	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	-	0,12	0,12	0,09	0,22	0,17	0,07	0,04	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,98	100,07	99,14	99,61	100,16	99,28	99,18	100,33	98,59	100,63	99,34	100,91	100,97	100,18	99,90	97,09	97,03	97,03	98,32	98,38
O=						12									8					25
n=	6	3	4	3	3	4	7	12	9	10	7	10	8	5	4	6	5	4	5	3
Si	2,967	2,988	2,967	2,989	2,992	3,000	2,720	2,940	2,960	2,980	3,010	2,760	2,910	2,980	3,000	6,240	5,990	6,130	6,110	6,000
Ti	0,005	0,010	0,065	0,018	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,010	-	0,010	-	0,010
Al	2,007	1,987	1,921	1,930	1,981	1,975	1,280	1,080	1,050	1,040	1,030	1,240	1,090	1,020	1,000	5,040	5,950	5,030	5,340	5,980
Fe^{2+}	2,009	1,557	1,989	1,961	2,043	2,027	-	-	-	-	-	-	0,010	-	-	Fe^{3+} 1,080	0,020	1,120	0,700	0,010
Mn	0,316	0,452	0,106	0,107	0,136	0,168	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,010	0,010	-	-	-
Mg	0,588	0,153	0,410	0,431	0,379	0,341	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,040	0,020	0,010	0,010	-
Ca	0,133	0,862	0,550	0,593	0,484	0,500	0,270	0,070	0,040	0,010	0,010	0,230	0,070	0,020	-	3,830	4,040	4,060	4,050	4,020
Na	-	-	-	-	-	-	0,740	0,860	0,900	0,930	0,850	0,760	0,910	0,980	1,000	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	8,025	8,009	8,008	8,029	8,016	8,011	5,020	4,960	4,960	4,970	4,910	4,990	4,990	5,000	5,000	16,250	16,030	16,360	16,210	16,020
grs	0,044	0,285	0,180	0,192	0,159	0,165	ab 0,730	0,920	0,950	0,972	0,983	0,765	0,923	0,970	0,997					
sps	0,104	0,150	0,035	0,035	0,045	0,055	an 0,263	0,073	0,044	0,015	0,006	0,231	0,075	0,030	0,003					
alm	0,659	0,515	0,651	0,634	0,672	0,668	kfs 0,007	0,007	0,005	0,013	0,011	0,004	0,002	-	-	Al 0,829	0,996	0,824	0,888	0,999
pyr	0,193	0,050	0,134	0,140	0,124	0,112										Fe^{3+} 0,170	0,003	0,176	0,112	0,001
																Mn 0,001	0,001	0,001	-	-

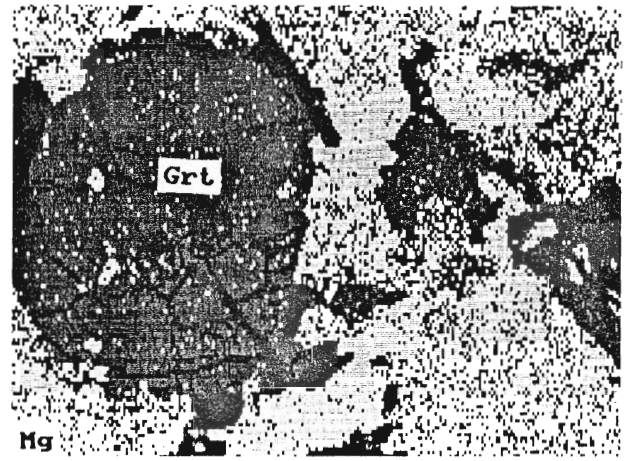
Pokračovanie tab. 3 - Continued on tab. 3

Zone	Bt		Chl-Bt	Bt		Chl-Bt, Bt			Chl-Bt,Bt			Chl-Bt,Bt				
Locality	Rudňany		Rudňany	Rudňany		Rudňany			Rudňany			Rudňany				
Mineral	Hbl	Hbl	Bt1	Bt1	Bt2	Phg1	Phg2	Phg3	Chl1	Chl2	Chl3	Sph	Rtl	Ti-Ilm	Cal	Ti,Mn-Ilm
Place	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrx	in Pl	matrix	matrix	matrix	crack	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix
Point		near Garnt.							Pl+Chl1	Bt2	Pl					
Sample	2,4,1,8		5,6	2,3,8	2,3,8		all samples			all samples			all samples			5
SiO_2	42,77	46,14	35,54	36,36	33,87	47,37	47,20	49,43	25,37	25,03	27,49	31,10	-	-	-	-
TiO_2	1,08	0,79	1,80	2,05	1,05	0,11	0,13	0,18	0,07	0,09	0,13	36,86	97,34	52,50	-	52,20
Al_2O_3	12,79	8,78	17,58	17,09	17,98	30,83	34,93	26,71	19,53	21,05	18,07	2,97	-	-	-	-
FeO	18,92	16,17	20,62	20,26	22,17	3,38	0,55	4,45	28,53	24,41	21,32	0,60	0,48	43,10	0,15	37,20
MnO	0,23	0,43	0,42	0,16	0,40	-	-	0,09	0,32	0,14	0,15	-	-	4,93	0,43	10,29
MgO	8,43	11,60	9,93	10,41	14,02	1,71	,33	2,88	12,46	14,87	18,52	0,02	0,11	0,15	-	0,01
CaO	11,16	11,69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	29,08	-	-	57,00	-
Na_2O	1,78	1,53	-	0,25	0,13	0,30	0,98	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	0,53	0,65	9,33	9,74	6,02	10,39	10,31	10,14	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97,69	97,78	95,22	96,32	95,64	94,09	94,43	93,95	86,28	85,59	85,68	100,63	97,93	100,68	57,58	99,50
O=	23	22	28	5	2	6	2									
n=	27	15	7	12	5	10	10	11	12	14	15	18	14	6	9	3
Si	6,455	6,864	5,460	5,515	5,144	6,445	6,300	6,756	5,546	5,387	5,801	1,010	-	-	-	-
Al^{IV}	1,545	1,136	2,541	2,486	2,857	1,556	1,701	1,245	2,454	2,613	2,199	-	-	-	-	-
Al^{VI}	0,730	0,404	0,642	0,570	0,363	3,389	3,795	3,058	2,579	2,726	2,296	0,110	-	-	-	-
Ti	0,123	0,088	0,209	0,234	0,120	0,012	0,014	0,019	0,012	0,015	0,021	0,900	1,000	0,993	-	0,991
Fe^{2+}	2,388	2,012	2,650	2,570	2,817	0,385	0,062	0,509	5,216	4,393	3,763	0,020	0,010	0,902	0,010	0,788
Mn	0,029	0,054	0,055	0,021	0,052	-	-	0,011	0,059	0,026	0,027	-	-	0,105	0,040	0,221
Mg	1,730	2,442	2,274	2,353	3,174	0,347	0,066	0,588	4,060	4,770	5,825	-	-	-	-	-
RM4	0,167	0,131	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1,805	1,864	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,010	-	-	5,950	-
Na	-	-	-	0,074	0,040	0,080	0,255	0,019	-	-	-	-	-	-	-	-
NaM4	0,028	0,005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NaA	0,496	0,437	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,123	0,124	1,829	1,884	1,167	1,804	1,756	1,768	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	15,619	15,561	15,660	15,703	15,734	14,018	13,949	13,973	19,926	19,930	19,932	3,050	1,010	2,000	6,000	2,000
kearsuti.	0,123	0,088														
edenite	0,329	0,306														
glaucoph.	0,098	0,068														
tscherm.	0,162	0,120														
tremolit.	0,289	0,418														



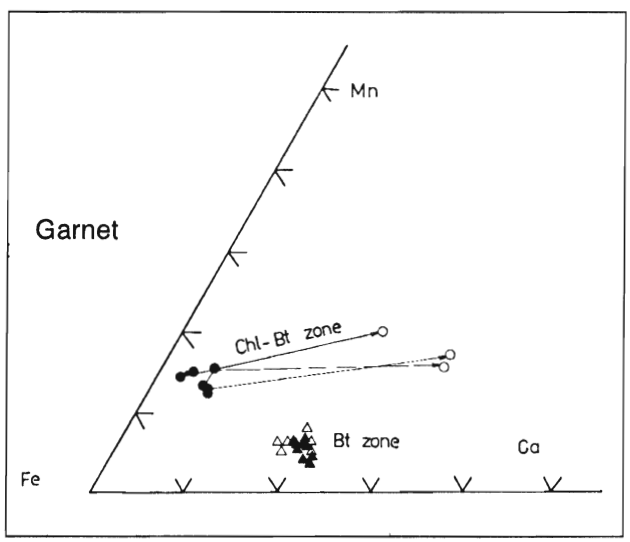
Obr. 3. Distribúcia obsahu Ca v zonálnom granáte z chloritovo-biotitovej zóny regionálnej variskej metamorfózy v severnej časti rudnianskeho rudného poľa. Vzorka 5. Čierny okraj granátu má obsah CaO = 10,08 hmot. % (tab. 3).

Fig. 3. Distribution of Ca in zoned garnet from chlorite-biotite zone of Variscan regional metamorphism in the northern part of Rudňany Ore Field, sample No 5, black rim of garnet has 10.08 weight % CaO (Tab. 3)



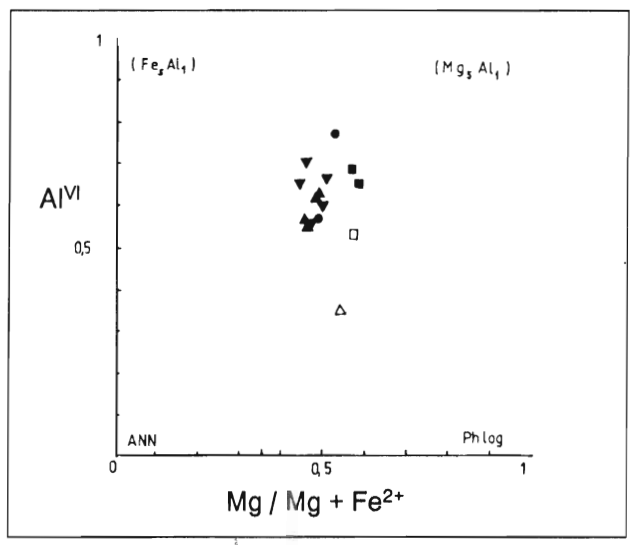
Obr. 5. Distribúcia obsahu Mg v granáte z biotitovej zóny regionálnej variskej metamorfózy v severnej časti rudnianskeho rudného poľa. Vzorka 7. Granát má homogénnu distribúciu obsahu Ca, Mn, Fe a Mg. Obsah TiO_2 klesá od stredu po okraj zrna (tab. 3).

Fig. 5. Distribution of Mg content in garnet from biotite zone of Variscan regional metamorphism in the northern part of Rudňany Ore Field, sample No 7, homogeneous Ca, Mn, Fe and Mg distribution, TiO_2 contents decrease from core to rim (Tab. 3).



Obr. 4. Trojuholníkový diagram obsahu Fe, Ca a Mn v granáte z chloritovo-biotitovej zóny a vyššieteplotnej biotitovej zóny v metasemipelite z Rudnian. Vzorka 1,7 stred ▲, vzorka 1,7 okraj △, vzorka 5 stred ●, vzorka 5 okraj ○

Fig. 4. Ternary diagram of Fe - Ca - Mn contents in garnet from chlorite-biotite zone and higher temperature biotite zone in meta-semipelite from Rudňany. Sample 1,7 core ▲, sample 1,7 core △, sample 5 core ●, sample 5 core ○



Obr. 6. Vzťah Mg/(Mg+Fe2+) a Al^{VI}. Biotit vytvára ideálne pole, ktoré indikuje jeho súčasnú kryštalizáciu s fengitom a hornblendom (tab. 3). Metasemipelit Bt 1 - starší biotit ▲ ▼ ■ ●, Bt 2 - mladší biotit △ □.

Fig. 6. Relations between Mg/(Mg + Fe^{2+}) and Al^{VI}. Biotite composes ideal field indicating contemporaneous crystallisation with fengite and hornblende (Tab. 3). Prograde Bt 1 ▲ ▼ ■ ●, prograde Bt 2 △ □.

V trhlinách granátu kryštalizoval Chl, Bt, Qtz, Pl3 a Phg.

V metasemipelite z 25. horizontu (vzorka 5) sme po plošnom mapovaní chemizmu granátu zistili jeho výraznú zonálnosť (obr. 3). Obsah almandínovej molekuly, ktorá má v strede zrna (core) X_{alm} = 0,659, na vonkajšom okraji zrna (rim2) náhle klesá na X_{alm} = 0,515. Naopak obsah MnO = 4,68 hmot. % sa na vnútornom okraji zrna zvyšuje (rim1, MnO = 5,88 %). Na styku zrna (rim2 - vonkajší okraj) s matrixom je obsah MnO = 6,69 %. Obsah CaO stúpa od stredu Grt (1,56 %) po okraj (rim2, CaO = = 10,08 %, tab. 3). Rovnakú zonálnosť obsahu týchto prvkov v Grt s približne rovnakým obsahom zistil v metasemipelite z Dobšinej Radvanec (1992).

V trojuholníkovom diagrame sa distribúcia vzťahu

Fe - Mn - Ca mení od stredu po okraj Grt (obr. 4). Keď akceptujeme zistenie Banna et al. (1986), že zonálnosť obsahu Mn indikuje zmenu teplotných podmienok kryštalizácie granátu, potom stred Grt v metasemipelite z 25. horizontu kryštalizoval pri vyššej teplote ako jeho dva okraje. Tenký (30 - 50 μm) vonkajší okraj (rim2) s vysokým obsahom Ca + Mn indikuje, že v závere kryštalizácie Grt nastala interakcia pevnej fázy a prebytku obsahu Ca + Mn vo fluidnej fáze horniny. Ca-Mn lem je súvislý okolo celého okraja Grt, t. j. obsah CaO a MnO, ale aj MgO a FeO sa nemení na nijakom jeho mieste. Z hľadiska priebehu metamorfných reakcií to znamená, že kryštalizácia asociácie Bt+(Chl+Pl+Qtz) (matrix) neovplyvnila zmenu obsahu Ca, Mn, Fe a Mg na okraji Grt (obr. 3). Z toho rezultuje, že prevažná časť zmesi Bt+(Chl+Pl+Qtz) kryštalizovala súčasne so stredom Grt pred kryštalizáciou jeho okraja (rim2). Preto zrno Grt a zmes ako celok nie sú v metasemipelite priamo koexistujúce minerály.

Na zmeny vzájomne podmieneného chemizmu medzi súčasne kryštalizujúcim Grt a Bt upozornil Tracy in Ferry (1986). Zistil, že sa na interakčných miestach vo forme „zálivov" mení v obidvoch mineráloch obsah Fe a Mg. Tento priamy príznak zmeny chemizmu medzi súčasne kryštalizujúcim Grt+Bt sme na 25. horizonte nezistili (vzorka 5).

V metasemipelite s hornblendom (vzorka 1 a 7) sme po mapovaní chemizmu jednotlivých zŕn granátu zistili homogénnu distribúciu obsahu Fe, Mn, Mg a Ca (obr. 4). Vo vzorke 1 je na okraji Grt (rim) nepatrne vyšší obsah almandínovej molekuly (X_{alm} = 0,67). Vo vzorke 7 sme na okraji Grt zistili mierny rast spessartínovej molekuly na hodnotu Xsps = 0,055 a identifikovali sme tu zonálnosť obsahu TiO_2, ktorý sa výrazne mení od stredu zrna (TiO_2 = 1,07 hmot. %) po okraj (TiO_2 = 0 %, tab. 3). V mriežke granátu Ti substituuje Al. Do jeho štruktúry vstúpil Ti zo zvyškovej bilancie obsahu, ktorý ostal v protolite po súčasnej kryštalizácii ilmenitu - rutilu a stredu granátu. Zvyšok Ti sa viazal v mriežke hornblendu a biotitu. Granát vo vzorke 1 a 7 vznikal pri vyššej teplote ako granát v asociácii s biotitom a chloritom na 25. horizonte (vzorka 5.), pretože v metasemipelite 1 a 7 má granát homogénny obsah Ca, Fe, Mg a Mn, nižší obsah MnO a obsah Ti substituuje v jeho mriežke Al (obr. 4).

Granát z metasemipelitu Rudnian má nehomogénne chemické zloženie. V jeho zrnách sa výrazne mení obsah Ca, Fe, Mg a Mn alebo sú tieto zložky homogénne a vtedy sa výrazne v zrne mení obsah Ti (tab. 3). Toto zistenie je v rozpore z výsledkami Hovorku a Spišiaka in Cambel et al. (1985), ktorí zonálnosť granátu nezistili, a tak ho nesprávne považovali za minerál kryštalizujúci ako celok odrazu s Hbl a Pl. Výpočet teploty vzniku dvojice Grt - Hbl z geotermometra a v interpretácii, ako aj teploty celej metamorfózy v rudnianskom rudnom poli, ktorý autori (l. c.) urobili, bol pre zonálnosť Grt nesprávny.

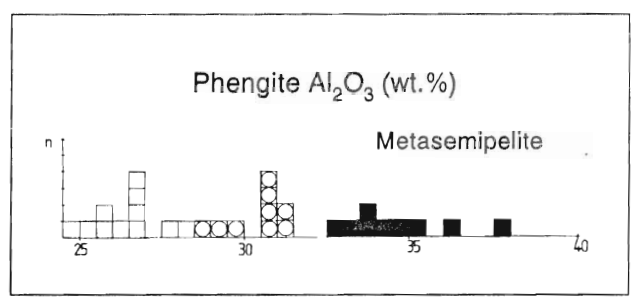
Biotit

Biotit sa vyskytuje v matrixe horniny, ale aj v trhlinách porfyroblastu plagiokasu a v trhlinách granátu.

V matrixe metasemipelitu má dve modifikácie. Biotit 1 je v asociácii s Pl2+Chl1+Qtz+Rtl+C, má hodnotu Al^{VI} = 0,567 - 0,776 a vytvára ideálne „biotitové pole" charakteristické pre súčasnú kryštalizáciu biotitu s muskovitom a amfibolom (obr. 6, Guidotti in Bailey, 1987). Biotit 2 má hodnotu Al^{VI} = 0,363 - 0,520. Je v asociácii s kremeňom a identifikovali sme ho aj v trhlinách plagioklasu. Biotit má všetky hodnoty Ti v rozsahu 0,120 - 0,304 (tab. 3).

Fengit

V každej vzorke rudnianskeho metasemipelitu sme identifikovali tri chemicky odlišné fengity (obr. 7, tab. 3). V matrixe sme zistili fengit 1 v asociácii s Pl1+Chl1+Bt1. Fengit 2 sa v metasemipelite vyskytuje v porfyroblaste Pl1 v podobe inklúzií do 20 μm, často spolu s epidotom a klinozoisitom. V matrixe zriedka kryštalizoval Phg2 v asociácii s Hbl. Tu je v asociácii s CHl2+Qtz častý Phg3, ktorý sme identifikovali aj v trhlinách Grt. Fengit 1 a fengit 2 sú formy výskytu fengitu v prográdnej vetve metamorfózy. Vychodí to z jeho postavenia v minerálnych asociáciách, ako aj z chemického zloženia, ktoré sa pod vplyvom teploty metamorfózy mení. Na zmenu teploty citlivo reaguje obsah Al_2O_3, ktorý vo fengite - muskovite v závislosti od zvyšovania teploty metamorfózy stúpa. Obsah Fe, Mg a Mn v tejto závislosti klesá (Radvanec a Banno, 1991). Rovnakú formu výskytu fengitu zistil Radvanec (1992) v metasemipelite chloritovo-biotitovej zóny v Dobšinej.



Obr. 7. Distribúcia obsahu Al_2O_3 v troch generáciach fengitu metasemipelitu zo severnej časti rudnianskeho rudného poľa (tab. 3). Prográdny Phg 1 ☐, prográdny Phg 2 ■, retrográdny Phg 3 ☐.

Fig. 7. Distribution of Al_2O_3 content in three phengite parageneses from meta-semipelite in the northern part of Rudňany Ore Field (Tab. 3). Prograde Phg 1 ☐, prograde Phg 2 ■, retrograde Phg 3 ☐.

Fengit (Phg3) patrí medzi najmladšie minerály metasemipelitu. Z porovnania obsahu Al_2O_3 a miesta kryštalizácie vyplýva, že fengit 3 vznikal pri najnižšej teplote metamorfózy v jej retrográdnej vetve.

Fengit 1 a 2 má nízky obsah molekuly seladonitu (Si = 6,1 - 6,5), čo odráža nízkotlakové podmienky jeho vzniku. Relatívne väčší rozptyl tejto hodnoty má fengit 3 (Si = 6,1 - 6,9).

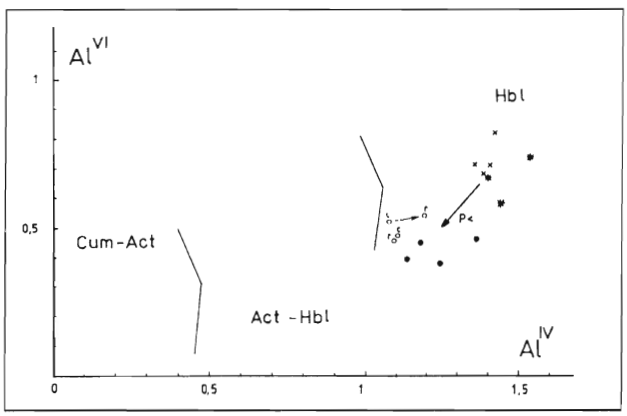
Amfibol

V študovanej oblasti sme zistili feroedenitický až edenitický, t. j. Fe-Mg hornblend (Leake, 1978). Podľa stechio-

metrického prepočtu má hornblend v blízkosti vyššieteplotného granátu najvyšší obsah tremolitovej molekuly (tab. 3). V stechiometrickom výpočte neuvažujeme s obsahom Fe^{3+}, pretože pri súčasnom výskyte edenitovej a tremolitovej molekuly ± (kearsutitová a tschermaková molekula) nie je pravdepodobné, že by amfibol vôbec obsahoval Fe^{3+}. Presne určiť, aký nízky obsah Fe^{3+} sa na tento amfibol viaže, treba určiť z celkovej bilancie Fe^{3+} zo všetkých minerálov metasemipelitu. Keďže obsah Fe^{3+} nemá na kryštalizačný systém metasemipelitu významný vplyv, tento výskum sme nerobili.

Vo vzorke 8 a 2 má Ca amfibol (Hbl) hodnotu Na(M4) v rozsahu 0 - 0,075 a vo vzoke 1 a 4 0,014 - 0,254, čo indikuje, že glaukofánová substitúcia v ňom je nízka. Také amfiboly vznikajú pri nízkom tlaku (2 - 3 kbar) a majú hodnotu Na(M4) pod 0,25 (Brown, 1977; Goodge, 1989).

Amfibol sme zistili v asociácii s Czo1 + Ep + Bt1 + + Pl2 + Grt + Ap + Chl1 a s mladším Chl2+Qtz. Chemické zloženie Hbl je rovnaké v obidvoch minerálnych asociáciach, pričom jednotlivé zrná majú homogénnu distribúciu prvkov (tab. 3, obr. 8).



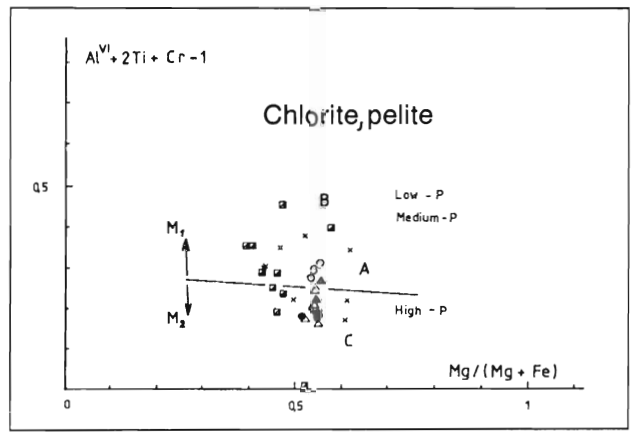
Obr. 8. Vzťah Al^{VI} a Al^{IV} v chemicky homogénnom tremolitickom hornblende z metasemipelitu v biotitovej zóne Rudnian (tab. 3). Tlak P vo vzorke 2 a 8 bol pri kryštalizácii Hbl relatíve nižší ako tlak vo vzorke 1 a 4. Vzorka 2 - ○, vzorka 4 - ✱, vzorka 1 - ✖, vzorka 8 - ●.

Fig. 8. Relations between Al^{VI} and Al^{IV} in tremolitic hornblende homogeneous by chemistry from meta-semipelite in biotite zone of Rudňany (Tab. 3). The pressure in samples No 2 and 8 was relatively lower during Hbl crystallisation than that in samples No 1 and 4. Sample 2 - ○, sample 4 - ✱, sample 1 - ✖, sample 8 - ●.

V metamorfných podmienkach relatívne najvyššieho tlaku kryštalizoval hornblend vo vzorke 1 a 4. Vzorky 8 a 2 reprezentujú kryštalizáciu hornblendu v tom istom telese pri relatívne nižšom tlaku (obr. 8).

Chlorit

Chlorit sa v rudnianskom metasemipelite vyskytuje v niekoľkých minerálnych asociáciách. Z celkového množstva chloritu tvorí 40 % pyknochlorit. Ripidolit a pyknochlorit (Chl1, 2) sme zistili v matrixe metasemipelitu v asociácii s Hbl+Ep+Czo2+Bt1+Bt2+Ap+Phg1,2 (tab. 3). Najmladší Chl je pyknochlorit (Chl3), ktorý kryštalizoval



Obr. 9. Vzťah Mg/(Mg+Fe) a Al^{VI}+2Ti+Cr-1 v chlorite z metasemipelitu z Rudnian. A - chlorit z prográdnej vetvy metamorfózy, ktorý vznikol pri vyššom tlaku ako chlorit v poli B. B - chlorit z teplotného vrcholu metamorfózy prográdnej vetvy, keď sa teplota zvýšila a klesol tlak metamorfózy. C - pole vzniku relatívne najvyššie tlakového chloritu. M1 - starší metamorfný proces (variský). M2 - mladší vyššietlakový a časovo oddelený metamorfný proces (alpínsky). Chemické zloženie je v tab. 3. Vzorka 6 - ○, vzorka 8 - ▲, vzorka 1 - ✖, vzorka 2 - △, vzorka 7 - ◪, vzorka 5 - ●.

Fig. 9. Relations between Mg/(Mg + Fe) and Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1 in chlorite from meta-semipelite in Rudňany. A - chlorite from prograde metamorphic path originated under lower pressure than chlorite in the B field. B - chlorite from thermal apex of prograde metamorphic path in time of higher temperature and lower pressure. C - field of relatively highest-pressure chlorite. M1 - older metamorphic event (Variscan), M2 - younger higher pressure metamorphic event (Alpine). Chemical compositions in Tab. 3. Sample 6 - ○, sample 8 - ▲, sample 1 - ✖, sample 2 - △, sample 7 - ◪, sample 5 - ●.

v trhlinách plagioklasového porfyroblastu v trhlinách granátu a zistili sme ho aj v matrixe v asociácii s kremeňom vo forme žiliek. Chl3 kryštalizoval pri vyššom tlaku ako Chl1 (Al^{VI}-2Ti+Cr-1 = 0,202 - 0,293) a Chl2 (Al^{VI}-2Ti+Cr-1 = 0,301 - 0,394). Zaznamenali to hodnoty Al^{VI}-2Ti+Cr-1 = 0 - 0,195 v Chl3, ktoré sú nižšie ako hodnoty v Chl1, 2 (obr. 9). Hodnota Mg/(Mg+Fe) stúpa do najstaršieho chloritu Chl1 (0,438) po najmladší chlorit (Chl2 = 0,521 a Chl3 = 0,610). Podľa rovnakých hodnôt kryštalizoval naraz Chl1(0,438) a Bt1(0,462 a 0,455). Mladšia dvojica Bt2 (0,53) a Chl2 (0,521) má takisto ako prvá dvojica rovnaké hodnoty sledovaného pomeru. Odlišnú hodnotu má najmladší Chl3 (0,610, tab. 3).

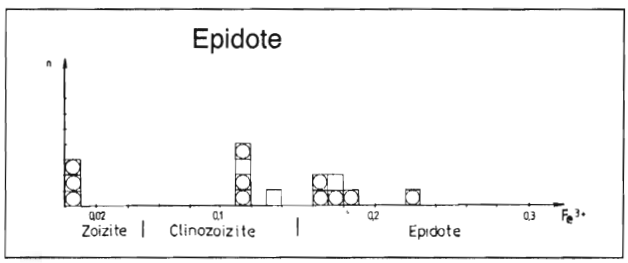
Chlorit 3 patrí medzi najmladšie minerály, ktoré vznikli v časovo oddelenom a mladšom metamorfnom procese (M2), a chlorit 1 a 2 medzi minerály, vzniknuté v staršom metamorfnom procese M1 (obr. 9). Tri generácie chloritu v chloritovo-biotitovej, biotitovej a cummingtonitovej zóne rulovo-amfibolitového telesa gemerika regionálne zistil Radvanec (1992).

Skupina epidotu

V metasemipelite majú zrná skupiny epidotu nezonálnu distribúciu prvkov a ani v jednom zrne alebo v minerálnom agregáte sme premenlivosť hodnôt $X_{Fe} = Fe^{3+}/(Al+Fe^{3+})$ (Nakajima et al., 1977) nezistili. Minerály

skupiny epidotu sa vyskytujú v podobe inklúzií v plagioklasových porfyroblastoch. V matrixe horniny majú formu hypidiomorfných až alotriomorfných zŕn a zhlukov a hodnotu $X_{Fe^{3+}}$ = 0,003 - 0,227 (obr. 10). V matrixe horniny sme skupinu epidotu zistili v asociácii s Ap + Chl + Phg + Hbl. Do 20 μm veľké zrná sme identifikovali aj v porfyroblaste Pl1, ktorý tiež obsahuje fengit podobnej veľkosti. Kvantitatívne analýzy tu potvrdili zoisit a epidot (tab. 3).

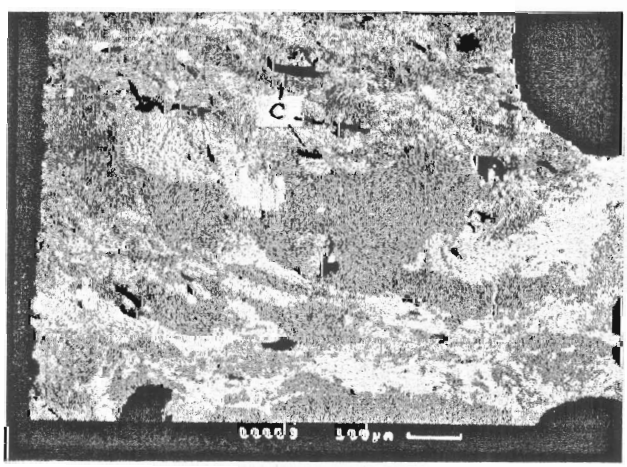
V matrixe rudnianskeho metasemipelitu je epidot (X_{Fe} = 0,170 - 0,173) v asociácii s Chl1+Phg1 a klinozoisit (Czo1, X_{Fe} = 0,122) tu tvorí asociáciu s Ap + Bt1 + + Grt + Pl2+Hbl. Ďalej sme v matrixe identifikovali klinozoisit (Czo2) v asociácii s Chl2+Sph+Cal+Qtz.



Obr. 10. Obsah $X(Fe^{3+})$ v mineráloch skupiny epidotu z metasemipelitu v severnej oblasti rudnianského rudného poľa (tab. 3).Metasemipelit - stred □, okraj □.

Fig. 10. Contents of $X(Fe^{3+})$ in epidote group minerals from meta-semipelite in the northern part of Rudňany Ore Field (Tab. 3). Metasemipelit - core □, rim □.

Vo vzorkách metasemipelitu je častá kryštalizácia zoisitu v Pl spolu s grafitom(?) (obr. 11, tab. 2). V metasemipelite od Klátova takúto súčasnú a regionálne sa vyskytujúcu kryštalizáciu asociácie zoisit + plagioklas + grafit(?) alebo asociáciu klinozoisit + grafit v amfibolových porfyroblastoch v cummingtonitovej zóne metamorfovaného semipelitu zistil Radvanec (1992). V chloritovo-biotitovej



Obr. 11. Tmavé idiomorfné vtrúseniny grafitu (c) v asociácii so zoisitom a klinozoisitom v matrixe metasemipelitu z Rudnian (odrazené elektróny).

Fig. 11. Dark idiomorphic disseminations of graphite in association with zoisite and clinozoisite in meta-semipelite matrix from Rudňany (reflected electrons).

zóne od Dobšinej metasemipelit obsahuje asociáciu Zo+Pl+C alebo Czo+C v matrixe (l. c).

Súčasný vznik klinozoisitu, resp. zoisitu s grafitom v matrixe metasemipelitu z Rudnian, t. j. väzbu nižšieho obsahu Fe_2O_3 v mineráloch skupiny epidotu, ako má epidot, odvodzujeme od celkovej bilancie obsahu Fe_2O_3, ktorý pri metamorfóze semipelitu klesal. Zásluhou redukčnej reakcie 1 sa menila forma Fe^{3+} na Fe^{2+}. Spôsob prednostnej väzby Fe na dvojmocnú formu sa skončil vznikom Fe karbonátu (siderit).

$$2\ Fe_2O_3 + C \rightarrow 4\ FeO + CO_2 \rightarrow 3\ FeO + FeCO_3 \qquad (1)$$

Kryštalizácia asociácie Czo+C, Zo+Pl+C je dôkazom, že sa v metamorfóze prográdnej vetvy zo systému Fe-Ca-Mg--Mn-Al-Si (semipelit) uvoľňovalo Fe a CO_2. Uvoľnené a prenášané Fe prednostne reagovalo s rozpusteným CO_2 vo fluidnej fáze (H_2O) za vzniku Fe a Mn karbonátov. Karbonáty sme zistili v matrixe metasemipelitu Rudnian vo forme alotriomorfných zŕn a zhlukov do veľkosti 100 μm.

Reakcia 1 najintentívnejšie prebiehala pri vrchole dehydratácie semipelitu pri teplote okolo 400 - 450 °C v prográdnej vetve metamorfózy pred jej vrcholom (Radvanec, 1992).

Minerálnu zmes Czo + C a Zo + Pl + C sme zistili na všetkých lokalitách metasemipelitu (Rudňany, Dobšiná, Klátov). Z toho vychodí, že reakcia 1 prebiehala regionálne a mala na vznik pestrej asociácie minerálov skupiny epidotu podstatný vplyv tým, že v závislosti od teploty metamorfózy, množstva organického materiálu (grafit?) a zloženia fluidnej fázy ovplyvňovala distribúciu celkovej bilancie Fe_2O_3 v hornine, a teda aj vznik minerálov, ktoré Fe_2O_3 obsahujú (epidot, klinozoisit).

Ostatné minerály

Medzi najmladšie minerály študovaného metasemipelitu patrí karbonát a kremeň. Z oxidov a silikátov sme v metasemipelite zistili rad hematit - Ti-Mn ilmenit - Fe rutil - titanit (tab. 3). Karbonát z Rudnian má premenlivý súčet obsahu FeO + MnO + MgO = 0,13 - 7,20 hmot. %, ktorý je vyšší ako v karbonáte z Dobšinej a Klátova a možno ho zaradiť k Mn kalcitu. Karbonáty sme zistili v matrixe horniny v podobe alotriomorfných zhlukov veľkých do 100 μm, ako aj v trhlinách granátu a plagioklasových porfyroblastoch.

Približne rovnaký obsah (MnO = 0,40 - 4,55 hmot. %, ale aj vyšší obsah MnO = 9,98 %) ako karbonát má ilmenit, ktorý kryštalizoval v dlhom časovom období prográdnej vetvy metamorfózy (tab. 3).

Mn svojou prítomnosťou v mineráloch indikuje oddelenie sa fluidnej fázy v prográdnej vetve regionálnej variskej metamorfózy gemerika a okamžite po mobilizácii z protolitu sa jeho uvoľnený obsah viaže v mineráloch, ktoré v metasemipelite z metamorfogénneho fluida kryštalizujú ako prvé. Sú to Mn - Fe karbonáty spolu s oxidmi, ktoré obsahujú Mn v približne rovnakom množstve (Bartalský a Radvanec, 1993).

Reprezentatívna analýza často sa vyskytujúceho titanitu v metasemipelite má nízky obsah Al_2O_3 (tab. 3).

Minerálne asociácie metasemipelitu

Podľa uvedenej petrograficko-petrologickej charakteristiky možno metasemipelit z Rudnian opísať dvoma hlavnými skupinami s postupom kryštalizácie minerálnych asociácií v skupinách v poradí:

Prvá skupina (vzorka 5 a 6)

1. Pl1 + Qtz + Czo1 + Grt_c + Phg1 + Bt1 + Chl + Ap + Ilm + Rtl
2. Pl2 + Qtz + Zo + Grt_{r1} + Phg2 + Bt2 + Chl2 + C + Ilm + Rtl
3. Pl2 + Qtz+ Czo2 + Grt_{r2} + Phg3 + Chl2 + Sph + Cal + Qtz + Py
4. Chl3 + Qtz + Pl3

Minerálne asociácie 1. skupiny sú rovnaké ako má metasemipelit v chloritovo-biotitovej zóne z Dobšinej (Radvanec, 1992).

Druhá skupina (vzorka 1, 2, 3, 4, 7)

1. Pl1 + Qtz + Ep1 + Grt_c + Phg1 + Bt1 + Chl1 + Ap + Ilm + Rtl
2. Pl2 + Qtz + Czo1 + Hbl + Grt_r + Phg2 + Chl2 + Bt2 + Ilm + Rtl + C
3. Czo2 + Qtz + Phg3 + Chl2 + Sph + Cal + Qtz + Py
4. Chl3 + Qtz + Pl3

Druhá skupina má všetky charakteristiky biotitovej zóny, ktorú pre metasemipelit z Rudnian zistil Radvanec (1992).

V obidvoch skupinách metasemipelitu vznikli prvé dve minerálne asociácie v prográdnej vetve metamorfózy staršej metamorfnej udalosti (M1). Minerálne asociácie 3 reprezentujú jej retrográdnu vetvu. Asociácie 4 charakterizujú časovo oddelený metamorfný proces (M2), ktorý je na asociáciu 1, 2 a 3 naložený.

Fázové rovnováhy (P-T-x) a interpretácia genézy metasemipelitu

Vstupné podmienky programu Geocalc

Metamorfózu sme študovali na metasemipelite, ktorý mal pred metamorfózou rovnaké zloženie na rozličných miestach. To nám umožnilo študovať rozličné metamorfogénne minerálne asociácie, ktoré vznikli z rovnakého protolitu len v závislosti od zmeny P-T-x podmienok metamorfózy. Fázové rovnováhy (P-T-x) a vznik metamorfogénnych minerálnych asociácií sme modelovali podľa výpočtov priebehu výmenných reakcií, keď sme menili podiel molárneho zlomku $X(CO_2)$ v závisloti od tlaku a teploty podľa programu Geocalc (Berman, 1987). Vstupné podmienky modelovania a výpočtu boli:

1. Prvková asociácia Si, Ca, Fe, Mg, Ti, Na, Al, (K) O, H a C, ktorú sme odvodili od chemického zloženia minerálov (tab. 3).

2. Minerálna asociácia, ktorú sme v metasemipelite zistili (tab. 2, 3). Vo vstupnej podmienke programu Geocalc sú to koncové členy: albit, almandín (v reakciách sme ho označili Grt), kalcit, klinozoisit, zoisit, muskovit (Phg), hematit, ilmenit, a-kremeň, rutil, titanit, flogopit, pyknochlorit (Chl), tremolit (Hbl), CO_2, H_2O. Pretože biela sľuda (muskovit) obsahuje MgO, pokladáme ju za fengit (tab. 3). Vo výpočte fázových reakcií sme použili aktivitu muskovitu, lebo Geocalc nemá fengit ako koncový člen a chemické zloženie fengitu je blízke muskovitu (tab. 3).

3. Zloženie fluidnej fázy CO_2 + H_2O v pomere 0,4:0,6, ktorej pomer sme odvodili od pomeru CO_2 a H_2O vo fluidných inklúziách (Radvancová, 1991).

Výsledky modelovania sú v diagrame P-T, P-$X(CO_2)$ a T-$X(CO_2)$ (obr. 12-14).

Interpretácia P-T-x podmienok metamorfózy metasemipelitu, odvodená od zloženia granátu

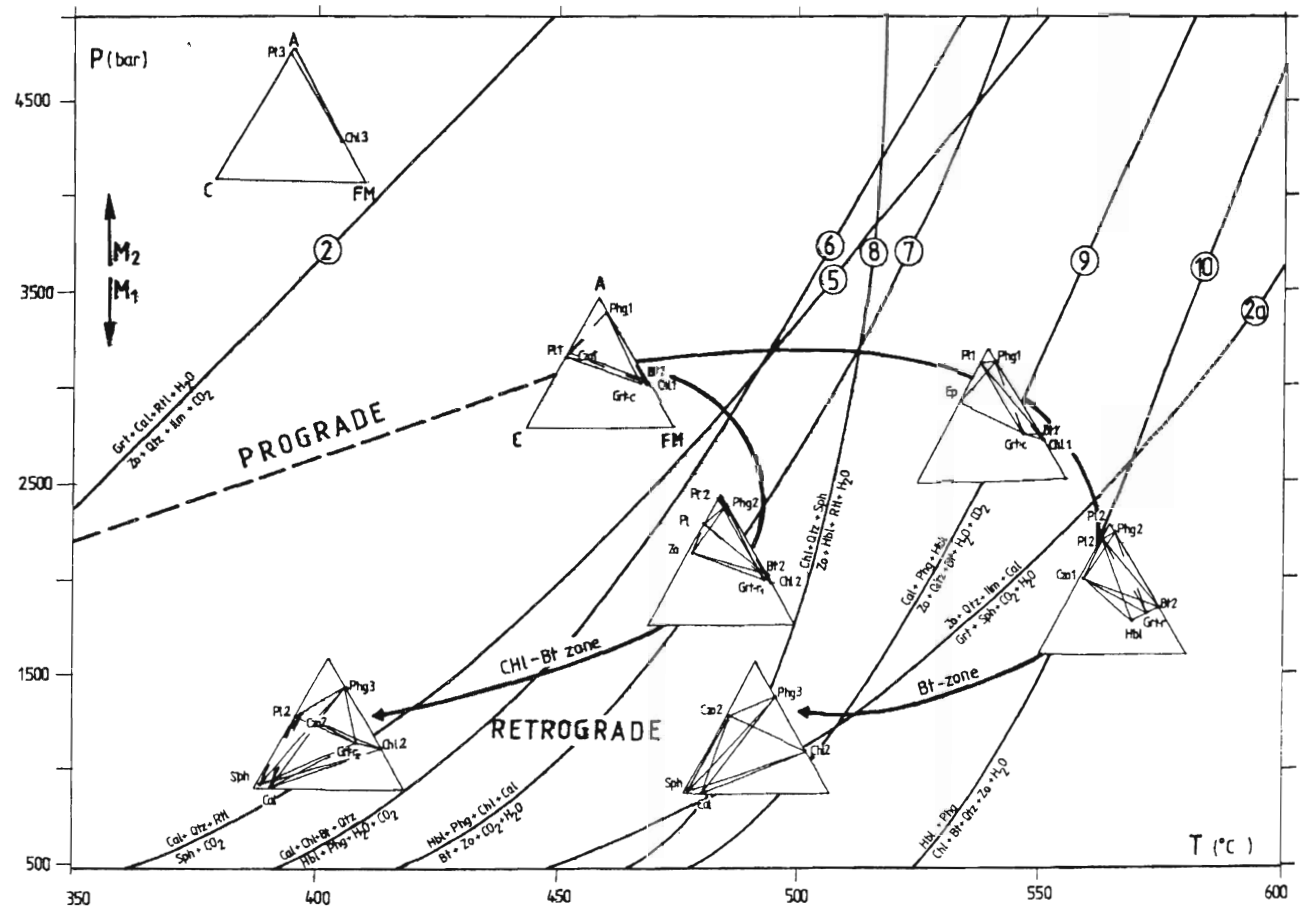
Zmenu a stav P-T podmienok metamorfózy v metamorfovanej hornine spoľahlivo zaznamenáva absencia alebo vznik granátu. Granát, ktorý má vysoký obsah Fe (almandín) a kryštalizoval v petrogenetickej mriežke KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 -SiO_2 - H_2O), má pri nízkom tlaku (pod 3 kbar) a v minerálnej asociácii granát + chlorit+biotit hodnotu pomeru Fe/(Fe+Mg) 0,77 - 0,9. Vo vysokotlakovej metamorfóze má granát v tomto systéme hodnotu Fe/(Fe+Mg) pod 0,77 (Spear a Cheney, 1989). Toto zistenie sme použili ako informačné kritérium pri interpretácii P-T podmienok metamorfózy metasemipelitu.

Granát z metasemipelitu v chloritovo-biotitovej zóne (vzorka 5) má hodnotu pomeru Fe/(Fe+Mg) = 0,774 - - 0,899. Hodnota pomeru v biotitovej zóne (vzorky 1 a 7) je 0,807 - 0,894, z čoho vychodí, že obidva typy granátu vznikli v tlakových podmienkach pod 3 kbar (tab. 3). Podobné hodnoty rovnováhy granátu a chloritu v poli stability andaluzitu pre granát uvádza aj Grambling (1990).

Teplotu kryštalizácie granátu v metasemipelite sme odhadli podľa obsahu Xspes. Pritom sme vzali do ohľadu efekt MnO (CaO) na stabilitu dvojice granát + chlorit (Spear a Cheney, 1989; Wang a Spear, 1991; Grambling, 1990). Podľa tohto teplotného modelu kryštalizácie vznikol granát v Chl-Bt zóne (vzorka 5) pri teplote 450 - 460 °C (Xsps = 0,104 - 0,185) a v Bt zóne (vzorka 1, 7) pri 500 - 530 °C (Xsps = 0,035 - 0,067). Stabilita ostatných s granátom súčasne kryštalizujúcich minerálov v P-T poli stability granátu a chloritu potvrdzuje odvodené teploty kryštalizácie (obr. 12).

Oveľa presnejší výsledok P-T-x podmienok vzniku granátu sme zistili výpočtom fázových rovnováh podľa programu Geocalc (Berman, 1987). Stred granátu pre celú oblasť Rudnian opisujeme modelovou reakciou 2 a 2a a vznik jeho okraja v Chl-Bt zóne (rim2, vzorka 5) reakciou 3. Tieto tri reakcie prebiehali aj pri vzniku stredu a okraja Grt v chloritovo-biotitovej zóne metamorfózy v dobšinskom metasemipelite (rulovo-amfibolitový komplex; Radvanec, 1992). Okraj granátu vo vzorke 5 z Rudnian (rim2) vznikol ako rovnaký okraj granátu z Dobšinej. Nepatrné rozdiely sú len v hmotovej bilancii katiónov rovnakej reakcie 3 (l. c.). Z porovnania dvoch lokalít sa dá usúdiť, že v Chl-Bt zóne bol proces vzniku tenkého okraja Grt s vysokým obsahom CaO regionálny (obr. 3).

Kryštalizácia celého zrna granátu v Bt zóne (vzorka 1 a 7) prebiehala podľa reakcie 2a pri vyššej teplote a ne-



Obr. 12. Priebeh stabilných fázových reakcií, ktoré spôsobili vznik minerálnych asociácií metasemipelitu Rudňan v P-T diagrame. Rôzne štádiá súčasne kryštalizujúcich minerálnych asociácií sú znázornené v diagrame A-C-FM na hraniciach fázových reakcií, vypočítaných podľa programu Geocalc (Berman, 1987). M1 - staršia variská metamorfóza, ktorá má prográdnu a retrográdnu vetvu. M2 - mladšia a časovo oddelená alpínska metamorfóza. Čísla sú priradené reakciám v texte.

Fig. 12. Stable phase reactions generating mineral assemblages in meta-semipelite from Rudňany in P-T diagram. Several stages of contemporaneously crystallising minerals are plotted into A-C-FM diagram along the phase reaction boundaries using results of Geocalc routine (Berman, 1987). M1 - older(Variscan) metamorphic event with prograde and retrograde paths, M2 - younger (Alpine) metamorphic event divided by time span from the older. Numbers reflect phase reactions in the text.

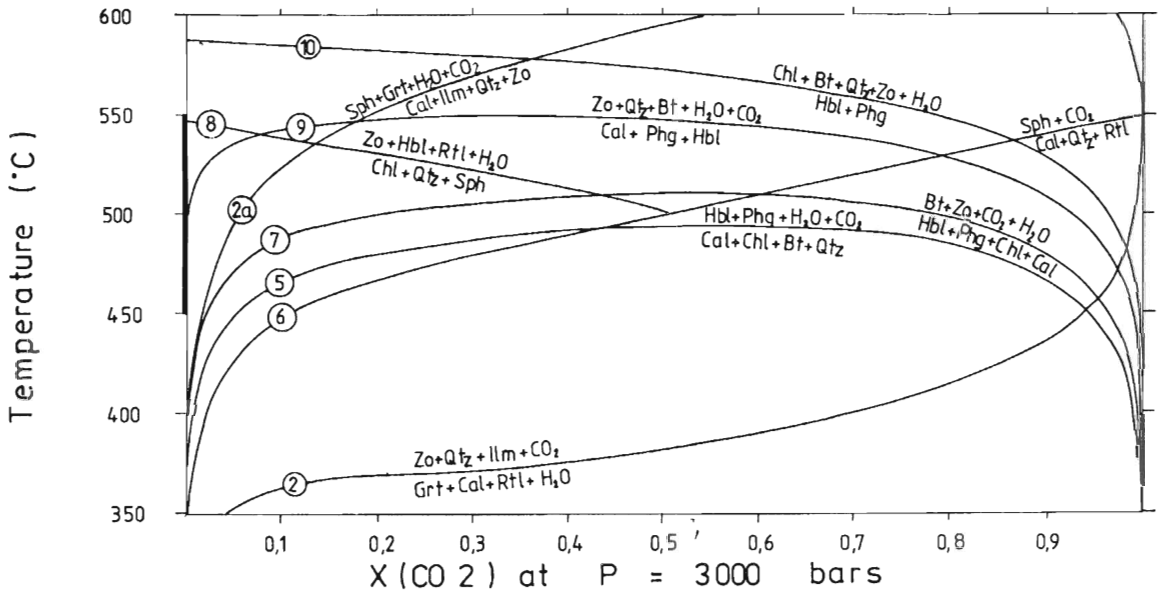
patrne nižšom tlaku ako kryštalizácia stredu granátu v Chl-Bt zóne (obr. 12). Vznik granátu v rudnianskom rudnom poli charakterizuje reakcia 2 a 2a, ktorých priebeh podľa vypočítaných charakteristík P-T a $X(CO_2)$ opisuje dve samostatné štádiá vzniku granátu. V nižšieteplotnom intervale (360 - 420 °C) kryštalizoval zonálny granát v celom rozsahu $X(CO_2)$ (Chl-Bt zóna, obr. 13). Tento granát kryštalizoval v závislosti od zvyšovania podielu CO_2 vo fluidnej fáze v režime mierneho rastu teploty (obr. 13). Druhé vyššieteplotné štádium kryštalizácie granátu (T = 470 - 550 °C) prebiehalo podľa vypočítanej reakcie 2a pri nízkej hodnote molárneho zlomku $X(CO_2)$ = 0,1 - - 0,4 (obr. 13; Bt zóna). Obidve štádiá vzniku „dvoch Grt" pri rôznych P-T-x podmienkach sme v rudnianskom metasemipelite reálne identifikovali a chemickými analýzami potvrdili (obr. 3, 4, 5; tab. 3).

Vonkajší okraj Grt (rim2, obr. 3) kryštalizoval v Chl-Bt zóne v retrográdnej vetve metamorfózy po kryštalizácii

$$2Zo + 3_aQtz + 9Ilm + 4CO_2 = 3Grt_{Alm} + 4Cal + 9Rtl + H_2O \quad (2)$$
$$P = 2,5 - 4\ Kb,\ T = 360 - 420\ °C \quad (core)$$

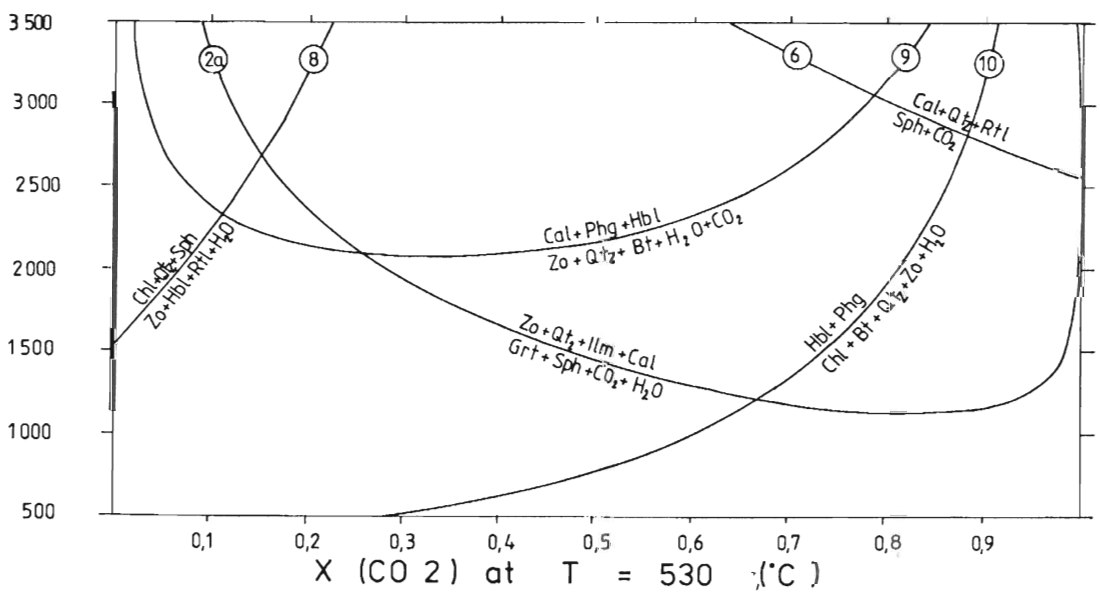
$$2Zo + 12_aQtz + 9Ilm + 5Cal = 3Grt_{Alm} + 9Sph + 5CO_2 + H_2O \quad (2a)$$
$$P = 0,5 - 3,5\ Kb,\ T = 450 - 600\ °C \quad (core)$$

$$Fe_2Mg_{0,6}Mn_{0,3}Ca_{0,1}Al_2Si_3O_{12} + 0,8\ Ca(HCO_3)_2 + 0,2\ Mn(HCO_3)_2 \rightarrow Fe_{1,6}Mg_{0,2}Mn_{0,5}Ca_{0,9}Al_2Si_{12} + 0,4\ Mg^{2+} + 0,4\ Fe^{2+} + 2\ HCO_3^- \quad (3)$$
$$(Grt_c) \quad \text{fluidná fáza} \quad (Grt_{r2}) \quad (Chl2) \quad \text{fluid. f}$$



Obr. 13. Vzťah zmeny molárneho zlomku $X(CO_2)$ a teploty pri konštantnom tlaku 3 kbar pre výmenné reakcie v metasemipelite z Rudnian. Hrubá čiara zvýrazňuje optimálny teplotný interval. Reakcie sú podľa čísel uvedené v texte.

Fig. 13. Relations between changes in molar share of $X(CO_2)$ and temperature under constant pressure of 3 kbar for exchange reactions in meta-semipelite from Rudňany. Thick line indicates optimum temperature interval. Phase reactions are numbered as in the text.



Obr. 14. Vzťah molárneho zlomku $X(CO_2)$ a vypočítaného optimálneho tlaku pri konštantnej teplote T = 530 °C pre výmenné reakcie v metasemipelite z Rudnian. Hrubá čiara zvýrazňuje optimálny tlakový interval. Presné reakcie sú podľa čísel uvedené v texte.

Fig. 14. Relations between changes in molar share of $X(CO_2)$ and calculated optimum pressure at constant temperature of T = 530 °C for exchange reactions in meta-semipelite from Rudňany. Thick line indicates optimum pressure interval, phase reaction numbering as in the text.

podstatnej časti asociácie biotit + chlorit (obr. 3). Dôvody sme už uviedli. Biotit a chlorit teda patria medzi minerály, ktoré kryštalizovali pri najvyššej teplote, a to je hlavný dôvod, prečo sme túto vetvu nazvali chloritovo-biotitovou zónou (obr. 12). Táto zóna má rovnaké P-T charakteristiky a minerálne asociácie ako chloritovo-biotitová zóna z metasemipelitu od Dobšinej (Radvanec, 1992).

Interpretácia ostatných P-T-x fázových reakcií v metasemipelite

Vznik chloritu a biotitu dvoch kritických minerálov v metasemipelite Chl-Bt zóny opisujeme modelovou reakciou 4. Táto reakcia prebiehala pri rovnakých P-T podmienkach ako reakcia 2 a 2a. V Chl-Bt zóne prebiehala

reakcia pri teplote do 500 °C a v Bt zóne pri 520 - 550 °C. V priebehu reakcie klesá obsah chloritu v hornine v závislosti od zvyšujúcej sa teploty.

$$3Phg(Ms) + Chl = 3Bt + 7\ aQtz + 4Al_2Fe_{-1}Si_{-1} + 4H_2O \quad (4)$$
(Phg, Ms, Chl, Bt)

Výsledkom reakcie 4 v Bt zóne je minerálna asociácia chlorit+biotit až samostatný biotit, ktorý vzniká až v oblasti teploty 550 °C za hranicou stability chloritu. Miyashiro a Shido (1985) touto reakciou opísali vznik biotitu v biotitovej zóne a Wang et al. (1986) pomocou nej definovali biotitovú izográdu nízkotlakovej metamorfózy v Japonsku. Pattison (1987) konštatuje, že reakcia 4 prebiehala v oblasti Dalradianu aj pred Bt izográdou. Tieto zistenia súhlasia s výsledkami nášho štúdia, keď reakcia 4 prebiehala v rámci reakcií subsystému A-C-FM od chloritovo-biotitovej až po biotitovú zónu. V týchto zónach prebiehali aj ďalšie vypočítané reakcie, ktoré viedli k vzniku titanitu, hornblendu, biotitu a i. (obr. 12):

$$Cal + aQtz + Rtl = Sph + CO_2$$
$$P = 0,5 - 4,5\ Kb,\ T = 360 - 550\ °C \quad (5)$$

$$16Cal + 5Chl + 5Bt_{Phl} + 49_aQtz = 8Hbl_{Tr} + 5Phg + 12H_2O + CO_2$$
$$P = 0,5 - 4\ Kb,\ T = 390 - 500\ °C \quad (6)$$

$$3Hbl_{Tr} + 15Phg + 6Chl + 22\ Cal = 15Bt_{Phl} + 14Zo + 22CO_2 + 20H_2O$$
$$P = 0,5 - 4\ Kb,\ T = 420 - 530\ °C \quad (7)$$

$$3Chl + 11_aQtz + 10Sph = 2Zo + 3Hbl_{Tr} + 10Rtl + 8H_2O$$
$$P = 0,5 - 3,5\ Kb,\ T = 470 - 520\ °C \quad (8)$$

$$2Cal + 15Phg + 9Hbl_{Tr} = 10Zo + 42_aQtz + 15Bt_{Phl} + 4H_2O + 2CO_2$$
$$P = 0,5 - 4\ Kb,\ T = 480 - 560\ °C \quad (9)$$

$$16Hbl_{Tr} + 25Phg = Chl + 25Bt_{Phl} + 77_aQtz + 16Zo + 4H_2O$$
$$P = 0,5 - 4\ Kb,\ T = 530 - 590\ °C \quad (10)$$

Priebeh reakcie 2 - 10 pri konštantnom tlaku 3 Kb a v závislosti od zmeny $X(CO_2)$ je optimálny pri 350 - 580 °C (obr. 13).

Významnou kvalitatívnou zmenou v metasemipelite chloritovo-biotitovej až biotitovej zóny komplexu bol vznik amfibolu (hornblendu - tremolitu), ktorý kryštalizoval pod kontrolou reakcie 6 - 10. Reakcie prebiehali pri nízkom tlaku na hranici fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie, keď sa so zvyšovaním teploty metamorfózy zvyšuje podiel MgFe-1 alebo TK (tab. 3). TK vyjadruje vzťahy Al^{VI}, Cr a Ti v tschermakovej substitúcii (Laird in Bailey, 1988).

Modelové reakcie 7, 8, 9 a 10 dobre opisujú vznik asociácie Hbl+Zo(Czo) na hranici stability chloritu (vzorka 1, 2, 4, 7, 8) (obr. 12). Kryštalizácia Hbl+Czo (Zo, Ep) spolu s Grt+Phg2+Pl2+ Bt2 je však v tejto vetve už mimo poľa stability chloritu (reakcia 9). Táto minerálna asociácia charakterizuje najvyššie teplotné prepracovanie metasemipelitu a vznik Bt2 v teplotnom vrchole metamorfózy charakterizuje rudniansku vetvu ako celok, a preto sme vetvu v súlade so štúdiom Radvanca (1992) nazvali biotitovou zónou.

Kryštalizácia vyššieteplotných asociácií Grt+Sph, Bt+Zo a Hbl+Phg (reakcia 2a, 9 a 10, obr. 12 a 13) prebiehala optimálne pri poklese tlaku regionálnej metamorfózy z 3 Kb do oblasti 1,2 - 2,4 Kb. Indikuje to priebeh kriviek v diagrame P - $X(CO_2)$, keď kryštalizáciu týchto asociácií výrazne kontroluje zvýšený podiel $X(CO_2)$ vo fluidnej fáze pri konštantnom tlaku (obr. 14).

Premena Bt+(Zo-Ep)+Chl+Qtz+Cal v metasemipelite na Ca amfibol alebo na Ca-Amf + Pl v rulovo-amfibolitovom komplexe charakterizuje premenu podmienok fácie zelených bridlíc na amfibolitovú fáciu v súlade so štúdiom Miyashira (1958), Harteho a Grahama (1975), Holanda a Richardsona (1979), Radvanca (1992) a i. Podľa vypočítanej fázovej reakcie 10 táto premena nastala v teplotnom intervale 530 -- 580 °C (obr. 12, 13). Je to reakcia, pri ktorej vznikla fázová rovnováha Hbl + Phg = Chl + Bt + Qtz + Zo + H_2O. A to je najvyššieteplotná fázová zmena v študovanom metasemipelite (obr. 12). Priebeh tejto reakcie v P-T diagrame vyjadruje z hľadiska teploty spodnú hranicu stability Hbl+Phg (obr. 12, 13, 14). Minerálna asociácia Hbl + Phg, ktorú sme v metasemipelite s Hbl reálne zistili (tab. 1, 2) v Bt zóne metamorfózy, je stabilná po svojom vzniku aj pri teplote nad 550 °C. Asociácia Hbl + Phg je stabilná až po cummingtonitovú zónu metamorfózy študovaného metasemipelitu, ktorú v oblasti Klátova identifikoval Radvanec (1992). Cummingtonitová zóna vznikla v tlakovom poli Chl-Bt zóny a Bt zóny pri tlaku P = 2,5 - 1 kbar a teplote T = 650 °C (l. c.). Túto najvyššieteplotnú zónu metamorfózy semipelitu sme v severnej časti rudnianskeho rudného poľa nezistili. Z uvedeného vychodí, že teplotný interval biotitovej zóny je ohraničený na spodnej hranici teplotou 550 - 560 °C (obr. 12) a vrchnú hranicu teploty podľa Radvanca (1992) určuje fázová reakcia vzniku Hbl+Cum v oblasti teploty do 650 °C. V tomto teplotnom intervale teda možno uvažovať o biotitovej zóne metamorfózy semipelitu gemerika.

Metamorfný systém bol počas premeny v Chl-Bt zóne a v Bt zóne pre fluidnú fázu H_2O a CO_2 otvorený. Fluidná fáza tvorí významnú súčasť metamorfnej reakcie 2 až 10 a okrem nej je pre priebeh týchto reakcií veľmi významný podiel karbonátovej zložky (kalcitu). Karbonát vstupuje do výmenných reakcií z protolitu a zároveň je ich produktom, čo je charakteristické pre oblasť prechodu fácie zelených bridlíc do amfibolitovej fácie v otvorenom systéme pre fluidnú fázu.

Pokles obsahu Ca pri metamorfóze semipelitu až po jej teplotný vrchol zaznamenal plagioklas, v ktorom sa v tejto závislosti znižuje hodnota X_{an}. V teplotnom vrchole metamorfózy sa táto hodnota znížila v obidvoch zónach. V chloritovo-biotitovej zóne klesá X_{an} z oblasti oligoklasu do oblasti albitu. V biotitovej zóne sme túto závislosť zistili v oblasti X_{an} albitu (obr. 2). Pokles obsahu Ca v plagioklase metasemipelitu sme zistili aj medzi obidvoma zónami metamorfózy. Najvyšší pokles obsahu Ca v hornine zaznamenal plagioklas medzi chloritovo-biotitovou zónou a biotitovou zónou, keď sa hodnota X_{an} = 0,175 - 0,263 v Chl-Bt zóne znížila na X_{an} = 0,071 - 0,02 v Bt zóne (obr. 2, tab. 3).

Najvyšší obsah Ca v plagioklase má oligoklas (X_{an} = 0,263) pred vrcholom metamorfózy v prográdnej

vetve chloritovo-biotitovej zóny, keď sa v takýchto P-T podmienkach začala v semipelite oddeľovať fluidná fáza. Pokles obsahu Ca v plagioklase tu vo vrchole metamorfózy zaznamenal albit, ktorý vznikol v leme porfyroblastu Pl1. Na začiatku retrográdnej vetvy Chl-Bt zóny v matrixe opäť lokálne kryštalizoval oligoklas, ale aj Ca okraj Grt (rim 2), pravdepodobne preto, že Ca^+ vo fluidnej fáze a aktivita Ca^+ iónov v pevnej fáze (plagioklas) boli v takýchto podmienkach metamorfózy v relatívnej rovnováhe (T = 400 - 450 °C, P = 2 kbar). Zmena X_{an} z oblasti oligoklasu do oblasti albitu v závislosti od zvyšujúcej sa teploty metamorfózy indikuje, že sa podstatné množstvo Ca pred metamorfózou v semipelite viazalo na karbonáty a z nich sa reakciou 2, 2a, 5, 6, 7, 9 mobilizovalo. Časť obsahu Ca sa po kryštalizácii viazala vo výmenných reakciách na silikáty (Pl, Zo - Ep, Ap, Grt), ale Ca sa mobilizoval hlavne do fluidnej fázy, ktorá ho z kryštalizačného systému odnášala.

Postupnosť kryštalizácie Ca-amfibolu, +Ca až -Ca plagioklasu a asociácie Zo+C v závislosti od celkovej bilancie Ca, Fe a od teploty metamorfózy priamo poukazuje na to, že semipelit v prográdnej vetve metamorfózy postupne strácal obsah Ca a Fe+Mg±Mn. Mobilizované Ca, Mn, Fe sa prednostne viazalo na fluidnú fázu (H_2O+CO_2) uvoľnenú metamorfnými reakciami. Vznik časti uvoľneného CO_2 ilustruje reakcia 1. Z fluidnej fázy potom v retrográdnej vetve metamorfózy na inom mieste metamorfitu kryštalizoval karbonát a Fe, Mn±Mg kalcit. Ich kryštalizácia závisí od teploty metamorfózy a limituje ju teplota 450 °C. Na hranici 400 °C v chloritovo-biotitovej zóne v interakcii s touto fluidnou fázou kryštalizoval vonkajší okraj Grt (rim2). Je to pravdepodobne vrchná hranica teploty, pri ktorej sa Ca a Mn v tomto systéme kryštalizácie ešte môžu viazať na granát. V granáte z biotitovej zóny sme okraj s vysokým obsahom Ca+Mn nezistili pravdepodobne preto, že pri vyššej teplote (450 °C) už Ca+Mn z fluidnej fázy nereaguje s kryštalizujúcim okrajom Grt, aj keď fluidná fáza Ca+Mn obsahuje. V takýchto retrográdnych vyššieteplotných podmienkach biotitovej zóny kryštalizoval z fluidnej fázy titanit (obr. 12).

Retrográdnu vetvu biotitovej zóny metamorfózy opisuje modelová reakcia 11 (Ferry, 1983) a minerálna asociácia Phg3+Chl2+Ep2+Sph+Cal (obr. 12).

$$\text{Ca-Amf} + \text{Ca-Pl} + H_2O + CO_2 \rightarrow \text{Chl} + \text{Cal} + \text{Qtz} + \text{Interm.Pl} \quad (11)$$

Retrográdnu vetvu chloritovo-biotitovej zóny charakterizuje modelová reakcia 12 (l. c.) a minerálna asociácia Chl2+Phg3+Pl2+Czo+Sph+Cal (obr. 12).

$$\text{Chl} + 2{,}697\ \text{Bt} + 10{,}061\ \text{Cal} + 10{,}061\ CO_2 + 0{,}79\ \text{NaCl} \rightarrow 2{,}668\ \text{Phg-Ms} + 0{,}19\ \text{Ilm} + 10{,}061\ \text{Ank} + 1{,}803\ \text{Qtz} + 3{,}990\ H_20 + 0{,}079\ \text{HCl} \quad (12)$$

Priebeh retrográdnej reakcie 11 a 12 závisí od celkového zloženia horniny a od zloženia fluidnej fázy v otvorenom systéme (Ferry, 1983).

Dehydratačné reakcie v prográdnej vetve metamorfózy, mobilizácia Fe-Mn-Ti z oxidov (Mn-Ilm, Fe-Rtl) a Ca+Fe+Mn±Mg zo semipelitu dokazujú, že uvoľnená fluidná fáza metamorfitu (H_2O+CO_2) prenášala prvky a pri poklese teploty v retrográdnej vetve bola aj zdrojom prvkov pre kryštalizáciu Fe+Mn±Mg karbonátov a Ca silikátov (Sph, Grtr2). Z hľadiska metalogenézy gemerika to znamená, že fluidná fáza, ktorá mala zloženie $Fe+Mg+Mn+H_2O+CO_2$ a generovala sa počas prográgnej vetvy metamorfózy, bola z hľadiska metalogenetického modelu reálnym zdrojom žilnej sideritovej mineralizácie.

Prográdno-retrográdna vetva metamorfózy, vyjadrená reakciou 1 až 12, charakterizuje starší a spojitý proces premeny (M1) semipelitu na časť rulovo-amfibolitového komplexu gemerika (obr. 12).

Vo všetkých študovaných vzorkách sme zistili aj prejavy mladšieho metamorfného procesu (M2), ktorý zmenil minerálne asociácie staršieho procesu, a to pri vyššom tlaku (okolo 4 kbar) a nižšej teplote (350 - 400 °C) v podmienkach chloritovej zóny metamorfózy. Pod vplyvom nových P-T podmienok metamorfózy v pôvodne metamorfovanom metasemipelite vznikla minerálna asociácia Chl+Pl+Qtz. Chlorit z nej vznikol pri vyššom tlaku ako chlorit zo staršieho metamorfného systému (obr. 12).

Z hľadiska množstva zmeneného objemu starších minerálnych asociácií v metasemipelite nemala mladšia metamorfóza na študovaný metasemipelit podstatný vplyv. Podľa podmienok premeny starších minerálnych asociácií a vzniku nových minerálnych asociácií je mladší metamorfný proces retrográdny (obr. 12).

Záver

Metamorfnú zonálnosť a P-T-x podmienky metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu gemerika sme charakterizovali na vzorkách metasemipelitu v severnej časti rudnianskeho rudného poľa, v oblasti medzi sideritovou žilou Severná a Matej, Jakub. Na štúdium sme vybrali litotyp, ktorý mal pred metamorfózou na každej lokalite rovnakú litostratigrafickú pozíciu a rovnaké modálne minerálne zloženie protolitu. Litotyp sme nazvali semipelitom, pretože okrem podstatnej časti pelitickej zložky ± karbonát obsahoval aj vulkanickú zložku (tholeiitový bazalt). Ďalšou podmienkou bolo, aby metalitotyp obsahoval grafit(?) + ilmenit + rutil + titanit + kalcit + apatit. Výber metasemipelitu bol zárukou, že skúmame rovnaký kryštalizačný systém v celom priestore rozšírenia rulovo-amfibolitového komplexu na S rudného poľa.

Z mineralogickej a petrologickej analýzy sme zistili, že semipelit bol v celom skúmanom území polyfázovo a regionálne metamorfovaný. Starší metamorfný proces (M1) bol spojitý a má prográdnu a retrográdnu vetvu. Mladší metamorfný proces (M2) čiastočne premenil minerálne asociácie staršieho procesu a dosiahol úroveň chloritovej zóny. Ďalej sme zistili, že teleso metasemipelitu má dve zóny metamorfózy. Podľa výpočtov P-T-x fázovej reakcie 1 až 12 má vo vrchole staršej metamorfózy nižšieteplotná chloritovo-biotitová zóna hodnotu T = 530 - 460 °C a P = 3 - 1 kbar. Vyššieteplotná biotitová zóna vzniká fá-

zovými reakciami na spodnej teplotnej hranici T = 530 - - 580 °C pri rovnakom tlaku P = 3 - 1 kbar. Vrchný teplotný interval stability kritických minerálov Bt zóny je otvorený do hranice teploty T = 650 °C, keď v oblasti tejto teploty vzniká minerálna asociácia cummingtonitovej zóny. V študovanej oblasti sme Cum zónu nezistili.

V chloritovo-biotitovej zóne sme našli minerálne asociácie, ktoré vznikli v časovej postupnosti. V prográdnej vetve staršej metamorfózy M1 kryštalizovala asociácia Pl + Qtz + Zo(Czo) +Grt_c + Phg + Bt + Chl+Ap+Ilm+Rtl +Grafit(?). V jej retrográdnej vetve vznikla minerálna asociácia Pl + Qtz + Czo + Grt_r + Phg + Chl + Sph + + Cal +Py a v mladšom metamorfnom režime M2 Chl + Qtz+Pl(?).

Rudniansky metasemipelit v biotitovej zóne charakterizuje v prográdnej vetve M1 minerálna asociácia Pl + Qtz+ + Ep(Czo) +Grt+Hbl+Phg+Bt+Chl+Ap+Ilm+Rtl+Grafit(?). Jej retrográdna vetva má minerálnu asociáciu Czo+Qtz+Phg+Chl+Sph+Cal+Py. Mladší metamorfný proces M2 charakterizuje minerálna asociácia Chl+Qtz+Pl(?).

Mladšia, časovo oddelená metamorfóza bola vyššietlaková (okolo 4 kbar) a nižšieteplotná (T = 350 - 400 °C).

Všetky metamorfné reakcie v obidvoch metamorfózach prebehli v rámci systému kryštalizácie CaNKFMASCHTO.

V prográdnej vetve staršej metamorfózy nenastal systematický úbytok obsahu Ca a Fe±Mn±Mg z postupne metamorfovaného protolitu. Vo fluidnej fáze, ktorá obsahovala CO_2, H_2O a (H_2S), bolo Ca a Fe±Mn±Mg prenášané a pri cca 400 °C v retrográdnej vetve metamorfózy z fluidnej fázy kryštalizovali Fe, Mn karbonáty a v teplotnom intervale T = 400 až 500 °C vznikol titanit. Starší metamorfný systém (M1) bol z hľadiska stavu fluidnej fázy v otvorenom režime. Predpokladáme, že mladší metamorfný systém (M2) bol takisto v otvorenom režime pre fluidnú fázu, ktorá okrem H_2O obsahovala aj NaCl.

Úbytok Ca a Fe±Mn±Mg počas dehydratačných metamorfných reakcií silikátového systému CaNKFMASCHTO v prográdnej vetve staršej metamorfózy dokazuje, že metasemipelit bol zdrojom fluíd, ktoré v gemeriku spôsobili vznik sideritovej-karbonátovej mineralizácie.

Metamorfóza (M1) je variská a metamorfóza (M2) alpínska.

Literatúra

Bailey, S. W. 1987: Micas. *Rev. Mineralogy, 13, 401 - 423.*

Bailey, S. W. 1988: Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). *Rev. Mineralogy, 19, 406 - 453.*

Banno, S., Sakai, CH. & Higashino, T. 1986: Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos, 19, 51 - 63.*

Bartalský, B. & Radvanec, M. 1993: Relations between minerals of the Fe-Zn-As-S and Fe-Ti-Mn-O element association in condition of regional metamorphism, Rožňava-Turecká Ore Field, Spiš - Gemer Ore Mts., Eastern Slovakia. *Mineralia slov., 25, 437 - 450.*

Berman, R. G. 1987: Geocalc. Software of The University of British Columbia. *Vancouver, Canada VGT 2B4.*

Brown, E. H. 1977: The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrology, 18, 53 - 72.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. 1985: Rudnianské rudné pole. *Veda, Bratislava, 78 - 104.*

Dianiška, J. & Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov., 11, 5, 405 - 425.*

Ferry, J. M. 1983: Applications of the reaction process variable in metamorphic petrology. *J. Petrology. 24, 343 - 376.*

Ferry, J. M. 1986: Reviews in Mineralogy. Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. *Mineral. soc. Amer., 355 - 394.*

Gonda, S., Fabián, M., Hrušovský, S. & Radvanec, M. 1993: Rudňany-Matej žila VP komplexné Fe, Cu rudy. [Záverečná správa.] *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 70.*

Goodge, J. W. 1989: Polyphase metamorphic evolution of a late Triassic subduction complex, Klamath Mountains, Northen California. *Amer. J. Sci., 289, 874 - 943.*

Grambling, J. A. 1990: Internally-consistent geothermometri and H_2O barometry metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz. *Contrib. Mineral Petrology, 105, 617 - 628.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum-segment riftogenného bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P. & Kucharič, Ľ., 1985: Čiastková záverečná správa SGR-Geofyzika-VP-rudy, nerudy. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. & Kucharič, Ľ. 1989: Čiastková záverečná správa-SGR-Geofyzika-VP-rudy, nerudy. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Harte, B. & Graham, C. M. 1975: The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *J. Petrology, 16, 347 - 370.*

Holland, T. J. B. & Richardson, S. W. 1979: Amphibole zonation in Metabasites as a Guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrology, 70, 143 - 148.*

Hovorka, D., Mihalov, J. & Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. *Mineralia slov., 11, 6, 481 - 507.*

Hovorka, D. & Spišiak, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Ruňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Mineralia slov., 13, 6, 509 - 525.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J. 1984: Nappe with the amphibolite metamorphites in the Inner Western Carpatians - its position, orgin and interpretations. *Mineralia slov., 16, 1, 73 - 86.*

Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Meta-ultrabasites in the paleozoic of the inner western carpatians: Implications for the reconstructions of the tectonic evolutions in this region. *Ofioliti, 10 (2/3), 317 - 328.*

Hurný, J. 1982: Záverečná správa Rudňany-špeciálne práce, komplexné Fe, Cu rudy (Petrografická a petrochemická charakteristika hornín ložiskovej oblasti Rudňany). *1 - 221.*

Laird, J. in Bailey, S. W. 1988: Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). *Rev. Mineralogy, 19, 406 - 453.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of Amphiboles. *Mineral. Mag., 42, 533 - 563.*

Mandáková, K., Drnzíková, Ľ. & Hudáček, J. 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. *Mineralia slov., 3, 11, 215 - 230.*

Miyashiro, A. 1958: Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 11, 219 - 272.*

Miyshiro, A. & Shido, F. 1985: Tshermak substitution in low-and middle-grade pelitic schists. *J. Petrology, 26, 449 - 487.*

Nakajima, T., Banno, S. & Suzuki, T. 1977: Reactions leading to the disappearence of pumpellyite in low grade metamorphic rock of the Sanbagawa metamorphic belt in Central Shikoku. *Japan. J. Petrol., 18, 263 - 284.*

Pattison, D. R. M. 1987: Variations in Mg/(Mg+Fe),F, and (Fe,Mg)SI = 2Al in pelitic minerals in the Ballachulish thermal aureole, Scotland. *Amer. Mineralogy, 72, 255 - 272.*

Popreňák, J., Grecula, P. & Mihalov, J. 1973: K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. *Mineralia slov., 5, 279 - 286.*

Pramuka, S. 1985: Dobšiná-Ni, Co rudy. Záverečná petrografická správa. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 68.*

Pramuka, S. 1985: Petrografická charakteristika hornín oblasti Zlatník-podložná žila. *Manuskript - GP, Spišská Nová Ves, 1 - 54.*

Pramuka, S. 1986: Vrt RHV-7, Rudňany-Matejovce. Čiastková petrografická správa. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 47.*

Radvanec, M. & Banno, S. 1991: Plural stages of phengite formation in central Shikoku. *J. Mineral. Petrol. Econimic Geol., 86, 179.*

Radvanec, M. 1992: Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika. *Mineralia slov., 24, 175 - 196.*

Spear, F. S. & Cheney, J. T. 1989: A petrogenetic grit for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. *Contrib. Miner. Petrology, 101, 149 - 164.*

Spišiak, J. & Hovorka, D. 1985: Dva typy granatických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika). *Mineralia slov., 17, 2, 167 - 174.*

Spišiak, J., Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Klátovská skupina-reprezentant metamorfitov amfibolitovej fácie vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, 82, 205 - 220.*

Wang, G. F., Banno, S. & Takeuchi, K. 1986: Rections to delite the biotite izograd in the Ryoke metamorphicbelt, Kii Peninsula, Japan. *Comtrib. Mineral. Petrology, 93, 9 - 17.*

Wang, P. & Spear, F. S. 1991: A fild and theoretical analysys of garnet+chlorite+chloritoid+biotite assemblages from the tri-state (MA,CT,NY) area, USA. *Contrib. Mineral. Petrology, 106, 217 - 235.*

Petrology of Gemeric gneiss-amphibolite complex on the northern margin of the Rudňany Ore Field. First part: P-T-x conditions and metamorphic zoning

Metamorphic zoning, P-T-x conditions of metamorphic phase reactions and protolith of the gneiss-amphibolite complex in Gemeric Early Paleozoic (Spiš-Gemer Ore Mts., West Carpathians) was investigated on samples from hitherto not investigated area in the north of Rudňany Ore Field between Northern, Matej and Jakub veins (Fig. 1). The lithotype selected for investigation had, before metamorphic processes, the same lithostratigraphic position in every locality and the same modal composition of protolith. This lithotype was called semipelite (Radvanec, 1992) because it contained beside significant amount of pelite ± carbonate even volcanic constituent (tholeiitic basalt, Figs. 1, 2). Another condition was that the meta-lithotype had to contain graphite (?) + ilmenite + rutile + titanite + calcite + apatite. The choose of meta-semipelite guaranteed that the same crystallisation system is under investigations in all extent of the gneiss-amphibolite complex in the north of ore field.

We found by mineralogic and petrologic analysis that semipelite was metamorphosed, in the whole area, during several phases in regional conditions. The older metamorphic process (M1) was continuous and composed of prograde and retrograde paths. The younger metamorphic process (M2) partly altered mineral parageneses of the older one reaching the level of chlorite zone (Fig. 12). Moreover two zones developed in the older metamorphism. As it appears from P-T-x phase reaction calculations 1 to 2 (Geocalc and Berman, 1978), apex values of lower temperature chlorite-biotite zone are T = 530 - 460 °C and P = 3 - - 1 kbar. The higher temperature biotite zone originates by reactions at the lower temperature boundary (T = 530 - 580 °C) and the same pressure (P = 3 - 1 kbar; Figs. 12, 13, 14). The upper temperature interval of critical mineral stabilities in the Bt zone is open till T = 650 °C, when minerals of cummingtonite zone begin to crystallise in such temperature domain. Products of cummingtonite zone were not found in the investigated area.

Mineral assemblages developed in time sequence were identified in chlorite-biotite zone. In the prograde path of older metamorphism (M1) the Pl + Qtz + Zo(Czo) + Grtc + Phg + Bt + Chl + Ap + Ilm + Rtl + Graphite (?) crystallised. In its retrograde path a mineral assemblage made of Pl + Qtz + Czo + Grtr + Phg + Chl + Sph + Cal + Py originated. Chl + Qtz + Pl(?) developed under younger metamorphic regime (M2; Figs. 2 - 11, Tab. 3). The Rudňany meta-semipelite is in biotite zone of M1 prograde path characterized by mineral paragenesis of Pl + Qtz + Ep(Czo) + Grt + Hbl + Phg + Bt + Chl + Ap + Ilm + Rtl + Graphite(?). Its retrograde path is indicated by mineral paragenesis made of Czo + Qtz + Phg + Chl + Sph + Cal + Py. The younger metamorphic process M2 produced the Chl + Qtz + Pl(?) mineral paragenesis.

The younger metamorphism separated by a time span from the older one occurred under higher pressure (about 4 kbar) and lower temperature (T = 350 - 400 °C, Fig. 12).

All metamorphic reactions in both events crystallised in a CaNKFMASCHTO system.

Systematic decrease in Ca and Fe ± Mn ± Mg content from the gradually metamorphosed protolith characterised the prograde path of older event. In the fluid phase, composed of CO_2, H_2O and H_2S, the Ca and Fe ± Mn ± Mg contents were transported and under 400 °C temperature Fe, MN carbonates and titanite crystallised in prograde path. The older metamorphic system (M1) was, in respect of its fluid phase, an open regime. We presume that also the younger event (M2) was for fluid phase containing beside H_2O even NaCl, an open system.

The decrease in Ca and Fe ± Mn ± Mg content during dehydratation metamorphic reactions of CaNKFMASCHTO silicate system proves that meta-semipelite served as source for fluids producing siderite carbonate ores in the Gemeric.

The age of (M1) is Variscan whereas the (M2) is Alpine.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 239 - 249

Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudniankeho rudného rajónu. Časť druhá: Postupnosť kryštalizácie minerálov v granite po lokálnom parciálnom tavení metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy (P = 3,5 kbar)

MARTIN RADVANEC

*GEOLOGIA, spol. s r.o., Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

Doručené 10.2.1994

Petrology of the Gemeric gneiss-amphibolite complex on the northern margin of Rudňany Ore Field. Second part: Crystallisation succession of minerals in granite after local partial anatexis of meta-semipelite in biotite zone of regional metamorphism (P = 3.5 kbar)

During metamorphic events of Variscan age (M1), partial fusion produced minimum anatectic melt of granite composition in biotite zone by metamorphism of semipelite (pelite + carbonate + organic matter + tholeiite basalt) of Early Palozoic age in the Gemeric (West Carpathians).

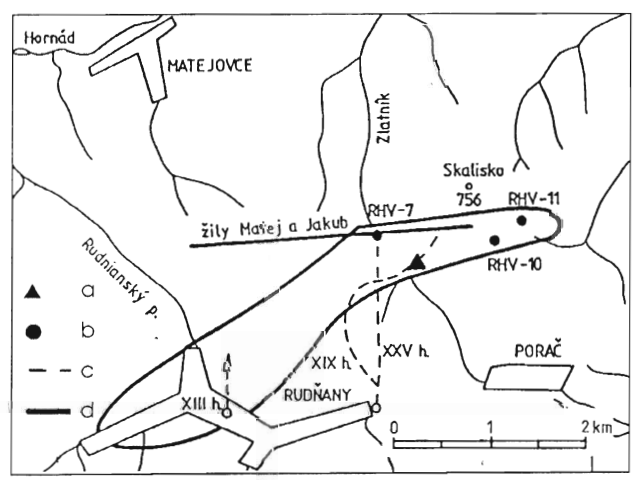
Granite melt did not differentiate and originated only in places from meta-semipelite in shape of small up to 10 cm^2 Ścrystalisation chambers. Granite mineral assemblages have petrographic crystallisation features of melt crystallisation in form of micropertitite and mirmekite textures of synchronous quartz and plagioclase crystallisation. The crystallised mineral assemblage of Pl + Qtz + Bt + Kfs + Phg + Mus + (Chl + Ep + Sph + Ccp + + Cal) originated mostly in subsolidus conditions of granite at optimum pressure of P = 1 - 2.7 kbar and optimum temperature T = 440 - 530 °C. Crystallisation was significantly influenced by CO_2 and Ca content of fluid phase. The mineral assemblage recorded only P-T-x conditions of crystallisation as well as the reactions between solid phases and fluid which occurred in granite after melt solidification. The mineral assemblage of Kfs + Pl + Sph + Ep + Qtz + Mus crystallised immediately from melt. We found that minimum melt originated in narrow pressure field of P = 3 - 3.5 kbar at temperatures between 580 - 650 °C. We presume from petrologic characteristics of granite that meta-semipelite was melted at temperatures between 640 - 650 °C. The last melt stage crystallised at the boundary of solidus temperature of T = 580 °C.

Úvod

V severnej časti výskytu žíl sideritu v rudnianskom rudnom poli v oblasti od Severnej žily až po žilu Matej a Jakub sme v biotitovej zóne metamorfózy na 19. banskom horizonte pri štúdiu metamorfózy semipelitu s amfibolom odobrali (Radvanec, 1994a) vzorku svetlej horniny s ružovým živcom veľkú cca 100 cm^2, ktorá má všetky klasifikačné znaky granitu (obr. 1, tab. 1).

Petrografický opis granitu

Podľa výsledkov makroskopického štúdia a štúdia optickými metódami granit so svojím okolím (metasemipelit s amfibolom) nevytvára nijaké kontaktné prejavy a kryštalizoval s ním v rovnováhe. Jeho minerálne zloženie tvorí plagioklas, kremeň, biotit, K živec, fengit, muskovit + (chlorit + epidot + titanit + chalkopyrit + kalcit), (tab. 2, 3). Podrobným petrografickým štúdiom sme v ňom zistili kryštalizáciu kremeňa a plagioklasu vo forme myrmekitovej štruktúry (obr. 2), ako aj kryštalizáciu plagioklasu s K živcom v podobe mikropertitu. Vznik pertitu interpretujeme ako vzájomne podmienenú kryštalizáciu dvoch nemiešateľných silikátových roztokov s obsahom Na



Obr. 1. Jediné miesto výskytu granitu veľkého 100 cm^2 v metasemipelite s amfibolom v oblasti ťažby sideritových žíl rudnianskeho rudného poľa. a - miesto odberu vzorky, b - vrty (RHV-7, 11, 10), c - priebeh banského diela, d - hranica výskytu metasemipelitu.

Fig. 1. Single sampling site of granite up to 10 cm^2 large and metapelite occurrence with amphibole in siderite mining area of the Rudňany Ore Field. a - sample, b - barren wel, c - course of annular roadway, d - field of metasemipelite.

Tab. 1. Miesto a makroskopiský opis študovaných vzoriek zo severnej časti výskytu biotitovej zóny v rudnianskom rudnom poli
Locality and macroscopic description of investigated samples from the northern part of biotite zone in the Rudňany Ore Field

Vzorka	Dielo	Metráž	Hornina
8	19. horizont prek.na sever	2020	metasem.s Hbl a granit
9	19. horizont prek. na sever	2020	granit s Kfs+Phg+Bt

Tab. 2. Postavenie minerálov v kryštalizačných štádiach granitu z parciálneho tavenia metasemipelitu v biotitovej zóne reginálnej metamorfózy v severnej časti rudnianského rudného poľa
Occurrence of minerals in granite crystallisation stages in partial melting within biotite zone of regional metamorphism in the northern part of the Rudňany Ore Field

Minerál		Vzorka					
		8. metasemipelit s Hbl na kontakte s granitom	9. granit				Modálne zloženie granitu
			taveninové štádium	štádium subsolida a solida			
Hornblend	Hbl	.....					
Ilmenit	Ilm	.....					
Hematit	Hem	.....					
Apatit	Ap	.....					
				žilky, zhluky			
Kremeň	Qtz	.....	.....	.....			40 %
				zhluky			
K-živec	Kfp		.....	....			20
				zhluky			
Plagioklas	Pl	.....	.....	....			20
				vločky			
Epidot	Ep	.....	.....	....			+
Klinozoisit	Czo	.....	...	....			+
			ilmenit				
Titanit	Sph	.....	.....	.....			+
			matrix	nahradenie			
Biotit	Bt	.....	.....	.....	.....		8
				matrix	Chl+Phg		
Fengit	Phg	.....		.....	.....		5
			inklúzie v	PL			
Muskovit	Mus		.....	....			+
Chlorit	Chl	.....					2
Kalcit	Cal	.....		.....	.....		2
Chalkopyrit	Ccp				.. ..		+
Teplota	(°C)		650°	580°	530°	400°	+=3
Tlak	(kbar)		3.5	2.5	1.5	1.0	

Poznámka: Petrologická charakteristika a kvantitatívne analýzy vzoky 8 sa hodnotili v prvej časti tejto práce (Radvanec, 1994a)

a K (obr. 3). Súčasný výskyt obidvoch foriem kryštalizácie minerálnych dvojíc sa všeobecne pokladá za petrografický znak kryštalizácie z granitoidnej taveniny. Johannes (1989) považuje existenciu Pl+Qtz v myrmekitovej štruktúre za znak parciálneho tavenia . Kontakt granitu s metasemipelitom tvorí epidot, plagioklas a kremeň a na kontakte metasemipelitu s granitom je hornblend, plagioklas, epidot, klinozoisit a kremeň. Obidve minerálne asociácie majú ostrú hranicu, ktorú sme pomocou kvantitatívnych chemických analýz podrobne zmapovali. V mineráloch sme v rámci jedného zrna alebo minerálnej asociácie nezistili žiadne zmeny alebo zonálnosť v obsahu a zložení prvkov. Minerály majú homogénne chemické zloženie (tab. 3). Optické a makroskopiské štúdium pozície vzorky v banskom diele potvrdilo, že minerálne asociácie granitu a metasemipelitu kryštalizovali v rovnakom procese a v rovnakých P-T podmienkach ako okolitý metasemipelit.

Výskyt granitu v metasemipelite na 19. horizonte je lokálny. V profile sme nijaké iné miesto jeho výskytu nezistili (tab. 1). Toto tvrdenie odvodzujeme zo štúdia metapelitu v banskej chodbe (obr. 1). Chodbu razil tunelový stroj a celý výskyt je pre výbornú pevnosť horniny bez výstuže. Veľkou výhodou pri makroskopickom štúdiu bolo, že sa v metasemipelite razil kruhový profil chodby s veľmi hladkými stenami. To umožnilo skúmať variety a štruktúrne vzťahy medzi minerálnymi zhlukmi v celom výskyte bez obavy, že by sa nezistili všetky variety a nehomogenity v metasemipelite od veľkosti 1 cm.

Postup štúdia granitu

Zo vzorky granitu s okolitým metasemipelitom sme urobili leštené výbrusy od kontaktu cez granit až po protiľahlý kontakt (vzdialenosť 10 cm). Vo výbrusoch sme sledovali chemické zloženie všetkých minerálov. Petrologické charakteristiky, teplotu a tlak kryštalizácie minerálov granitu sme odvodili od kvantitatívneho chemického zloženia minerálov a od postupnosti kryštalizácie minerálnych asociácií v granite. Výsledky P-T-x podmienok fázových reakcií sme porovnali s rovnakými charakteristikami v okolitom metasemipelite. Výsledky štúdia genézy metasemipelitu sú v prvej časti tejto práce (Radvanec, 1994a).

Minerálne asociácie a ich chemické zloženie sme skúmali skanovacím elektrónovým mikroskopom s Kevex energiovo-disperzným rtg analytickým systémom na UK v Bratislave a v laboratóriu ČGÚ v Prahe. Použili sme prírodné štandardy.

Minerálne zloženie granitu

Plagioklas

V strede vzorky granitu je plagioklas väčšinou hypidiomorfne obmedzený do veľkosti zrna 1 cm. Je v asociácii s epidotom, K živcom, kremeňom a fengitom a má najvyššiu hodnotu X_{an} = 0,215 (oligoklas). Na ostatných miestach medzi stredom a okrajom granitu majú v tejto asociácii výrastlice alotriomorfných až hypidiomorfných zŕn a zhlukov plagioklasu do veľkosti 1,5 cm hodnotu X_{an} = 0,012 - 0,062 (albit). V oligoklasovo-albitových formách s hodnotou X_{an} = 0,050 - 0,210 plagioklas obsahuje inklúzie kryštalizačných odmiešanín muskovitu do veľkosti 30 μm (obr. 4, tab. 3). Tieto inklúzie sme zistili iba v takýchto formách. Na hranici s minerálnymi fázami metasemipelitu s amfibolom je na bezprostrednom kontakte v plagioklase granitu hodnota X_{an} = 0,029 - 0,063. Plagioklas vo forme alotriomorfných (kvapkovitých) odmiešanín (mikropertit) veľkosti do 150 μm má v K živci hodnotu X_{an} = 0,020 - 0,033 (obr. 2, 4; tab. 3).

Tab. 3. Reprezentatívne analýzy minerálov z granitu v severnej časti rudnianského rudného poľa
Repreśentative analytical data from granite minerals in the northern part of the Rudňany Ore Field

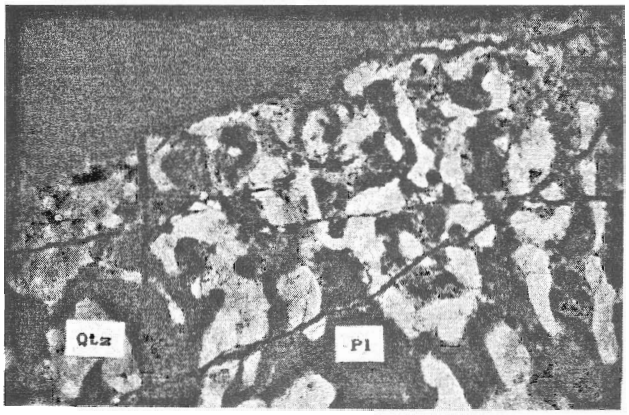
Zóna	Biotitová												
Lokalita	Rudňany												
Minerál	Bt	Mus1	Phg2	Phg3	Chl	Ep	Czo	Sph	Pl	Pl	Kfs1	Kfs2	Cal
Miesto	matrix	inklúz	matrix	trhlina	po Bt	matrix	matrix	inklúz	inkl.Mus	matrix	matrix	matrix	trhlin.
Čas	taven.	tav-sub.	subsol	solid	subsol	tav-sub	subsol	subsol	taven.	subsol	taven.	subsol	subsol
SiO_2	35,66	46,35	46,34	48,25	27,48	37,70	39,25	30,57	68,05	67,36	65,30	65,78	-
TiO_2	3,65	0,25	0,27	0,49	0,84	0,05	0,02	38,01	-	-	0,07	0,33	-
Al_2O_3	15,77	37,47	30,92	28,09	18,51	22,70	28,33	1,12	20,67	19,93	18,57	18,50	-
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	14,69	7,15	-	-	-	-	-	-
FeO	24,13	0,48	4,99	5,30	23,57	-	-	1,36	-	-	0,21	-	0,08
MnO	0,85	0,14	0,11	0,05	0,38	0,06	0,11	0,14	-	-	0,10	-	0,05
MgO	7,59	0,35	1,05	2,40	15,93	0,06	-	0,19	-	-	-	-	-
CaO	-	0,36	-	-	-	23,68	23,34	28,43	1,15	0,43	-	-	55,90
Na_2O	0,05	0,18	0,27	0,12	-	-	-	-	9,53	11,61	0,74	0,32	-
K_2O	9,78	10,27	10,78	10,03	-	-	-	-	0,13	0,08	16,07	16,55	-
Total	97,48	95,85	94,73	94,73	86,71	98,94	98,20	99,82	99,53	99,41	101,06	99,58	56,03
O=				22	28			25	5			8	6
n=	5	3	16	2	15	10	1	7	5	6	12	14	5
Si	5,480	6,089	6,344	6,575	5,797	6,194	6,168	1,000	2,970	2,960	2,990	2,970	-
Ti	0,422	0,025	0,028	0,051	0,134	0,006	0,002	0,940	-	-	-	0,010	-
Al^{IV}	2,521	1,912	1,657	1,426	2,204	-	-	0,040	1,060	1,030	1,000	1,020	-
Al^{VI}	0,335	3,891	3,332	3,085	2,400	4,395	5,247	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	3,101	0,053	0,028	0,604	4,159	-	-	0,040	-	-	0,001	-	0,010
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	1,816	0,845	-	-	-	-	-	-
Mn	0,112	0,016	0,013	0,007	0,069	0,008	0,015	-	-	-	-	-	-
Mg	1,738	0,069	0,215	0,488	5,009	0,015	-	0,010	-	-	-	-	-
Ca	-	0,051	-	-	-	4,168	3,930	1,000	0,050	0,020	-	-	5,990
Na	0,016	0,045	0,072	0,033	-	-	-	-	0,860	0,990	0,070	0,030	-
K	1,917	1,721	1,883	1,744	-	-	-	-	0,010	-	0,940	0,990	-
					zo	0,715	0,864	ab	0,930	0,976	0,066	0,028	
					ps	0,284	0,134	an	0,062	0,020	-	-	
					pm	0,001	0,002	or	0,008	0,004	0,934	0,972	

Draselný živec

Relatívne starší mikropertitický hypidiomorfný až alotriomorfný v zhlukoch obmedzený K živec, An_0 $Ab_{2,5\ -\ 6,6}$ $Or_{93,4\ -\ 97,5}$ (Kfs1) kryštalizoval do veľkosti 2 cm súčasne s plagioklasom X_{an} = 0,020 - 0,033 (obr. 3, tab. 3). Súčasná kryštalizácia dvoch nemiešateľných roztokov s obsahom Na a K (mikropertit) prebehla bez väzby obsahu Ca (An_0) v pevných fázach súčasne kryštalizujúceho Pl a Kfs a bez významnej miešateľnosti Na a K počas kryštalizácie pertitu (obr. 3, tab. 3). Druhá relatívne mladšia a väčšinou alotriomorfná forma K živca (Kfs2) má v porovnaní so staršou formou nižší obsah molekuly albitu An0 $Ab_{0,4\ -\ 4,2}$ $Or_{95,8\ -\ 99,6}$ a kryštalizovala v matrixe v asociácii s epidotom + kremeň + plagioklas + fengit (tab. 3).

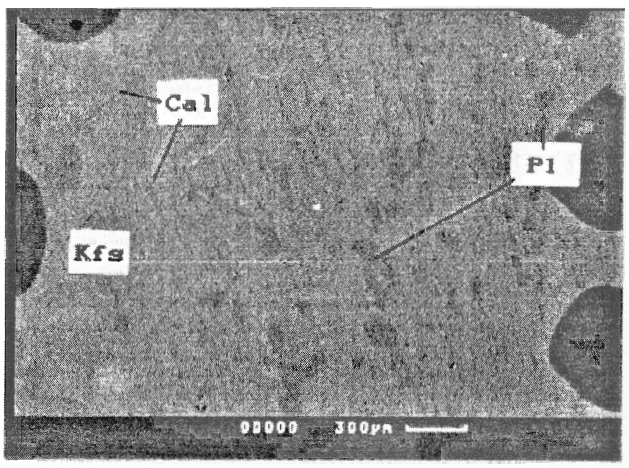
Biotit

V matrixe granitu sme idiomorfný biotit identifikovali v asociácii s epidotom + plagioklas + K živec. (tab. 3). Zrná biotitu obsahujú v medzivrstvových lamelách chlorit, fengit, titanit a kalcit (obr. 7). Podľa chemickej klasifikácie je biotit prechodným typom medzi annitom a flogopitom (tab. 3). Z hľadiska chemickej klasifikácie biotitu magmatického pôvodu je to Fe-Mg biotit. Je chemicky homogénny s trendom znižovania obsahu Al^{VI} v zrnách v rozsahu 0,335 - 0,485. Tento trend je dobre viditeľný v diagrame Ti - Mg/(Mg+Fe^{2+}), v ktorom biotit z granitu tvorí pole s najvyšším obsahom Ti a biotit 2 z okolitého metasemipelitu (Radvanec, 1994a) je koncovým členom trendu s najnižším obsahom Ti (obr. 5). Trend vznikol pri kryštalizácii biotitu ako odraz zmien P-T-x podmienok kryštalizácie a zmeny obsahu a aktivity Ti v dvoch vzájomne podmienených prostrediach (metasemipelit a granit). Metasemipelit a granit sú dva odlišné, ale P-T podmienkami kryštalizácie vzájomne prepojené kryštalizačné prostredia, ktoré v rovnakom čase - v závislosti od zmeny P-T podmienok a od východiskového obsahu prvkov v metasemipelite - formovali chemické zloženie rovnakých kritických minerálov v obidvoch prostrediach (biotit, plagioklas a. i.). Okrem zmeny obsahu je Ti v biotite tento vzájomne prepojený kryštalizačný systém (metasemipelit a granit) preukazný aj v zmene hodnôt v tchermakovej substitúcii, ktorú sme vyjadrili pomerom Mg/(Mg+Fe^{2+}) (obr. 5). Hodnota pomeru biotitu z granitu je 0,36 (tab. 3).



Obr. 2. Myrmekitová štruktúra, vzniknutá počas súčasnej kryštalizácie kremeňa a plagioklasu z minimovej granitovej taveniny. Tavenina vznikla parciálnym tavením metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy.

Fig. 2. Myrmekite texture originated by simultaneous quartz and plagioclase crystallisation from minimum granite melt. The melt originated by partial melting of meta-semipelite in biotite zone of regional metamorphism.



Obr. 3. Draselný živec a plagioklas vo forme mikropertitu. Plagioklas kryštalizoval súšasne s K živcom z minimálnej taveniny. štruktúra je výsledkom súčasnej kryštalizácie dvoch nemiešateľných zložiek s Na a K v minimovej tavenine granitového zloženia. Kalcit vypĺňa trhliny, ktoré sú len v granite.

Fig. 3. K-felspar and plagioclase in the form of microperthite. Plagioclase crystallised together with K-felspar from minimum melt. The texture resulted from synchronous crystallisation of both immiscible constituents with K and Na in minimum melt of granite composition. Calcite fills up fissures present but in granite.

Fengit a muskovit

Rovnako ako v okolitom metasemipelite (Radvanec, 1992, 1994a) aj v granite sme zistili tri chemicky odlišné formy výskytu bielej sľudy (fengit - muskovit). Najstarší muskovit 1 kryštalizoval iba v plagioklase, a to vo forme inklúzií do 30 µm. Muskovit 1 nemá vo svojej štruktúre významný obsah Fe a Mg a má zo všetkých identifikovaných foriem najvyšší obsah Al_2O_3 bielej sľudy, čo indikuje, že inklúzie Mus1 vznikli pri najvyššej teplote (Radvanec a Banno, 1991). V matrixe horniny v podobe vločiek kryštalizoval mladší fengit 2 v asociácii plagioklas + K živec + epidot + kremeň. Fengit 2 obsahuje Fe a Mg, a preto sme túto formu bielej sľudy klasifikovali ako fengit (v súlade s jeho chemickým zložením, tab. 3). Veľkosť chemicky homogénneho a dobre vykryštalizovaného fengitu 2 je v matrixe granitu do 0,5 cm. Fengit 2 kryštalizoval v čase kryštalizácie biotitu. Odvodili sme to od približne rovnakých hodnôt pomeru Mg/(Mg+Fe) v Bt = 0,36 a v Phg2 = = 0,31. Fengit 2 kryštalizoval pri nižšej teplote ako muskovit 1. Indikuje to nižší obsah Al_2O_3 a vyšší obsah Mg a Fe v jeho štruktúre (tab. 3, obr. 6). Fengit 3 je tretia forma výskytu bielej sľudy a je v žilkách s kalcitom + kremeň a v asociácii biotit + titanit + + chlorit (obr. 7). Patrí medzi najmladšie minerály a kryštalizoval pri najnižšej teplote, lebo má najnižší obsah Al_2O_3 (obr. 6, tab. 3).

Všetky tri formy výskytu radu muskovit - fengit indikujú postupné chladnutie granitovej taveniny. Pri najvyššej možnej teplote, keď bola v systéme relatívna rovnováha granitovej taveniny a subsolida (vykryštalizované pevné fázy) granitu, kryštalizoval plagioklas s inklúziami muskovitu 1. Odhadujeme, že táto dvojica spolu s K živcom a mikropertitom zaznamenala teplotu okolo 600 - 630 °C, t. j. teplotu začiatku nukleácie a postupnej kryštalizácie pevných fáz z granitovej taveniny. Kryštalizácia týchto koexistujúcich minerálov prebiehala aj na priesečníku fázovej krivky tavenia metasemipelitu saturovaného vodou a fázovou krivkou stability Mus + Ab + Qtz = K živec +And + V-fluidná fáza pri teplote okolo 650 °C (obr. 10). Ostatné formy bielej sľudy kryštalizovali v postupne chladnúcom granite prevažne v subsolidovom a solidovom štádiu.

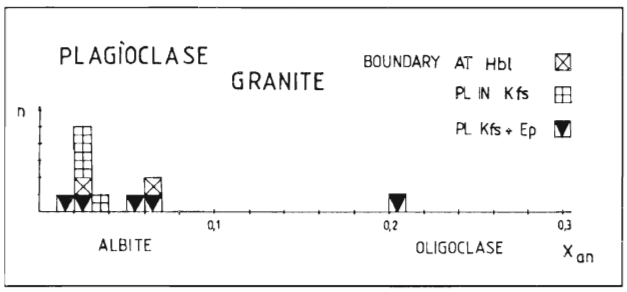
Chlorit

Pyknochlorit a ripidolit podobného chemického zloženia, ako má metasemipelit (Radvanec, 1994a) v okolí granitu, sme zistili aj v granite (tab. 3). Chlorit vytvára medzivrstvové lamely s biotitom a fengitom 3, ktoré uzatvárajú titanit. Tieto štyri minerály tvoria agregáty do veľkosti 1 cm s optickou charakteristikou biotitu (obr. 7). Chlorit a biotit v agregáte nie sú koexistujúce minerály. Súčasnú kryštalizáciu vylučujú rozdielne hodnoty pomeru Mg/(Mg+Fe). Biotit má hodnotu 0,36 a chlorit 0,55. Chlorit v granite kryštalizoval pri rovnakom tlaku ako chlorit v okolitom metasemipelite. Vychodí to zo vzťahu Al^{VI}+2Ti + Cr -1 a Mg/(Mg+Fe) v chlorite a z porovnania týchto hodnôt s chloritom z okolitého metasemipelitu. Rozsah tlaku kryštalizácie chloritu bol v metasemipelite stanovený v rozsahu P = 3,5 - 1 kbar (Radvanec, 1992, 1994a).

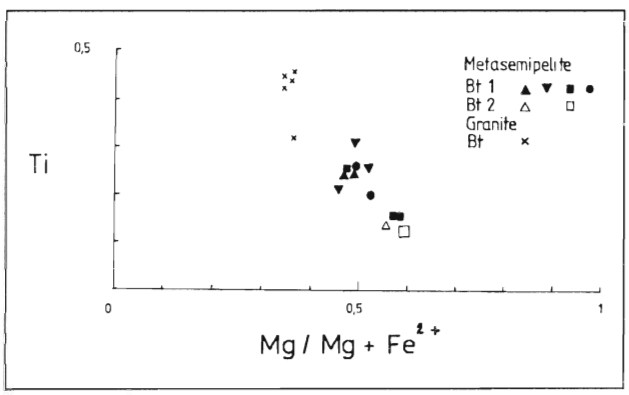
Skupina epidotu

V okolitom metasemipelite granitu majú zrná skupiny epidotu nezonálnu distribúciu prvkov a premenlivosť hodnoty $X_{Fe}^{3+} = Fe^{3+}/(Al+Fe^{3+})$ sme nezistili ani v jednom zrne alebo v minerálnom agregáte (Radvanec,1992,1994a).

V granite sme ojedinele nachádzali klinozoisit. Hlavným minerálom tejto skupiny je epidot v podobe hypidiomorfne obmedzených zŕn do 50 µm, ktoré často vytvá-

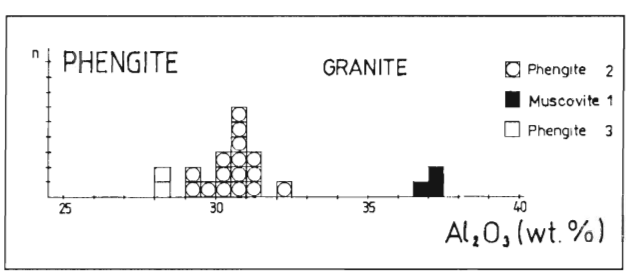


Obr. 4. Distribúcia X_{an} v plagioklase granitu.
Fig. 4. X_{An} distribution in granite plagioclase.



Obr. 5. Vzťah hodnôt pomeru $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ a obsahu Ti v biotite z granitu a v biotite z okolitého metasemipelitu metamorfovaného v biotitovej zóne. Biotit 2 z metasemipelitu a z granitu sú koncovými členmi geneticky spojitého trendu, pri ktorom pole biotitu tvorí stred tohto trendu. Biotit 1 vznikol pred teplotným vrcholom biotitovej zóny. Biotit 2 kryštalizoval v jej vrchole (Radvanec, 1992, 1994a).

Fig. 5. Relations between $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ values and Ti content of biotite from granite and biotite in surrounding meta-semipelite metamorphosed in biotite zone. Biotite 2 from meta-semipelite and that from granite represent end members of a continuous genetic trend in which biotite field occurs in middle. Biotite 1 originated before the thermal apex of biotite zone. Biotite 2 crystallised at the apex (Radvanec, 1992, 1994a)



Obr. 6. Distribúcia Al_2O_3 v troch generáciách bielej sľudy (fengit - muskovit) z granitu v severnej časti rudnianskeho rudného poľa. Muskovit 1 je najstarší a v granite sa vyskytuje len v podobe kryštalizačných odmiešanín v plagioklase. Fengit 2 kryštalizoval v matrixe granitu v podobe vločiek. Fengit 3 nahrádza spolu s chloritom biotit v subsolidovom štádiu na konci kryštalizácie granitu. Teplota kryštalizácie klesala od Mus1 po Phg3.

Fig. 6. Al_2O_3 distribution in three generations of white mica (phengite - muscovite) from granite in the northern part of Rudňany Ore Field. Muscovite 1 is the oldest present in granite only as crystallisation segregation products in plagioclase. Phengite 2 crystallised in granite matrix as flakes. Phengite 3 substitutes biotite together with chlorite in subsolidus stage at the end of granite crystallisation. Crystallisation temperatures decrease from Mus1 to Phg3.

rajú zhluky tvaru vločiek (kumuloblasty). Zrná a zhluky sú chemicky homogénne (tab. 3). V kumuloblastoch epidotu smerom od kontaktu metasemipelitu s granitom k stredu granitu (vzdialenosť cca 5 cm) sa obsah $X_{Fe}3+$ zvyšuje z 0,2 na 0,3 (obr. 8). Epidot kryštalizoval v asociácii plagioklas + K živec + muskovit 1 podľa Bowenovej postupnosti kryštalizácie pevných fáz z kyslej magmy. Podľa tejto postupnosti priamo z taveniny kryštalizujú najprv pevné fázy s najvyšším obsahom Ca (Ca-Pl+Ep+Sph). Kryštalizáciu epidotu v asociácii s Pl v našom granite podmienil obsah Ca a Fe v tavenine a tiež aktivita Fe^{3+}. Obsah Fe sa do granitovej taveniny dostal pravdepodobne zo zvyšku neviazaného množstva Fe^{3+} z metamorfných reakcií v okolitom metasemipelite. Pod kontrolou metamorfných reakcií v metasemipelite kryštalizovala skupina epidotu s väzbou Fe^{3+} na rad epidot - - zoisit a lokálne aj na hematit (Radvanec, 1992, 1994a).

Titanit

V granite sme zistili často sa vyskytujúci titanit, ktorý kryštalizoval medzi lamelami biotitu v podobe drobných alotriomorfných zŕn do 20 μm. Len v jednom prípade sme v asociácii biotit + chlorit + fengit + kalcit zistili titanit veľkosti 250 μm, ktorý úplne nahradil pôvodný ilmenit. Výmenná reakcia premeny ilmenitu na titanit prebehla dokonale za účasti Si a Ca v ranom štádiu kryštalizácie minerálov z granitovej taveniny (obr. 7). Tú istú premenu sme zistili vo vzdialenosti 1 cm od kontaktu granitu v metasemipelite s hornblendom. Premena Ti ilmenitu na titanit v metasemipelite neprebehla úplne, pretože sa dobre zachoval stred alotriomorfného Ti ilmenitu veľkosti 100 μm a len okraj okolo celého zrna Ti ilmenitu (20 μm) sa zmenil na titanit. Titanit má v granite nízky obsah Al_2O_3 a podobné chemické zloženie ako titanit v okolitom metasemipelite (Radvanec, 1994a; tab. 3).

Kalcit

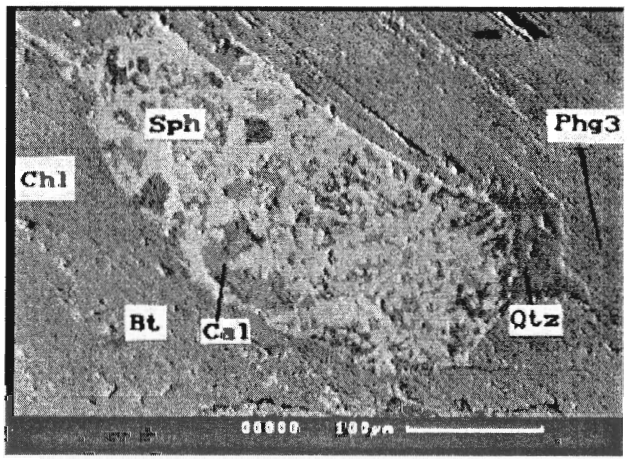
Kalcit sme v granite nachádzali najčastejšie v asociácii s fengitom 3 a s kremeňom vo forme mladých do 1 cm dlhých a niekoľko μm hrubých žiliek, ktoré sú iba v granite, ale do okolitého metasemipelitu neprechádzajú (obr. 3). Alotriomorfná forma kalcitu je uzavretá aj v titanite (obr. 7). V matrixe kalcit kryštalizoval v podobnej forme spolu s chemicky čistým chalkopyritom v asociácii s fengitom 2 + K živec + kremeň. Chalkopyrit je veľký do 70 μm. Vo všetkých formách je kalcit bez významného obsahu Fe, Mg a Mn (tab. 3).

Postupnosť kryštalizácie minerálnych asociácií granitu

Granit charakterizuje táto postupnosť kryštalizácie minerálnych asociácií:

A) $Pl_{(OLIG-ALB)}$ + Qtz + Mus1 + Kfs1 + Bt + Sph + Ep
B) Phg2 + $Pl_{(ALB)}$ + Qtz + Kfs2 + Czo + Bt + Cal
C) Phg3 + Qtz + Cal + Chl + Ccp

Z petrografického a petrologického štúdia vychodí, že časť minerálnej asociácie A (Pl + Kfs1 + Qtz) kryštalizo-



Obr. 7. Úplná premena ilmenitu na titanit na konci taveninového štádia kryštalizácie pevných fáz granitu. Titanit je uzavretý medzi lamelami minerálnej asociácie biotit + chlorit + fengit 3 + kalcit + kremeň. Asociácia chlorit, fengit 3 a kremeň vznikla premenou biotitu v stave subsolida granitu.

Fig. 7. Total alteration of ilmenite into titanite at the end of melt stage of granite solid phase crystallisation. Titanite creates inclusions between lamellae of biotite + chlorite + phengite 3 + calcite + quartz. The chlorite - phengite 3 - quartz assemblage originated by biotite alteration in subsolidus granite state.

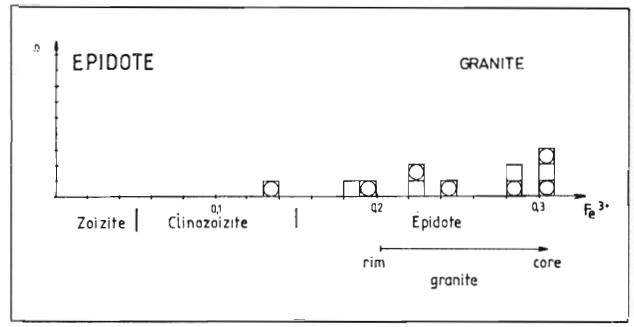
vala priamo z taveniny a v „magmatickom štádiu" kryštalizácie granitu zaznamenala najvyššie teplotné štádium. Na konci tuhnutia granitovej taveniny, t. j. na začiatku subsolidového štádia kryštalizácie počas postupného chladnutia kryštalizovala ostatná časť minerálov prvej minerálnej asociácie A (Mus1 + Bt + Sph + Ep). Minerálna asociácia B kryštalizovala v subsolidovom štádiu a záver kryštalizačného procesu z minimovej taveniny reprezentuje tretia skupina minerálov C, ktorá v granite reprezentuje stav subsolida až solida kryštalizácie (obr. 10).

Častý výskyt titanitu a kalcitu v granite spolu s epidotom poukazuje na prebytok Ca v granitovej tavenine. Na začiatku priamej kryštalizácie z taveniny sa Ca viazal na silikáty (Pl). Počas chladnutia sa v subsolidovom a solidovom štádiu zmenila väzba Ca na prednostnú väzbu v karbonáte, pretože v postupne chladnúcom kryštalizačnom systéme sa fázové silikátové reakcie zmenili na reakcie, v ktorých sa uplatnil CO_2. Táto zmena vyvolala kryštalizáciu karbonátov v záverečných štádiách kryštalizácie granitu v matrixe horniny a v závere aj v trhlinách. Vzťah minerálnych asociácií granitu je vo fázovom diagrame (obr. 9).

Diskusia o postupnosti a P-T-x podmienkach kryštalizácie minerálov v granite

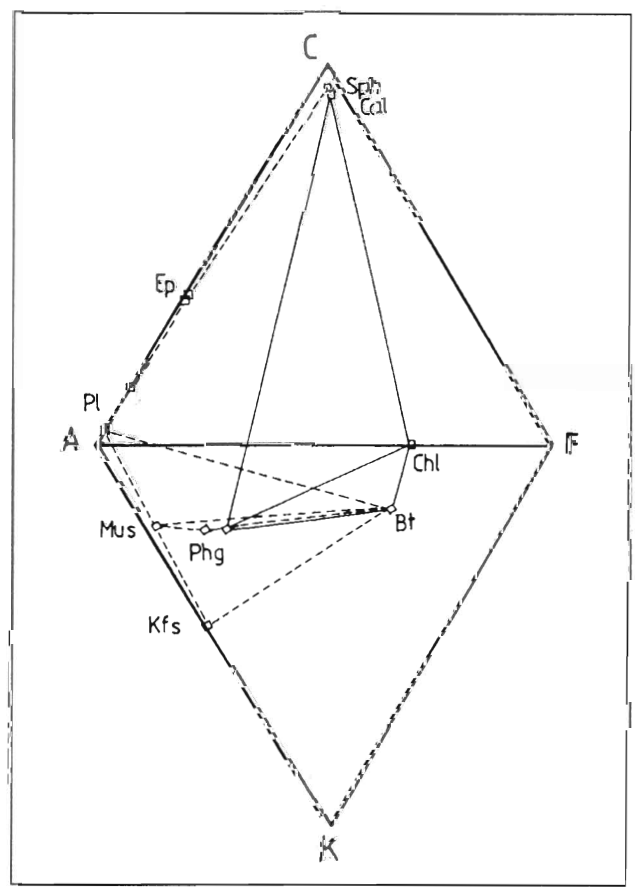
Kritériá na odlíšenie minerálov z taveniny a subsolida granitu

Kryštalické odmiešaniny svetlej sľudy (Mus1) v podobe inklúzií v Pl majú v stechiometrii malý rozptyl vypočítaných hodnôt (tab. 3). Táto sľuda kryštalizovala na konci taveninového (magmatického) štádia, keď má v granite chemickú a kryštálovú charakteristiku muskovitu (Speer



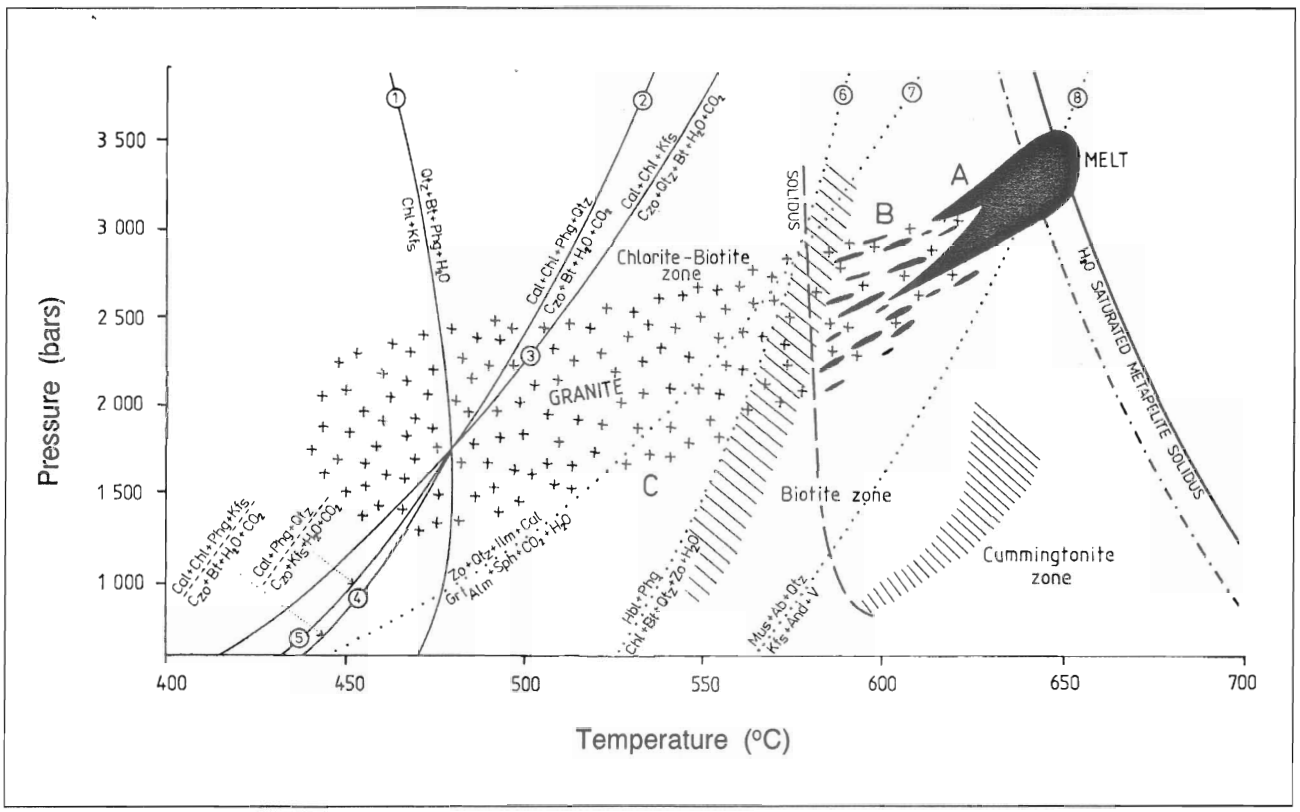
Obr. 8. Obsah $X(Fe^{3+})$ v minerálach skupiny epidotu v granite z Rudnian. Obsah sa zvyšuje v zhlukoch epidotu od kontaktu granitu s metasemipelitom do stredu granitu (vzdialenosť cca 5 cm).

Fig. 8. $X(Fe^{3+})$ content in epidote group minerals in granite from Rudňany. The content is higher in epidote chambers from the granite contact with meta-semipelite into the middle of granite body (about 5 cm distance).



Obr. 9. Fázový diagram C-A-F-K (C = CaO, A = Fe_2O_3 + Al_2O_3, K = K_2O, F = FeO + MnO + MgO) v minerálnej asociácii granitu. Čiarkovane sú vyznačené minerálne asociácie kryštalizujúce priamo z taveniny. Táto asociácia znázorňuje aj začiatok subsolidového štádia kryštalizácie granitu. Plná čiara vyznačuje minerálnu asociáciu kryštalizujúcu v stave subsolida až solida.

Fig. 9. Phase diagram C-A-F-K (C = CaO, A = Fe_2O_3 + Al_2O_3, K = K_2O, F = FeO + MnO + MgO) in granite mineral assemblage. Hatched assemblages crystallised from melt. The assemblage shows also the beginning of subsolidus granite crystallisation stage. Full line indicates mineral assemblage crystallising in subsolidus to solidus state.

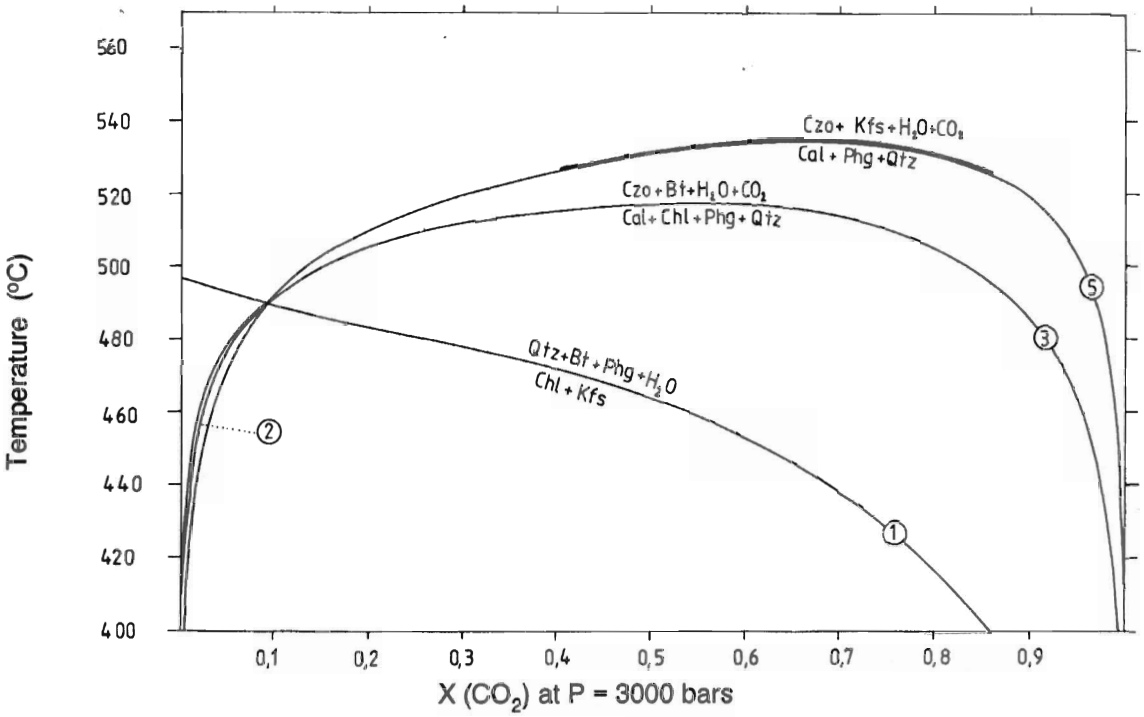


Obr. 10. P-T diagram priebehu stabilných fázových reakcií, ktoré spôsobili vznik minerálnych asociácií granitu v stave subsolida (reakcia 1, 2, 3, 4 a 5). Presné reagujúce množstvá sú v texte. Reakcia 6 a 7 ohraničujú spodnú hranicu biotitovej zóny regionálnej metamorfózy metasemipelitu v bezprostrednom okolí granitu. Reakcia 8 (Thompson, 1974). Krivka mokrého tavenia metapelitu (Thompson, 1982). Krivka solida (Pichavant et al., 1987). Šrafovane je vyznačené pole stability minerálov biotitovej zóny až po hranicu cummingtonitovej zóny (Radvanec, 1992, 1994a). A - vznik asociácie $Pl_{(OLIG-ALB)}$ + Qtz + Mus1 + Kfs1 + Bt + Sph + Ep. B - vznik asociácie Phg2 + $Pl_{(ALB)}$ + Qtz + Kfs2 + Czo + Bt + Cal. C - vznik asociácie Phg3 + Qtz + Cal + Chl + Ccp.

Fig. 10. PT-diagram of stable phase reactions causing crystallisation of granite mineral assemblages in subsolidus state (reactions No 1, 2, 3, 4 and 5). Reacting amounts are indicated in the text. Reactions NO 6 and 7 limit the lower boundary of biotite zone of meta-semipelite regional metamorphism in immediate surroundings of granite. Reaction No 8 (Thompson, 1974). Curve of wet metapelite melting (Thompson, 1982). Curve of solidus (Pichavant et al., 1987). Hachured area represents stability field of biotite zone minerals till the boundary with cummingtonite zone (Radvanec, 1992, 1994a). A - generation of $Pl_{(OLIG-ALB)}$ + Qtz + Mus1 + Kfs1 + Bt + Sph + Ep assemblage. B - generation of Phg2 + $Pl_{(ALB)}$ + Qtz + Kfs2 + Czo + Bt + Cal assemblage. C - generation of Phg3 + Qtz + Cal + Chl + Ccp assemblage.

a Becker, 1992). S postupnou kryštalizáciou matrixu rastie v bielej sľude obsah Fe a Mg a sľuda mení chemické zloženie z magmatického muskovitu na fengit (Monier a Robert, 1986b). Monier a Robert (l. c.) experimentálne potvrdili, že kryštalizácia granitovej taveniny pri vysokej teplote (magmatické štádium) spôsobuje vznik muskovitu a pri poklese teploty v matrixe granitu zvyčajne kryštalizuje fengit (štádium subsolida). Túto závislosť empiricky potvrdil Speer a Becker (1992). Na zmenu teploty počas kryštalizácie fengitu dobre reaguje aj obsah Al_2O_3, keď sa obsah vo fengite zvyšuje v závislosti od rastu teploty v regionálnej metamorfóze (Radvanec a Banno, 1991). Podľa našich výsledkov možno túto závislosť využiť ako kritérium aj pri kryštalizácii svetlej sľudy z chladnúcej granitovej taveniny, a to od prechodu kryštalizácie z taveniny, keď má najvyšší obsah Al_2O_3, cez oblasť kryštalizácie subsolida, keď má nižší obsah Al_2O_3, až po záverečné štádium kryštalizácie granitu, keď má najnižší obsah Al_2O_3 (obr. 6).

Ďalším kritériom na odlíšenie kryštalizácie svetlej sľudy v magmatickom štádiu a v stave subsolida je obsah Ti (atóm. %). Presná hranica obsahu Ti, podľa ktorej by sa to dalo odlíšiť, nie je, ale podľa Millera et al. (1981), Moniera a Roberta (1986a), Speera a Beckera (1992) možno prijať, že muskovit magmatického pôvodu v granite má hodnotu Ti = 0,001 - 0,047. Podľa nich fengit z kryštalizácie v stave subsolida (l. c.) má vyššiu hodnotu Ti (0,058 - 0,083). Toto zistenie je v dobrom súlade s našimi výsledkami. Muskovit 1, ktorý sčasti kryštalizoval na konci taveninového štádia, pretože sme ho zistili len v časti relatívne staršieho plagioklasu v podobe inklúzií t. j. v magmatickom štádiu, má hodnotu Ti okolo 0,025. Hodnota Ti z fengitu (Phg2, Phg3), kryštalizujúceho v matrixe granitu v subsolidovom štádiu má hodnotu 0,028 - 0,051 (tab. 3). Pri použití tohto kritéria a porovnania absolútnych hodnôt Ti z iných oblasti treba brať do úvahy rozličné zloženie taveniny, fázové asociácie a fyzikálne podmienky v kryštalizujúcej tavenine (Speer a Becker, 1992), lebo absolútne



Obr. 11. Vzťah molárneho zlomku $X(CO_2)$ a vypočítanej optimálnej teploty pre reakcie 1 - 5 v subsolidovom štádiu kryštalizácie minerálov v granite. Hrubá čiara zvýrazňuje teplotný interval, v ktorom kryštalizovali fázy na hranici minimovej taveniny a subsolidového štádia granitu.

Fig. 11. Relations between $X(CO_2)$ molar ratio and calculated optimum temperature for reactions No 1 to 5 in subsolidus stage of granite crystallisation. Thick line indicates temperature interval in which phases at the boundary of minimum melt and that of subsolidus granite stage crystallised.

hodnoty Ti v postupne kryštalizujúcej svetlej sľude nemožno priamo porovnať s hodnotami Ti v podobných podmienkach tavenia. Všeobecne sa dá prijať pravidlo, že obsah Ti v bielej sľude rastie v závislosti od prechodu z priamej kryštalizácie z taveniny ku kryštalizácii v stave subsolida granitu, t. j. v závislosti od poklesu teploty v kryštalizačnom systéme.

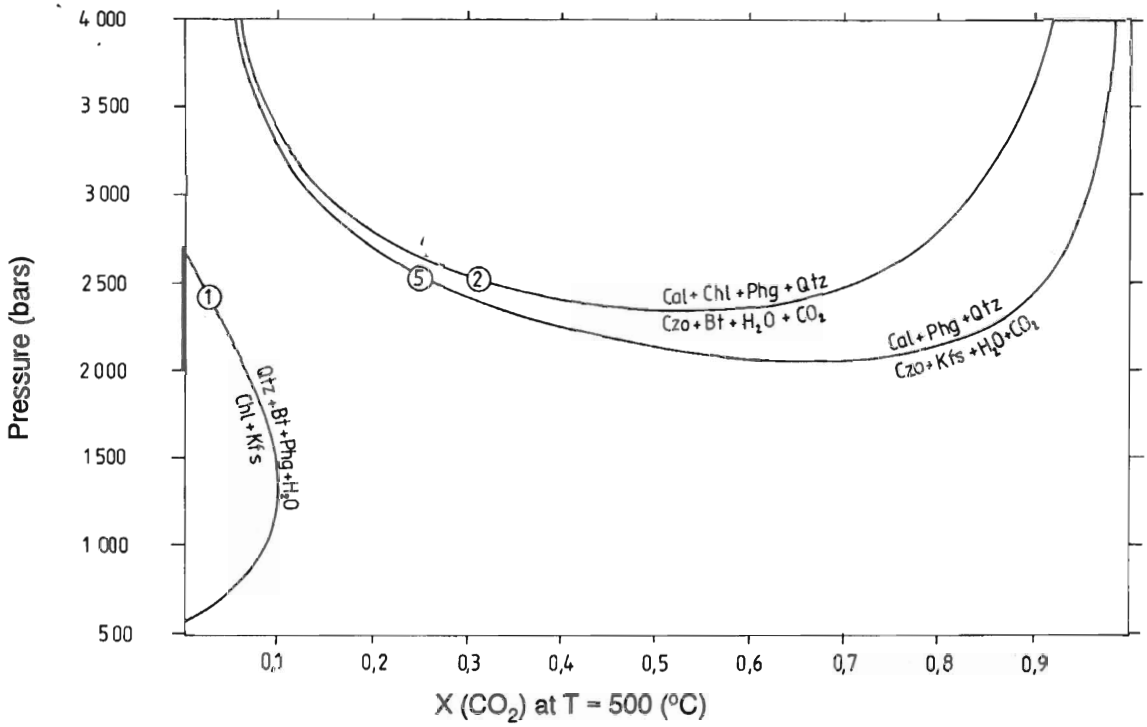
Kryštalizácia minerálnych asociácií CAKF

Inklúzie plagioklasu v K živci (mikropertit, obr. 3), inklúzie muskovitu 1 v plagioklase, dokonalú premenu ilmenitu na titanit a kryštalizáciu malých zhlukov epidotu v matrixe granitu (minerálna asociácia A) interpretujeme ako počiatočnú kryštalizáciu minerálnej asociácie v systéme CAKF (C = CaO, A = Al_2O_3 + Fe_2O_3, K = K_2O, F = FeO + MgO + MnO) z minimovej taveniny (obr. 9). Kryštalizáciu matrixu, t. j. časť asociácie B - fengit 2 + + plagioklas + biotit + K živec interpretujeme ako posledné štádium existencie likvida v kryštalizačnom systéme CAKF. Táto minerálna asociácia kryštalizovala aj v stave subsolida, keď sa pri jej kryštalizácii chemické zloženie minerálov asociácie v porovnaní s rovnakými minerálmi, ktoré vznikli z kryštalizácie taveniny (asociácia A), menilo. Je to napríklad zmena obsahu Mg a Fe v bielej sľude, obsahu molekuly Or v K živci alebo zmena hodnoty X_{ab} v plagioklase. V stave subsolida kryštalizovali zvyšné minerály asociácie B (Czo + Cal). Všetky minerály CAKF v minerálnej asociácii C kryštalizovali v stave subsolida granitu. Biotit a chlorit nie sú, ako sme už uviedli, koexistujúcimi minerálmi, pretože majú odlišné hodnoty pomeru Mg/(Mg+Fe) (Bt = 0,36, Chl = = 0,55). Fengit 3, ktorý sa vyskytuje s Bt a Chl medzi lamelami obidvoch minerálov (obr. 7), má hodnotu tohto pomeru 0,45. Je to hodnota medzi krajnými hodnotami Bt a Chl a indikuje čiastočnú premenu biotitu na chlorit a fengit 3. Táto premena nastala na konci subsolidového štádia kryštalizácie granitu spolu s ostatnými minerálmi asociácie C (obr. 9, 10).

Fázové rovnováhy P-T-x v subsolidovom štádiu kryštalizácie granitu

P-T-x podmienky stability fázových rovnováh a postupnosť kryštalizácie minerálov po priamej kryštalizácii z granitovej minimovej taveniny sme modelovali v subsolidovom štádiu kryštalizácie podľa programu Geocalc (Berman, 1987). Vstupné podmienky modelovania boli:

1. Prvková asociácia v zistených mineráloch: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, O, H, C.
2. Minerálna asociácia, t. j. koncové členy, ktoré sme v minerálnej asociácii subsolidového štádia zistili sú: albit + kremeň + klinozoisit + kalcit + K živec + flogopit (Bt) + muskovit + klinochlór (Chl) + H_2O + CO_2.
3. Zloženie fluidnej fázy H_2O + CO_2 v pomere 0,6 H_2O + 0,4 CO_2. Odhad zloženia tohto pomeru sme



Obr. 12. Vzťah molárneho zlomku $X(CO_2)$ a vypočítaného optimálneho tlaku reakcie 1 - 5 v subsolidovom štádiu kryštalizácie minerálov v granite. Hrubá čiara zvýrazňuje optimálny interval tlaku týchto reakcií.
Fig. 12. Relations between $X(CO_2)$ molar ratio and calculated optimum pressure for reactions No 1 to 5 in subsolidus granite crystallisation stage. Thick line limits optimum interval of pressure.

odvodili od zloženia v sekundárnych fluidných inklúziách.

Pri modelovaní kryštalizačných reakcií sme menili molárny zlomok X (CO_2). Vypočítané stabilné kryštalizačné reakcie 1 - 5 sú na obr. 10, 11, 12.

$$3Chl + 8Kfs = 9Qtz + 5Bt^{Phl} + 3Phg + 4H_2O$$
$$P \geq 0 - 3{,}5\ Kb,\ T = 460 - 470\ °C \quad (1)$$

$$32Cal + 9Chl + 15Phg + 21aQtz = 16Czo + 15Bt + 28H_2O + 32CO_2$$
$$P = 1{,}7 - 4\ Kb,\ T = 470 - 540\ °C \quad (2)$$

$$4Cal + 3Chl + 5Kfs = 2Czo + 3aQtz + 5Bt + 6H_2O + 4CO_2$$
$$P = 0 - 4\ Kb,\ T = 420 - 555\ °C \quad (3)$$

$$12Cal + 6Chl + 3Phg + 7Kfs = 6Czo + 10\,Bt + 14H_2O + 12CO_2$$
$$P = 0 - 1{,}7\ Kb,\ T = 440 - 470\ °C \quad (4)$$

$$4Cal + 3Phg + 6aQtz = 2Czo + 3Kfs + 2H_2O + 4CO_2$$
$$P = 0 - 1{,}7\ Kb,\ T = 430 - 470\ °C \quad (5)$$

Optimálny priebeh týchto reakcií pri konštantnom tlaku 3 kbar v závislosti od zmeny molárneho zlomku $X(CO_2)$ vo fluidnej fáze je 400 - 530 °C (obr. 11). Stabilita reakcie 1 závisí od znižujúcej sa teploty z 500 °C na 400 °C, keď sa zároveň zvyšuje molárny zlomok $X(CO)_2$ v reagujúcej fluidnej fáze. Reakcie 3 a 5 závisia od zmeny $X(CO_2)$ a prebiehajú optimálne pri konštantnej teplote 490 - 530 °C (obr. 11). Pri konštantnej teplote 500 °C je vypočítaný optimálny tlak fázovej reakcie 2 a 5 2 - 2,8 kbar (obr. 12). Reakcia 1 prebiehala pri teplote 500 °C v úzkom tlakovom poli 0,5 - 2,6 kbar a prebiehala pri veľmi nízkom molárnom zlomku $X(CO_2)$ vo fluidnej fáze (obr. 12).

Krivky reakcie 1 až 5 reprezentujú spodné P-T hranice stability pevných fáz kryštalizácie minerálov v subsolidovom až solidovom štádiu granitu (obr. 10). Časť minerálnej asociácie B a C (Czo+Qtz+Bt) z reakcie 3 vznikla pri vyššej teplote, ako je jej priebeh, a to na hranici solida granitu (580 - 600 °C). Túto hranicu v podobných P-T podmienkach (P = 1 až 3 kbar a T = 500 - 750 °C) kryštalizácie taveniny granitu B 2 (Beauvoir) s obsahom H_2O, F a B experimentálne určil Pichavant et al. (1987, obr. 10). Kryštalizácia minerálov v subsolidovom štádiu prebehla pod kontrolou fluidnej fázy s obsahom CO_2+H_2O+H_2S. Prítomnosť H_2S v záverečných fázach kryštalizácie pevných fáz granitu indikuje chalkopyrit. Stabilita epidotu až klinozoisitu s biotitom (reakcia 2) a epidotu až klinozoisitu s K živcom (reakcia 5) bola v oblasti najvyššieho tlaku kryštalizačného systému subsolida až solida P = 2 - 2,8 kbar. Pri poklese tlaku pod 2,5 kbar až na 0,5 kbar minerálna asociácia biotit + fengit + kremeň nie je stabilná (reakcia 1, obr. 12).

Podmienky stability vykryštalizovanej minerálnej asociácie B a C boli rovnaké ako P-T-x podmienky vzniku minerálnych asociácií v regionálnej metamorfóze biotitovej zóny, ktoré sme zistili v okolitom metasemipelite (Radvanec, 1994a; obr. 10). Kryštalizačné reakcie vedúce k vzni-

ku minerálnych asociácií v subsolidovom štádiu granitu prebiehali pri poklese tlaku regionálnej metamorfózy z 3 kbar na 2,8 až 2 kbar (obr. 10). Pri ďalšom poklese teploty a tlaku v retrográdnej vetve regionálnej metamorfózy, ktorá v tomto štádiu mala rovnaké P-T podmienky ako solidové štádium granitu, čiastočne vysokoteplotné pevné fázy (Kfs+Pl+Bt) z minerálnej asociácie A a B nahradila minerálna asociácia C (Chl+Qtz+Phg3) podľa reakcie 1 (obr. 10, 11, 12).

Všetky vypočítane reakcie subsolidového až solidového štádia kryštalizácie granitu sa petrograficky kontrolovali vo výbrusoch a zároveň chemickým zložením minerálov (tab. 3, obr. 9).

Odhad P-T podmienok vzniku minimovej taveniny granitového zloženia v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy semipelitu

Odhad P-T podmienok vzniku minimovej taveniny granitového zloženia v metasemipelite s hornblendom sme odvodili od stability minerálnych asociácií vo vypočítaných P-T-x podmienkach fázových reakcií v subsolidovom a solidovom štádiu kryštalizácie (obr. 10, 11, 12). Tieto reakcie opisujú „najchladnejšiu" časť genézy granitu v pevnom stave. Postupnosť kryštalizácie minerálnej asociácie A, B a C bola ďalším limitom, ktorý poskytol informácie o genéze a stave kryštalizácie v granite bezprostredne po vzniku minimovej taveniny od začiatku jej tuhnutia až po koniec kryštalizácie granitu. Určenie P-T podmienok vzniku taveniny limitujú aj hranice P-T-x podmienok fázových reakcií v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy, ktoré sme podrobne študovali vo varietách metasemipelitu v okolí granitu (vzorka 8 a i.). Radvanec (1994a) z toho odvodil, že teplota biotitovej zóny metasemipelitu je na spodnej hranici 530 - 580 °C a tlak v zóne 1 - 3 kbar (reakcia 6, 7, 8; obr. 10). Z hľadiska fluidnej fázy je metamorfóza v otvorenom systéme. Vrchný teplotný interval biotitovej zóny ohraničuje cummingtonitová zóna na hranici T = 600 - 640 °C a tlaku 1 - 2 kbar (obr. 10; Radvanec, 1992). V metasemipelite zo severnej časti rudnianskeho rudného rajónu sme minerálne asociácie cummingtonitovej zóny nezistili. Z toho vyplýva, že vznik minimovej taveniny granitového zloženia z parciálneho tavenia metasemipelitu obmedzovali len P-T podmienky biotitovej zóny T = 580 - 650 °C a zároveň úzky interval tlaku (P = 3 - 3,5 kbar). Tavenie metasemipelitu prebiehalo podľa výsledkov štúdia biotitovej zóny v jej teplotnom a tlakovom vrchole (Radvanec, 1994a). Okrem zistených P-T-x podmienok biotitovej zóny vrchnú P-T hranicu tavenia obmedzil priesečník fázovej reakcie tavenia metapelitu nasýteného vodou (Huang a Wyllie, 1975; Thompson a Algor, 1977) a fázová reakcia Mus + + Ab + Qtz = Kfs + And + V (Thompson, 1974). Súčasnú kryštalizáciu muskovitu a plagioklasu (albit) sme v granite zistili. Priesečník je na hranici T = 640 - 650 °C a P = 3 - 3,5 kbar (obr. 10). Spodnú P-T hranicu, pri ktorej ešte môže v kryštalizujúcom systéme existovať alebo aj vznikať granitová tavenina, experimentálne zistil Pichavant et al. (1978) a stanovili ju na T = 580 °C a tlak P = 1 - - 3,5 kbar (obr. 10). Experimenty Pichavanta et al. (1987), Manninga a Pichavanta (1984) s kryštalizáciou granitovej taveniny s vyšším obsahom B, F, (Li) a H_2O dokázali, že prítomnosť týchto prvkov v tavenine znižuje eutektický bod zo 650 °C o 30 až 130 °C, resp. sa udáva teplota lokálnej existencie nízkoteplotnej granitovej taveniny pri tlaku 3 kbar a teplote 550 - 580 °C. Výskyt turmalínu a lokálne aj fluoritu je v rulovo-amfibolitovom telese gemerika všeobecne známy v matrixe jednotlivých horninových variet a v krátkych žilách s kremeňom.

Všetky uvedené zistenia dokazujú, že minimová tavenina granitového zloženia z lokálneho parciálneho metasemipelitu s amfibolom vznikla na hornej hranici z biotitovej zóny regionálnej metamorfózy v úzkom tlakovom poli P = 3 - 3,5 kbar. Podľa petrologických charakteristík granitu usudzujeme, že sa metasemipelit tavil pravdepodobne pri T = 640 - 650 °C, pričom posledné taveninové štádium kryštalizovalo na hranici solida (T = 580 °C, obr. 10).

Z nášho empirického zistenia a z porovnania P-T podmienok regionálnej metamorfózy s rovnakými P-T podmienkami vzniku minimálnej granitovej taveniny v teplotnom vrchole biotitovej zóny regionálnej metamorfózy vychodí, že v našom prípade je príčinou existencie minimovej taveniny pri nízkej teplote obsah B, ktorý sa v metasemipelite viaže na turmalín. Granit je súčasťou procesov variskej regionálnej metamorfózy.

Záver

V biotitovej zóne metamorfózy semipelitu (rulovo-amfibolitový komplex) v severnej časti výskytu sideritových žíl v rudnianskom rudnom poli, nastalo pri metamorfných udalostiach v staršej variskej regionálnej metamorfóze M1 lokálne parciálne tavenie metasemipelitu s amfibolom a vznikla minimová anatektická tavenina granitového zloženia. Táto tavenina sa nediferencovala a v metasemipelite vznikla iba lokálne v podobe malých, v prierezu do 10 cm^2 veľkých kryštalizačných zhlukov.

Minimová tavenina vznikla v úzkom tlakovom poli P = 3 - 3,5 kbar pri teplote od 580 do 650 °C. Podľa petrologických charakteristík granitu usudzujeme, že sa metasemipelit tavil pravdepodobne pri T = 640 - 650 °C, pričom posledné taveninové štádium kryštalizovalo na hranici subsolida (T = 580 °C).

Minerálna asociácia granitu kryštalizovala v spojitom systéme. Podľa postupnosti kryštalizácie sme zistili, že priamo z taveniny kryštalizovala asociácia $Pl_{(OLIG)}$ + Qtz + + Mus1 + Kfs1+Bt+Sph+Ep. Táto asociácia má petrografické klasifikačné znaky kryštalizácie z taveniny v podobe mikropertititu a v podobe myrmekitovej štruktúry súčasnej kryštalizácie plagioklasu a kremeňa. V subsolidovom štádiu granitu kryštalizovala asociácia Phg2 + Pl + Qtz + + Kfs2 + Czo+Bt+Cal a záver kryštalizácie minerálov grantu tvorila asociácia Phg3 + Qtz + Chl + Cal +Ccp, ktorá vznikla pri tlaku P = 1,5 - 2,5 kbar a pri T = 440 - - 530 °C. Tieto charakteristiky sme odvodili od modelovania P-T-x podmienok v kryštalizujúcom systéme subsolida CAKF. Podmienky odpovedajú kryštalizácii na začiatku retrográdnej vetvy regionálnej metamorfózy v stave subsolida až solida granitu, keď v biotitovej zóne regionál-

nej metamorfózy klesol tlak. Kryštalizáciu minerálnych asociácií významne ovplyvnil obsah CO_2 a Ca vo fluidnej fáze subsolidového štádia, ako aj v minimovej tavenine.

Literatúra

Huang, W. L. & Wyllie, P. J. 1975: Melting reactions in system in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2 to 35 kilobars, dry and with excess water. *J. Geol., 83, 737 - 748.*

Johannes, W. 1989: Melting of plagioklase-quartz assemblages at 2 kbar water pressure. *Contrib. Mineral. Petrology, 103, 270 - 276.*

Manning, D. A. C. & Pichavant, M. 1984: Experimentaľnyje issledovania roli ftora i bora v obrazovanii pozdnych granitnych parod i svjazannogo s nimi orudenenija. *27. meždunarodnyj geologičeskij kongres, Petrologija, C. 09, 166 - 173.*

Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. & Dollase, W. A. 1981: Coposition of plutonic muscovite: Genetic implications. *Canadian Mineralogist, 19, 25 - 34.*

Monier, G. & Robert, J. L. 1986a: Titanium in muscovites from two mica granites: Substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 153, 147 - 161.*

Monier, G. & Robert, J. L. 1986b: Muscovite solid solution in the system K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: An experimental study at 2 kbar PH_2O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral. Mag., 50, 257 - 266.*

Pichavant, M., Boher, M., Stenger, J. F., Aissa, M. & Charoy, B. 1987: Relations de phase des granites de Beauvoir a'l et 3 kbar en conditions de saturation en H_2O. *Géologie de la France, 2 - 3, 77 - 86.*

Radvanec, M. & Banno, S. 1991: Plural stages of phengite formation in central Shikoku. *J. Mineral. Petrol. Economic Geol., 86, 179.*

Radvanec, M. 1992: Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika. *Mineralia slov., 24, 175 - 196.*

Radvanec, M. 1994a: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu na severnom okraji rudnianského rudného rajónu. Prvá časť: Zonálnosť, PT podmienky meramorfózy a protolit. *Mineralia slov. (v tlači).*

Spear, J. A. 1984: Igneous micas. *Mineral. Soc. America Rew. Mineralogy, 13, 299 - 349.*

Spear, J. A. & Becker, S. W. 1992: Evolution of magmatic and subsolidus AFM mineral assemblages in granitoid rocks: Biotite, muscovite, and garnet in the Cuffytown Creek pluton, South Carolina. *Amer. Mineralogist, 77, 821 - 833.*

Thompson, A. B. 1974: Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspars phase relations. *Contrib. Mineral. Petrol., 44, 173 - 194.*

Thompson, A. B. & Algor, J. R. 1977: Model System for Anatexis of Pelitic Rocks. 1. Theory of Melting Reactions in the System $KAlO_2$-$NaAlO_2$-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. *Contrib. Mineral. Petrology, 63, 247 - 269.*

Thompson, A. B. 1982: Dehydratation melting of pelitic rocks and genaration of H_2O-undersaturated granitic liquids. Amer. J. Sci., 282, 1567 - 1594.

Petrology of the Gemeric gneiss-amphibolite complex on the northern margin of Rudňany Ore Field. Second part: Crystallisation succession of minerals in granite after local partial anatexis of meta-semipelite in biotite zone of regional metamorphism (P = 3.5 kbar)

Partial melting and minimum anatectic melt of granite composition (Fig. 1) originated from semipelite of Early Paleozoic age in the Gemeric Unit (pelite + carbonate + organic matter + tholeiitic basalt) in biotite zone of Variscan metamorphic events M1 (Radvanec, 1992, 1994a) in the northern part of the Rudňany Ore Field. The minimum melt did not underwent differentiation and developed in meta-semipelite only in shape of local up to 10 cm^2 large crystallisation chambers. Mineral assemblages of granite correspond to petrographic features of crystallisation from melt in the form of micropertitite and in the form of myrmekitic texture of synchronous plagioclase and quartz crystallisation (Figs. 2, 3).

Assessments of P-T conditions of this minimum melt were made from mineral assemblage stabilities in calculated P-T-x conditions of phase reactions during subsolidus and solidus stage of crystallisation (figs. 10, 11 and 12). These reactions describe the "coolest" part of granite genesis in solid state. Crystallisation succession of mineral assemblages from the melt stage A ($Pl_{(OLIG)}$ + Qtz + Mus1 + Kfs1 + Bt + Sph + Ep) and of subsolidus stages B (Phg2 + Pl(Ab) + Qtz + Kfs2 + Czo + Bt + Cal) and C (Phg3 + Qtz + Cal + Chl + Ccp) were further limits yielding informations on genesis and status of granite crystallisation immediately after minimum melt origin from the beginning to end. Determination of PT-conditions of melt generation is limited by boundaries of P-T-x conditions for phase reactions in biotite zone of regional metamorphism what was investigated in detail in single metapelite varieties around granite (sample No 8, Tabs. 1, 2). It was found (Radvanec, 1994a) that temperature of the biotite zone in meta-semipelite occurs at lower boundary in 530 - 580 °C and pressure is between 1 - 3 kbar (phase reactions No 6, 7, 8, Fig. 10). Reactions occurred from the point of fluid phase in open system. Upper temperature interval of the biotite zone is limited by cummingtonite zone to T = 600 - 640 °C and pressure P = 1 - 2 kbar (Fig. 10, Radvanec, 1992). Mineral assemblages of cummingtonite zone were not found in the northern part of Rudňany Ore Field. Hence the granite melt generation by meta-semipelite partial melting was only limited by biotite zone PT-conditions in temperature interval of T = 580 - 650 °C and a narrow pressure span of 3 - 3.5 kbar. Meta-semipelite melting occurred at the thermal and pressure apex of biotite zone as shown by investigations of the biotite zone (Radvanec, 1994). Beside the found P-T-x conditions of biotite zone, the upper PT-boundary of melting is limited by intersection of phase reaction for meta-semipelite melting (saturated by water; Huang and Wyllie, 1975; Thompson and Algor, 1977) and phase reaction of Mus + Ab + Qtz = Kfs + And + V (Thompson, 1974). Synchronous muscovite and plagioclase (albite) crystallisation in granite was stated. This intersection occurs at the boundary T = 640 - 650 °C and P = 3 - 3.5 kbar (Fig. 10). The lower PT-boundary when still granite melt may exist or originate in crystallisation system was experimentally stated by Pichavant et al. (1978) as T = 580 °C and pressures of P = 1 - 3.5 kbar (Fig. 10).

Minimum melt originated in narrow temperature field of P = 3 - 3.5 kbar, at temperatures between 580 - 650 °C. According to petrologic granite characteristics we presume that meta-semipelite melting occurred at temperatures T = 640 - 650 °C and the last melt stage crystallised at solidus temperature boundary of T = 580 °C (Fig. 10).

Significant influence on mineral assemblage crystallisation was made by CO_2 and Ca content of fluid phase at subsolidus stage as well as in minimum granite melt.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 250 - 254

Hauterivian turbidites in the Kysuca Unit (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians)

ROMAN AUBRECHT

Katedra geológie a paleontológie PF UK, Mlynská dolina-G, 842 15 Bratislava

(Received March 17, 1994)

Abstract

Hauterivian turbiditic sequence was found within the Pieniny Limestone Formation in a small klippe near Istebné (Orava). Slumping structures, grade bedded coarse-grained turbidites, matrix supported pebble-mudstones and olistoliths were recognized. The clasts in the turbidites are of local origin; they are composed of Oxfordian radiolarites (Czajakowa Formation), Lower Tithonian white nodular limestone (new formation - Revišné Limestone) and Tithonian - Valanginian calpionellid limestones of biancone facies. The resedimentation was probably induced by the local fault tectonic.

Key words: Lower Cretaceous, Hauterivian, turbidites, Pieniny Klippen Belt

Introduction

So far unknown development of the Kysuca Unit was found 200 m E of the cemetery of Istebné village in Orava territory (Fig. 1). It is represented by a small klippe in tectonically overturned position, largely disturbed by the exploitation (Pl. I, Fig. 1).

Following succession can be observed in the klippe: 1. block of greenish radiolarites - Oxfordian, 2. remnants of white nodular limestone with the greenish clay intercalations - proposed new term Revišné Limestone - Lower Tithonian, 3. white calpionellid limestones preserved only as the clasts in turbiditic layers - Tithonian to Valanginian, 4. turbidites and slumping structures - Hauterivian, 5. Grey marlstones - Uppermost Hauterivian to Barremian. First two mentioned formations were preserved only as the remnants after exploitation and their position in the profile is unclear. As they lack mutual stratigraphical transitions, and their smaller clasts occur also in the Hauterivian turbidites, they probably themselves represent the olistoliths in the above mentioned turbidite sequence.

Detailed description of the sequence

Greenish to white radiolarites (Podmajerz Member) - occur as a small block in the top of the quarry - probably olistolith, (Pl. I, Fig. 2) and as the small clasts (up to 3 cm) in the Hauterivian turbidites (Pl. 1, Fig. 3). They rarely contain veinlets filled by the red radiolarite mud and frequent calcitic veinlets. On the bed surface some peculiar tumors of unknown origin occur. They may be related to the activity of the worms, since their traces were preserved on some of them (Pl. 1, Fig. 5 - arrow). However they can represent also the product of silicification (the chert-forming process) since also the matrix is affected by silicification in these parts. In the rest of the rock only the radiolarians are filled by chalcedony. The preservation of the radiolarians observable in the thin-sections is variable, depending on the intensity of calcification. In some parts they are filled by chalcedony exhibiting no influence of the calcite veinlets crossing nearby. In other parts they are completely calcified. Following radiolarian fauna has been extracted by dissolving in the hydrofluoric acid: *Emiluvia sedecimporata* (Wisniowski), *Podobursa spinosa* (Ožvoldová), *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Mirifusus* aff. *dianae* (Karrer), *Tritrabs* sp., *Emiluvia pessagnoi* Foreman and *Emiluvia orea* Baumgartner (determined by Ožvoldová). The last species indicates UA 7-8 zone of Oxfordian.

Saccocoma limestones (Kimmeridgian) - preserved only as the small clasts in the Hauterivian turbidites.

White to light grey nodular limestone (Revišné Limestone - new name) - occurs as an isolated block, the remnant after excavation, and also as the clasts in the Hauterivian turbidites. The limestone has biancone-like appearance but with nodular bedding surface intercalated by very thin (several mm) greenish unlitified clay layers. Indeterminable dissolved casts of ammonoids together with aptychi are frequent in this limestone. Biomicrite-wackestone containing "Cadosina" microfacies with *Parastomiosphaera malmica* (Borza), *Colomisphaera pulla* (Borza), *Colomisphaera minutissima* (Colom), *Cadosina parvula* Nagy and seldom saccocomas, indicating Lower Tithonian age (Borza, 1984), are typical for this limestone (Pl. I, Fig. 4). Less frequent aptychi, detritus from bivalvian shells and radiolarian ghosts are ob-

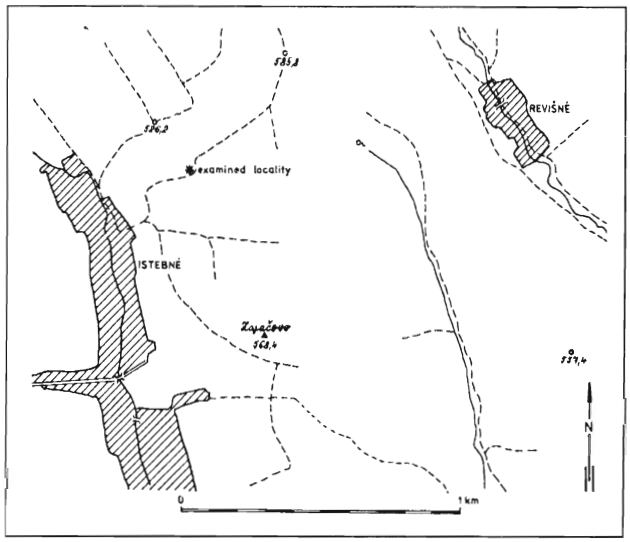


Fig. 1. The position of examined locality.

servable. No calpionellids have been found, which testifies its Lower Tithonian age. A foraminiferal fauna containing mainly *Ammodiscus* sp. and several other so far indetermined foraminifers together with rare *Saccocoma* particles have been extracted from the greenish clay intercalations. As this limestone was not described neither by Birkenmajer (1977) nor by later authors, it can be considered as the new limestone member. Unfortunately it was impossible to determine its original thickness in the examined locality due to the exploitation.

White calpionellid limestone - occur only as the clasts in the turbiditic breccia. They represent micrites with *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga) and *Calpionella alpina* Lorenz, sometimes only with the latter species. They indicate Upper Tithonian and Beriassian age. One clast with *Chitinoidella* sp., indicating Middle Tithonian, has been found.

Turbiditic formation with slumping structures - forming the main part of the klippe.

In the upper part a matrix-supported breccia (pebble mudstone) occurs (Pl. I, Fig. 6). The clasts are subangular to rounded but no traces of boring organisms have been enregistered. The majority of the clasts are represented by radiolarites and rare calpionellid limestones with *Calpionella alpina* Lorenz. The matrix is formed by the marly micrite composed of *Nannoconus* sp., frequently disturbed by the bioturbation (Pl. I, Fig. 6). Aptychi (*Lamellaptychus* and *Laevaptychus*), thin-shelled ostracods and foraminifers (*Lenticulina* sp., agglutinated foraminifers and planispiral indetermined ones) are comprised in the matrix. The mass occurrence of *Nannoconus* sp. and the absence of the calpionellids indicates Hauterivian age (Borza, 1984).

The grade-bedded coarse-grained turbidites (Pl. II, Fig. 1) occur in the middle part of the klippe. The clasts are formed by the rocks of above mentioned formations i.e. the locally-derived material without any siliciclastic or exotic detritus. The clasts in the lower parts of the graded layers are often packed without any matrix between (Pl. II, Fig. 6). An extensive silicification related with forming of dark-grey chert nodules took place during the early diagenesis. This process was coeval with the slump movements as indicated by the deformation of the elongated chert nodules (Pl. II, Fig. 4). Radiolarian fauna has been extracted from some of these cherts: *Alievium helenae* Schaff (Valanginian to Barremian), *Acanthocircus trizonalis* (Rust), *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman and *A. umbilicata* (Rust). The clasts were also sometimes selectively affected by the silicification (Pl. II, Fig. 3). The clasts of micritic calpionellid limestones appear to be the most resistant ones with respect to the silicification.

The autochthonous thin marly parts (Pl. II, Fig. 1 - bottom) contain only *Nannoconus* sp. (Pl. II, Fig. 2) which indicates also Hauterivian age.

If compared with the work of Schlager and Schlager (1973), the combination of slumping structures, mudflow-breccias and gradded turbidites as well as the size of the detritus (up to 4 cm) indicates that the sediment was deposited most probably not more than 1 km from the source, on the slope with more than 10° dip angle.

Dark-grey shaly marlstones - occur in the bottom of the left part of the klippe. They represent stratigraphically the youngest member of the described sequence. *Nannoconus* sp. together with tiny *Hedbergella* sp. indicate the Uppermost Hauterivian - Lower Barremian age (Kopňhora Formation sensu Andusov and Samuel, 1973). In this part no resedimentation features have been observed.

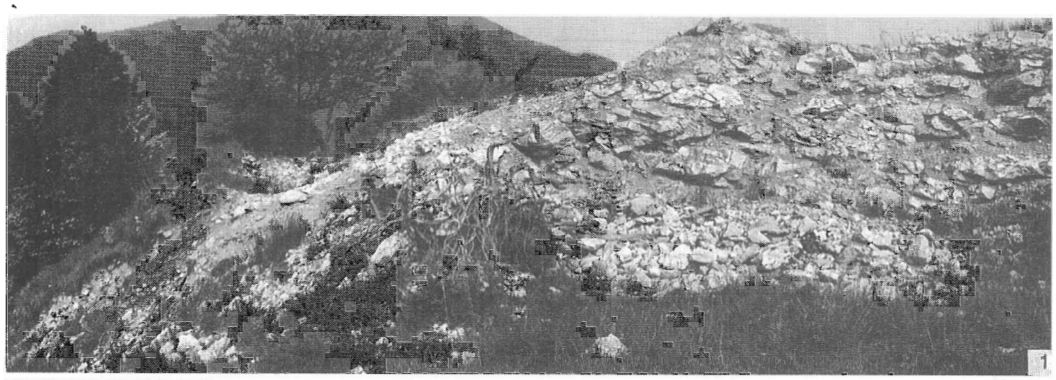
Discussion and conclusions

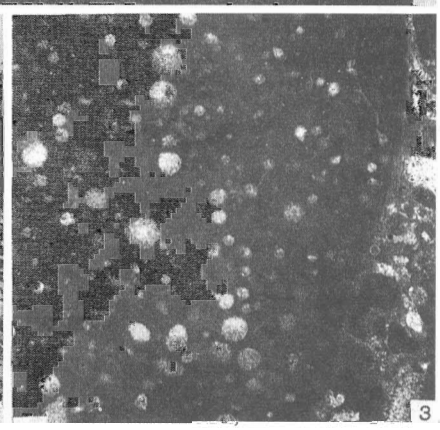
The described sequence belongs most probably to the Kysuca Unit (Branisko Unit sensu Birkenmajer, 1953). However the signs of resedimentation of the Hauterivian age are exceptional; Pieniny Limestone Formation (white micritic bedded limestone with cherts) is typical for this stratigraphical level (Birkenmajer, 1977).

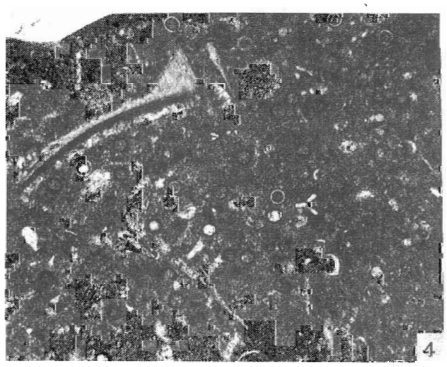
The upper mentioned turbidites are coeval with some resedimentation events known from the Alps or Central Western Carpathians - i.e. Rossfeld Formation (Faupl and Tollmann, 1979) and its equivalents (Lefeld, 1974; Jablonský, 1992), Strážovce Formation (Borza et al., 1989) etc. However the processes which initiated the resedimentation in these paleogeographically different formations were not identical.

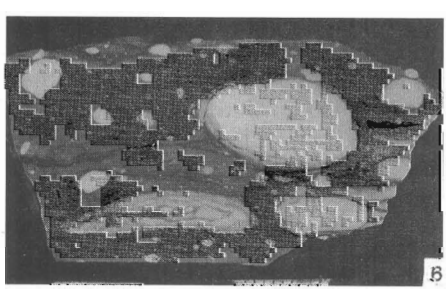
The resedimentation in the examined locality was induced by the local restricted faulting which uncovered the underlying formations not deeper than Oxfordian. This process could be related with that one which caused the later Barremian - Aptian facial differentiation in the Kysuca sedimentary area and the originating of its special development - Nižná Subunit (Scheibner, 1967, p.139).

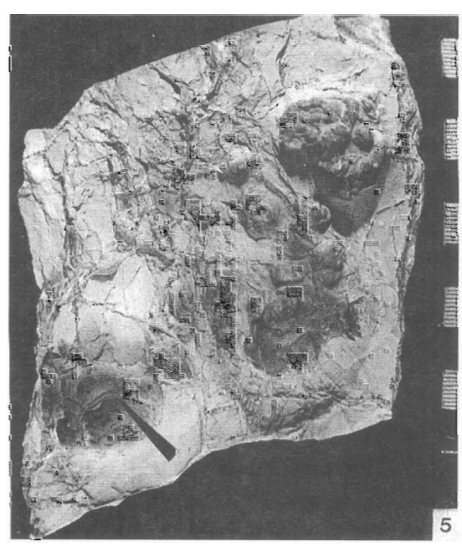
Acknowledgements. Author is grateful to RNDr. L. Ožvoldová, CSc. for determination of the radiolarians. Financial support was provided by a GGD grant from the Ministry of Education and Science of the Slovak Republic.



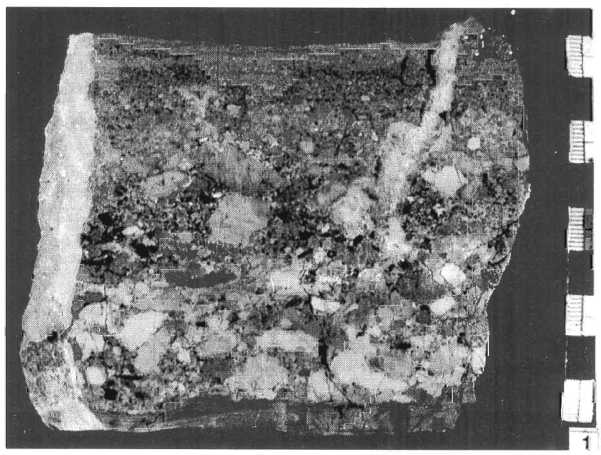


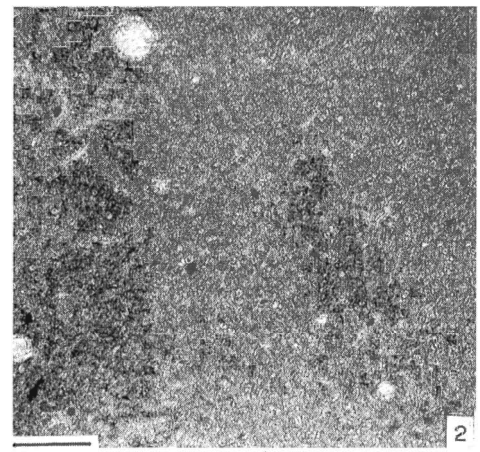


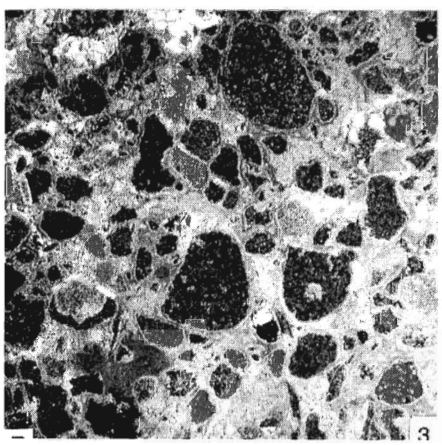


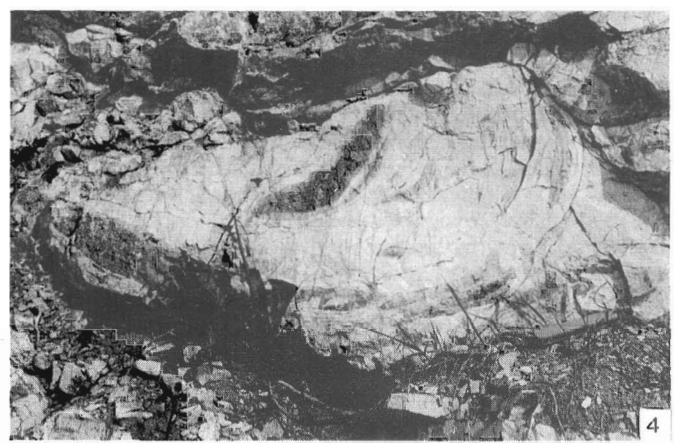


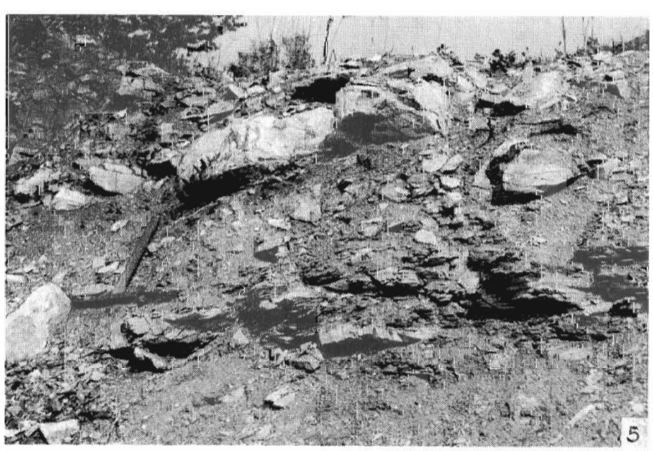
Pl. I. 1 - View on the small klippe near Istebné (examined locality). Hammer at the left for the scale, 2 - Block of greenish radiolarite (Oxfordian) in the upper part of the klippe - the remnant after exploitation (probably olistolith in the Hauterivian turbidites), 3 - Radiolarian microfacies in the radiolarite clast from the Hauterivian breccia. The scale bar represents 100 μm, 4 - *Parastomiosphaera malmica* (Borza), *Colomisphaera pulla* (Borza), *Cadosina parvula* Nagy and particles of Saccocoma sp. in the Revištné Limestone (new name). The scale bar represents 100 μm, 5 - Tumors of unknown origin on the surface of radiolarite bed. Trace of worm activity is visible (arrow), 6 - Cross-section of the matrix-supported breccia with almost rounded clasts (upper left part of the klippe). The signs of bioturbation are evident. Most of the clasts are from radiolarites, the main component of the matrix is Nannoconus sp. (Hauterivian).

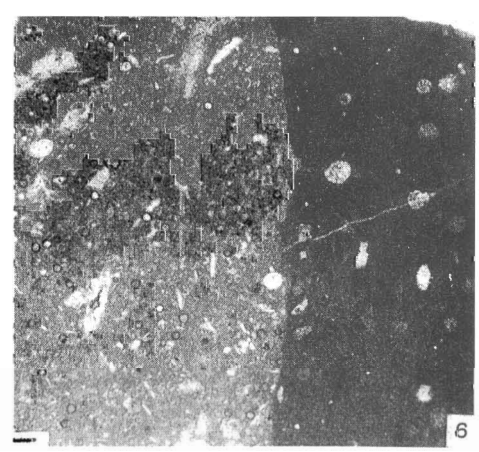












Pl. II. 1 - Cross-section of the grade-bedded coarse-grained turbiditic layer. The autochthonous thin pelagic layer is visible at the bottom (Hauterivian), 2 - Nannoconus sp. - the main component of the autochthonous pelagic layers between the turbidites (see Fig. 1). Scale bar represents 100μm, 3 - Selectively silicified clasts in the turbidite layer (crossed polars). Scale bar represents 100 μm, 4 - Chert nodules deformed by the slumping (in the overturned position). About 10 cm long pocket-knife (right) as a scale, 5 - The contact of the Hauterivian turbiditic sequence with the Kotíhora Formation - dark-grey shales (Uppermost Hauterivian - Barremian). All in overturned position, 6 - The direct contact between the clast containing Cadosina parvula Nagy with radiolarite clast in the coarse-grained turbidite layer. The sale-bar represents 100 μm.

References

Andrusov, D. & Samuel, O. 1973: Cretaceous - Paleogene of the West Carpathians Mts. *In: Guide to Excur. E; X. Congr.of Carpatho-Bal. Geol. Assoc. GÚDŠ, Bratislava, 3 - 78.*

Birkenmajer, K. 1953: Preliminary revision of the Stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. *Bull. Acad. pol. Sci., III, 1, 6, 271 - 274.*

Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol., 45, 1 - 158.*

Borza, K. 1984: The Upper Jurassic - Lower Cretaceous parabiostratigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Carpath., 35, 5, 539 - 550.*

Borza, K., Gašpariková, V., Michalík, J. & Vašíček, Z. 1980: Upper Jurassic - Lower Cretaceous sequence of the Krížna-nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpsthians). *Geol. Zbor. Geol. Carpath., 31, 4, 541 - 562.*

Faupl, P. & Tollmann, A. 1979: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. *Geol. Rdsch., 68, 93 - 120.*

Jablonský, J. 1992: Rossfeld Formation in Krížna and Choč nappes, Western Carpathians. *Terra Nova abstr. Suppl., 2, 34.*

Lefeld, J. 1974: Middle - Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric succession in the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Acta geol. pol., 24, 2, 277 - 364.*

Scheibner, E. 1967: Nižná Subunit - new stratigraphical sequence of the Klippen belt (West Carpathians). *Geol. Sbor., 18, 1, 133 - 140.*

Schlager, W. & Schlager, M. 1973: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps. *Sedimentology, 20, 65 - 89.*

Heterivské turbidity v kysuckej jednotke

Neďaleko obce Istebné (za miestnym cintorínom) bolo objavené malé bradlo s netypickým vývojom kysuckej jednotky. Bradlo je v prevrátenej pozícii a je značne rozrušené ťažbou. Jeho najstaršou zachovanou súčasťou sú zelenkasté radiolarity oxfordu, ďalej novovyčlenený revišniansky vápenec - biely hľuznatý vápenec s vrstvičkami zelenkastého ílu obsahujúci kadosínovú mikrofáciu (spodný titón). Ďalšie členy, ako je sakokomový vápenec kimeridžu a kalpionelové vápence vrchného titónu až beriasu, sa zachovali len v podobe klastov v hrubozrnných hoterivských turbiditoch, ktoré tvoria väčšiu časť bradla. Keďže sa z prvých dvoch spomenutých súvrství zachovali len zvyšky, ich pozícia svedčí o tom, že pravdepodobne ide o olistolity. Tento názor je podopretý aj častým výskytom menších klastov týchto hornín v hoterivských turbiditoch.

Stopy resedimentácie v hoterive sú v pienidných jednotkách skôr výnimkou, najmä, keď ide najpravdepodobnejšie o kysuckú jednotku (resp. jej sedimentačnú oblasť). Resedimentácia sa prejavuje prítomnosťou brekcií až zlepencov s podpornou štruktúrou matrixu, ako aj gradačne zvrstvenými polohami turbiditov a sklzovými deformáciami pozorovateľnými na predĺžených rohovcových konkréciách. Autochtónne pelagické časti sedimentu obsahujú len nanokóny bez kalpionelíd alebo hedbergel, čo nám umožňuje začleniť súvrstvie do hoterivu. Nad ním v stratigrafickej superpozícii sú sivé slienité bridlice bez alodapických vložiek obsahujúce drobné hedbergely, ktoré poukazujú na najvyšší hoteriv až barém (koňhorské vrstvy).

Keďže uvedené súvrstvie turbiditov obsahuje lokálny materiál derivovaný len zo spomenutých súvrství, je pravdepodobné, že ide o resedimentáciu spätú s lokálnou zlomovou tektonikou. Jej pravdepodobným neskorším výsledkom mohla byť aj diferenciácia sedimentačného priestoru kysuckej jednotky počas barému - aptu a vznik jej osobitného vývoja - nižňanskej jednotky s plytkovodnou sedimentáciou.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 255 - 266

Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt)

MILAN MIŠÍK[1], MILOŠ SIBLÍK[2], MILAN SÝKORA[1] and ROMAN AUBRECHT[1]

[1]Katedra geológie a paleontológie PF UK, Mlynská dolina - G, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
[2]Geologický ústav ČAV, Rozvojová 135, 160 00, Praha 6 - Suchodol, Česká republika

(Received March 17, 1994)

Abstract

Approximately synchronous neptunian dykes traverse Middle Jurassic limestones. A new lithostratigraphical member - Bohunice Limestone Formation (Oxfordian - Lower Tithonian) is described. Fine pyroclastic admixture from the distant Upper Tithonian basic volcanism was enregistered. First occurrence of a special microfacies of Coniacian fine-grained limestone breccia with lithoclasts of Kimmeridgian, Tithonian and Neocomian was ascertained. Association of seven brachiopod species of the Bathonian is described.

Key words: Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Jurassic, Cretaceous, brachiopods, microfacies, neptunian dykes

Sedimentological characteristic of the lithostratigraphical members

An overturned Czorsztyn Succession from the Middle Jurassic to the Neocomian is outcropped in an abandoned quarry Babiná between the villages Bohunice and Krivoklát (Fig. 1 and Tab.1).

1. White and pink crinoidal limestones - Bajocian - Bathonian form the dominant part (left wing) of the quarry. Like in the Mestečská skala klippe (Aubrecht, 1992), there is no differentiation in the white crinoidal limestones in the lower layers and the red ones in the upper part, typical in the standard sections of the Czorsztyn Unit. On the contrary the pink crinoidal limestones are situated more at the

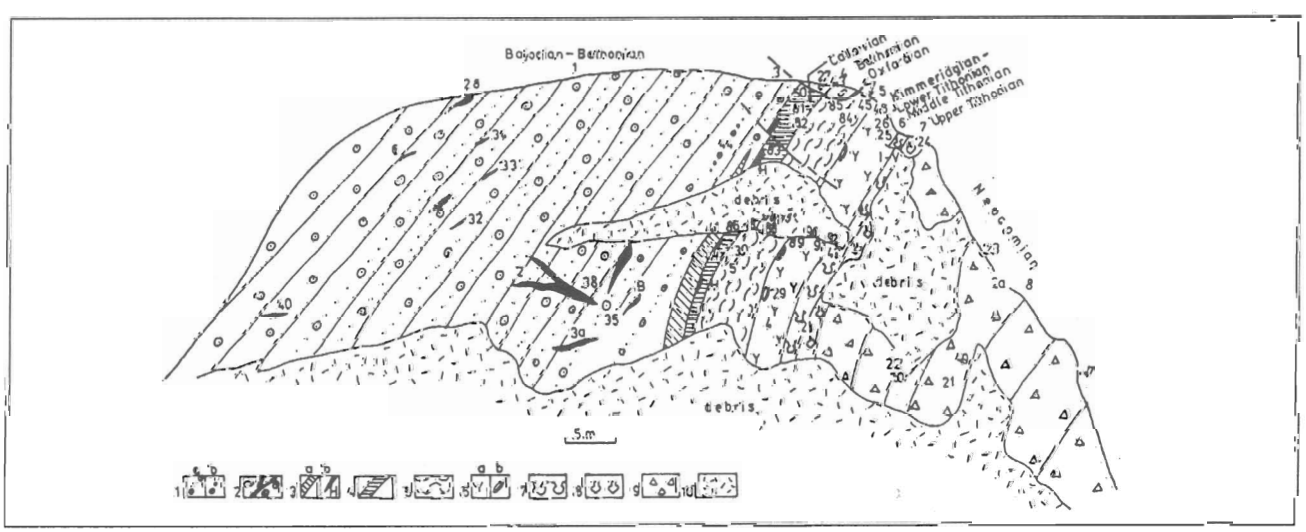


Fig. 1. Babiná quarry near Bohunice. 1a - White and pink crinoidal limestones - Bajocian - Bathonian, 1b - Conglomerate intercalation, 2 - Neptunian dykes - Upper Bathonian - Lower Callovian, 3a - pink biomicrite with "filaments" and stromatactis - Callovian, 3b - Hardground, 4 - 7 - Bohunice Limestone Formation: 4 - red limestones with "protoglobigerina" - Callovian, 5 - creamy and pink biomicrites with bivalves and Cadosina parvula - Oxfordian, 6a - pink biomicrite with Saccocoma and higher with Parastomiosphaera malmica, 6b - brachiopods with polarity structures, 7 - pink biomicrite with black coated bivalves - Kimmeridgian - Lower Tithonian. 8 - 9 - Solútka Limestone: 8 - white and creamy biomicrite with Chitinoidella - Middle Tithonian, 9 - pink biomicrite with black-coated bivalves and Crassicollaria - Upper Tithonian, 10 - Walentowa Breccia - pink and grey limestone breccia with crinoidal matrix - Neocomian.

Tab.1. Stratigraphical summary of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Succession)

Coniacian	limestone breccia (transgression)
Neocomian	Walentowa Breccia
Upper Tithonian Middle Tithonian	Sobótka Limestone - with Crassicollaria - with Chitinoidella
Lower Tithonian Kimmeridgian Oxfordian	Bohunice Limestone Formation - with Parastomiosphaera malmica - with Saccocoma - with Cadosina parvula
Callovian	Fe-Mn hardground layer with Stromatactis and „filaments" - 1 m; filling of clefts with „filaments" = neptunian dykes
Bathonian Bajocian	Smolegowa (and Krupianka?) crinoidal limestone

stratigraphical base of the outcropped sequence. The higher layers are just white and separated by a hardground from the next member - creamy biomicrite with bivalves. The eventual interruption of sedimentation with primary absence of the higher complex of red (red-violet) crinoidal limestones does not seem probable. It is but noteworthy that red biomicrites with "filament" microfacies are the predominant filling of the neptunian dykes and „filaments" are almost entirely absent in the layered succession. The fracturation of the white crinoidal limestones and the filling of these fractures took place before the deposition of the next member - creamy and pinkish biomicrites with "protoglobigerina" microfacies.

Pevný (1969) cited from the white and light-pinkish limestones from Bohunice (obviously this quarry) eight brachiopod species (nearer comment at page 261). The association is according to him typical for the Bajocian.

The crinoidal limestones are biosparites with sandy admixture of clastic quartz grains and small yellowish dolomite lithoclasts. A thin intercalation of the fine-grained conglomerate with a pebble of maximum size 6 cm (spongolite) was found at the point 44. The most numerous are pebbles of the vein-quartz (white, pink, honey-yellow), silicates (spongolites or without organic remnants), dolomites (some of them with traces of boring bivalvians - Pl.I, Fig.1), dedolomites, single pyroclastic rock of acid volcanites - tuffite (Pl.I, Fig.2) and greywacke with kaolinized feldspars. The interpretation of the source area has been discussed in another paper (Mišík & Aubrecht, 1994).

The temporary increased transport capacity is reflected also in the matrix (identical with the crinoidal limestone) by the high proportion of heavy minerals; in the thin section 5 zircon grains and one grain of garnet were present. This anomalous intercalation might represent a tempestite or tsunamite.

The heavy fraction of the sandy admixture in the crinoidal limestones is dominated by zircon, followed by garnet, rutile, tourmaline, apatite with single grains of anatas, titanite and hornblende (Halajová, 1981).

Echinoderm plates (mainly crinoidal columnalia) are most numerous among the bioclasts; benthonic foraminifers (including sessil nubeculariids), bivalvian and brachiopod fragments, uniserial bryozoans and serpulid worms (Pl. III, Fig. 1) are common. In the highest part on the edge of the quarry the following association of Bathonian brachiopods was found: *Monsardithyris ventricosa* (Ziet.), *Cymatorhynchia* ex gr. *quadriplicata* (Ziet.), *"Terebratula"* aff. *decipiens* Eud. - Desl., *Linguithyris curviconcha* (Oppel), *Antiptychina* aff. *bivallata* (Eud. - Desl), *Caucasella trigona* (Quenst.) and *Sphenorhynchia latereplanata* Seifert; the paleontological description is on the page 261. It should be noted that the succession there is disturbed by a fault so that the Bathonian rocks contact the Oxfordian strata.

No silicification of the bioclasts, no authigenic quartz occur. Only once in the immediate neighbourhood of the mentioned pyroclastic lithoclast the authigenic anhedral quartz grains have been found; the silica was evidently derived from the volcanic glass. The total absence of chert nodules and other silicification phenomena were probably connected with the absence of sponge spicules in the environment. No voids filled with red micrite known from other localities with corresponding lithotype (Kyjov, Krasín) were found here, but red micrite filling is in the abundant neptunian dykes.

2. *Neptunian dykes.* Crinoidal limestones are densely penetrated by neptunian dykes with maximum width 35 cm. Their directions are largely scattered; the prevailing extension was NE - SW (Fig. 2), parallel to the strike of the Klippen Belt in this area. The filling is red, partly cream-coloured, often with an irregular lamination, some-

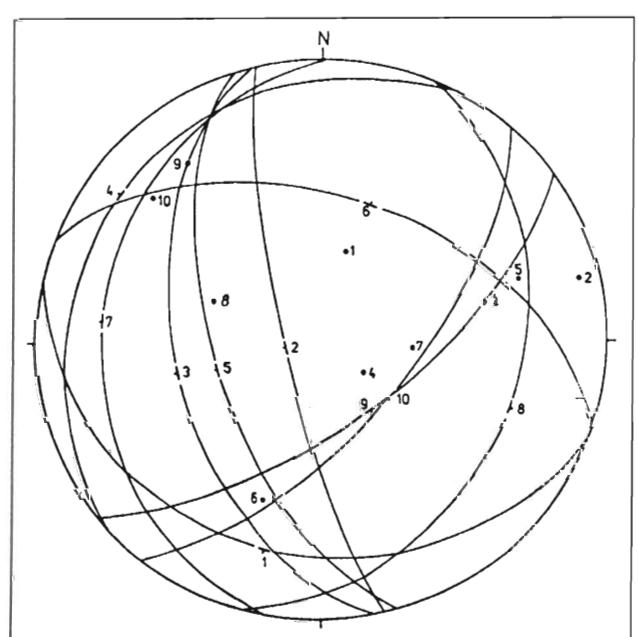


Fig. 2. Strike and dip of the neptunian dykes turned to the stratification plain (310/75°).

times oblique or lenticular. Biomicrite (wackestones and packstones) laminae alternate with those of micrite and pelmicrite; frequent intraclasts were derived from the fracture walls. The remaining empty spaces were filled by radiaxial calcite cement. The following microscopical characteristic is based on 16 thin-sectioned samples.

From the organic remnants "filaments" predominate (juvenile bivalves of the Bositra-type, rarely also with thicker shells strongly bored by algae, their tiny canals are impregnated by Fe-hydroxides); the "umbrella effect" (sparite formed under the concave side protected against the micrite deposition) was frequently observed. Current constituents are echinoderm plates and foraminifers: *Ophthalmidium* cf. *carinatum* Leischner, *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Marssonella* sp., *Nodosaria* sp., microforaminifera - basal membranes of juvenile foraminifers; single ostracods, globochaete cells, uniserial bryozoans and fucoids occur. Small brachiopods were found in a dyke. Clastic quartz (to 0.25 mm) and fragments of hardgrounds are very rare. Cubes and skeletal crystals of epigenetic pyrite to 0.3 mm (Pl. I, Fig. 3) were observed several times. Tiny sterile microdykes used to penetrate transversally the described neptunian dykes.

There are no direct age indicators concerning the filling of the dykes. It is probably not much younger than the surrounding crinoidal limestones. With regard to the dominant "filament" microfacies and the fact that the dykes do not penetrate into the younger strata, we assume that they are of Upper Bathonian - Lower Callovian age.

3. Pink limestones with stromatactis structure - probably Callovian. They are only 80 cm thick and occur in the middle part of the quarry at the contact of the crinoidal limestones and the hardground. The structure can be characterized as dismicrite with small, not typical stromatactis - irregular anastomosed voids elongated along the plane of the stratification (Pl. II, Fig. 1). The voids are usually limited by thin-shelled bivalves - "filaments" (shelter porosity). They are filled by the radiaxial calcite cement with fluid inclusions and a younger clear blocky cement in their central parts. Sparitic areas are probably enlarged by the recrystallization what can be deduced from the radial aggregates of calcite around the relics of pellets (Pl. I, Fig. 4). Besides small bivalves unusually frequent microforaminifers (basal membranes impregnated by Fe-oxides - Pl. I, Fig. 5), echinoderm plates, spicules of siliceous sponges filled by calcite, nubecularids, ophthalmids, single small gastropods and worm tubes occur. Quartz grains are very rare but their size is up to 3 mm. The stromatactis horizon passes in the upper part of the quarry into pink biomicrite with typical "filamentous" microfacies (sample 81).

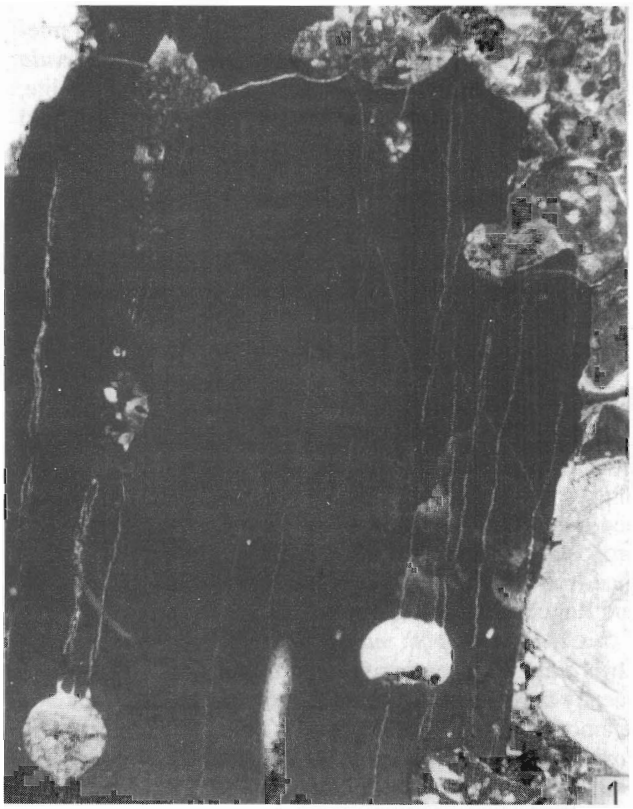
4. Pink and red limestone layers impregnated by the Mn-Fe oxides, with black hardground crust (2 cm) on their base - Oxfordian. Biointramicrites with "protoglobigerina" microfacies. They contain frequent *Globuligerina* sp., less numerous *Ophthalmidium* sp., *Marssonella* sp., *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., abundant voids after the radiolarians filled by drusy calcite or dark micrite (these radiolarian "ghosts" resemble the round coprolites - Pl. III, Fig. 2), originally aragonitic bivalves with red coatings (dissolved and filled by micrite, often with collapsed micritic rims), globochaete cells, ostracods, *Cadosina parvula* Nagy (Pl. I, Fig. 6), single juvenile ammonite, rhyncholite, phosphatized fish scale, uniserial bryozoan and echinoid spine. Several intraclasts with the red coatings and traces of dissolution and the fragments of Fe-Mn hardgrounds are further signs of the condensed sedimentation. The hardground crust contains 14.3% Mn (= 18.46% MnO), 15.34% Fe_2O_3, 1.92% SiO_2 and 0.54% TiO_2. The presence of *Cadosina parvula* signalized the appurtenance to Oxfordian.

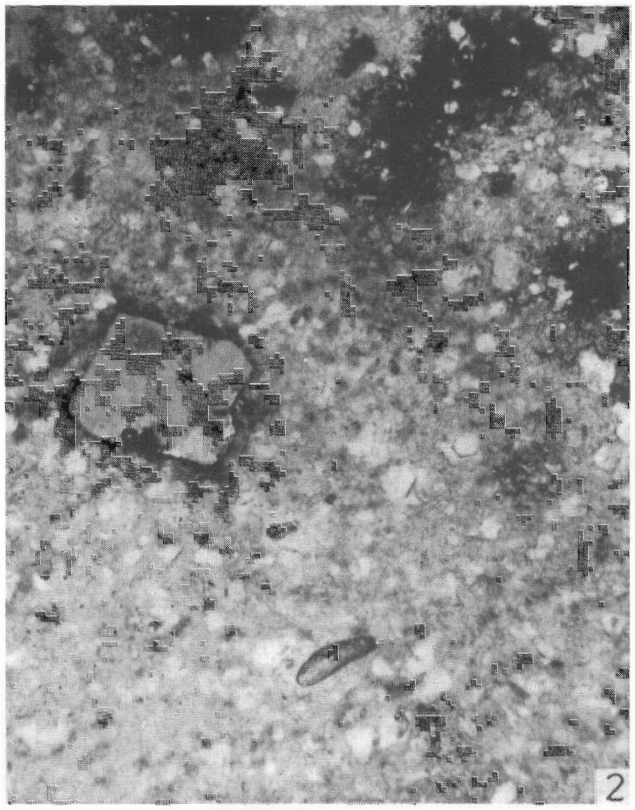
Bohunice Limestone Formation (new name). Age: Oxfordian - Lower Tithonian. Name: after the type locality quarry Babiná near Bohunice. Thickness: about 11 m. Dominant lithology: creamy and pink micritic and biomicritic limestones with bivalves and brachiopods. According to the detailed lithology, three members were discerned (here No.5 - 7); preliminary, no formal names were proposed for them. Lateral equivalents: Czorsztyn Limestone (red nodular), Vršatec Limestone (white biohermal) and Rogoznik Coquina.

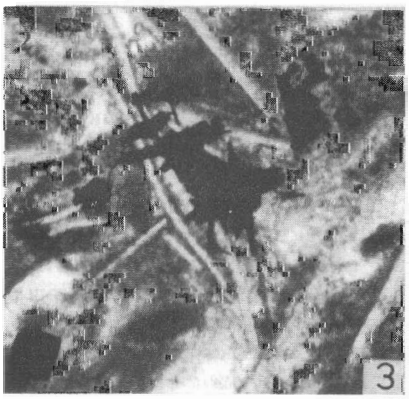
5. Creamy and pink micritic limestones with bivalves - Oxfordian. The composition: abundant radiolarians (frequently only their phantoms reminding coprolites), variable amount of "protoglobigerina" (*Globuligerina* sp.), *Cadosina parvula* Nagy, single *Colomisphaera* sp. etc. Clastic quartz was absent except one thin-section with a grain 3 mm; cubes of epigenetic pyrite occur. A slight nodularity was observed. The thickness is about 5 m.

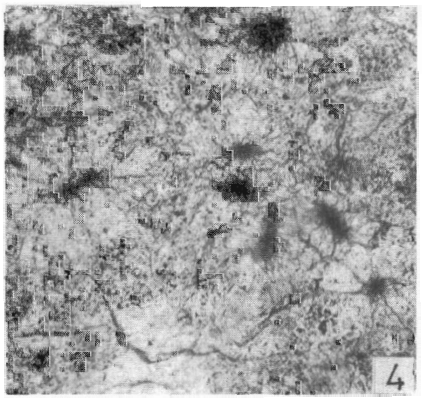
6. Pink micritic limestones - Kimmeridgian - Lower Tithonian. Generalized characteristic from 5 thin sections: biomicrite mostly packstone with Saccocoma-Globochaete microfacies, further with numerous juvenile ammonites, foraminifers (genera *Marssonella*, *Involutina, Lenticulina, Nodophthalmidium* etc.), fragments of brachiopods and bivalves, rare echinoid spines, ostracods and aptychi. The voids in the microfossils and macrofossils (mainly in brachiopods) contain an internal sediment with the polarity structures confirming the inverted sedimentary succession. Clastic quartz (terrigenous admixture) is absent; rare cubes of epigenetic pyrite up to 0.4 mm occur. Brachiopods *Nucleata bouei* (Zejsz.) and *Lacunosella* aff. *spoliata* (Suess) from the point 46 indicate the Kimmeridgian. The thickness is about 4.5 m.

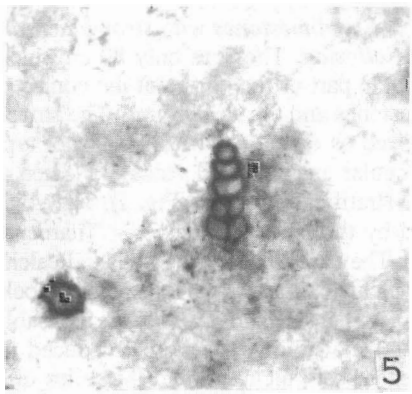
7. Pink micritic limestone with small black-coated bivalvians - Lower Tithonian. They can be differentiated only by means of the microscope based on the presence of *Parastomiosphaera malmica* (Borza) and the absence of *Chitinoidella* (Borza, 1984). They are biomicrites with Saccocoma microfacies, abundant globochaete cells, bivalves (originally aragonitic ones with the mentioned black coating, red in the thin-sections), rare large crinoidal columnalia (also corroded and with red coatings), *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Bullopora* sp., agglutinated foraminifers, several *Parastomiosphaera malmica* (Borza) (Pl. I, Fig. 7), *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera* sp., tiny filaments genetically connected probably with globochets, single juvenile ammonites, gastropods, calcified radiolarians, aptychi, ostracods, single fish tooth and serpulid


1

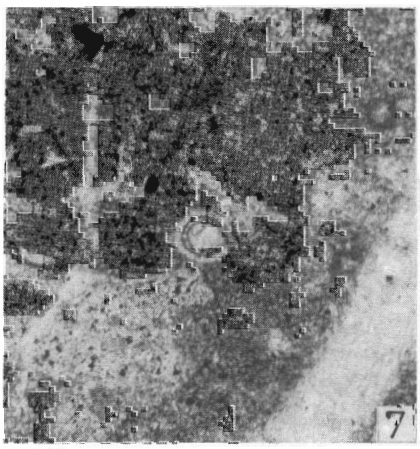

2

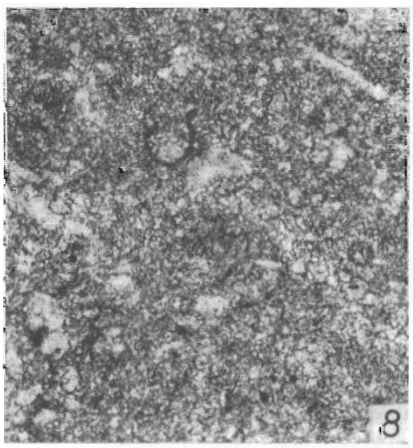

3


4


5

6


7


8

worm *Durandella* sp. (Pl. II, Fig. 3, 4). The author of this genus - Dragastan (1970) described it also from Tithonian but attributed erroneously to the Tintinida. Rare voids with polarity structures occur. The thickness is 1 m.

8. White and creamy micritic limestones - Middle Tithonian. They belong to the Chitinoidella zone indicating the Middle Tithonian (Borza, 1984). The generalized description was carried out from the 9 thin-sections: biomicrites-packstones with Globochaete-Saccocoma microfacies containing *Chitinoidella boneti* Doben (Pl. I, Fig. 8; Pl. III, Fig. 5), voids after the dissolved radiolarians filled by the calcite, foraminifers (*Involutina* sp., *Marssonella* sp., *Lenticulina* sp.), juvenile ammonites, tiny filaments with special sculpture, probably connected with globochete cells, ostracods, *Colomisphaera* sp., aptychi and basket-like sections probably of a calcareous sponge (Pl. II, Fig. 7). The total lack of the clastic quartz should be stressed once more. A juvenile specimen of *Pygope* sp. proceeded from these limestones.

9. Pink micritic limestones containing bivalves with the black coatings - Upper Tithonian. They correspond to the Korowa Limestone Member of Birkenmajer (1977). They can be characterized as biomicrites-wackestones, frequently bioturbated with Crassicollaria microfacies, mostly with *Crassicollaria intermedia* Durand Delga, single *Calpionella alpina* Lorenz and *Chitinoidella* sp., abundant globochaete cells and voids after radiolarians filled by calcite, fragments of bivalves, originally aragonitic, with red margins in transmitted light, rarely bordered with black Mn-dendrite (Pl. III, Fig. 3); they were dissolved and filled by the micritic sediment or by the sparitic cement; their micritic rims sometimes collapsed. Single bivalves with prismatic layer in the calcitic shell, several juvenile ammonites, ostracods, aptychi, brachiopod fragments, *Spirillina* sp., *Marssonella* sp., *Patellina* sp., *Involutina* sp. and *Cadosina fusca fusca* Wanner have been observed. Corroded and bored intraclasts with the thin Fe-crusts occur, as well as voids with polarity structures.

The peculiar very fine-grained pyroclastic admixture (about 20 grains under 0.15 mm in a thin-section) of basic volcanic rocks containing tiny mostly calcified feldspars (Pl. III, Fig. 4) was identified. The total lack of the clastic quartz points to a distant aerial transport from the remote volcanic centers probably at the territory of the actual Carpathian Ukraine. Another case was identified from the Kyjov-Pusté Pole klippe, Eastern Slovakia, concerning the same stratigraphical horizon and the identical unit (Mišík, 1992). Basic volcanites (pikrobasalts and basanites) of the same age occur also in the High-Tatric Unit but those submarine effusions hardly could introduce the volcanic ash into the atmosphere.

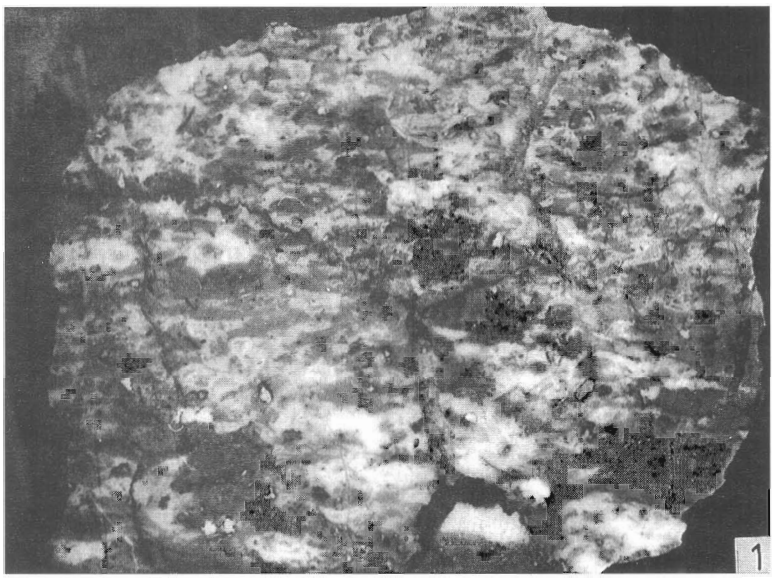
10. Pink and grey fine-grained limestone breccias - Neocomian. They correspond to the Walentowa Breccia of Birkenmajer (1977) with the exception that Calpionellites was not found in the matrix. The predominating size of clasts is 1 - 2 cm, up to 15 cm. The matrix with echinoderm plates is yellowish or red, the clasts are white, creamy and red. The microscopical description was derived from the thin-section study of 13 samples.

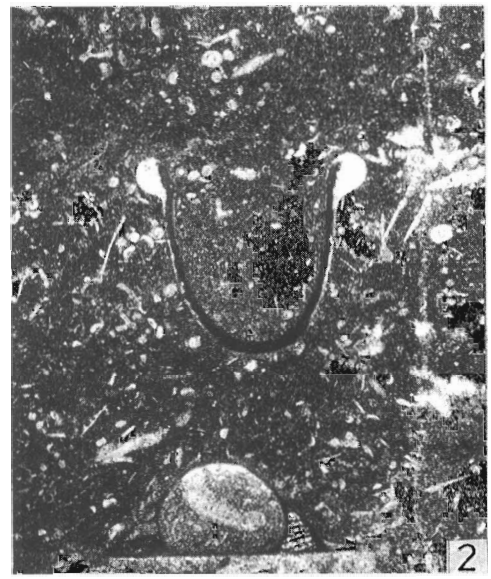
The most abundant are lithobiosparrudites. Their matrix is dominated by echinoderm plates including typical brachialia of the planctonic crinoids (*Roveacrinidae ?*) with syntaxial rims, frequently limited by the crystal faces. Echinoderm plates used to be corroded by Fe-hydroxides along the fissibility. Aptychi with celular structure and bivalves are rare, phosphatic fish teeth exceptional. Some *Hedbergella* sp. found in the matrix allow to suppose the Hauterivian age. The peculiar phosphate intraclasts and intraplasts containing arborescent calcite grains have been already found by us in the Neocomian limestones in the Krasín klippe (Mišík, Sýkora and Aubrecht, in press, Pl. V, Fig. 2). Their syngenetic origin is confirmed by the fact that the phosphate occurs also as the interstitial mass amidst the echinoderm plates in the matrix. The most frequent lithoclasts are biomicrites with the association *Saccocoma* + *Globochaete* + calcified radiolarians (fragments of Kimmeridgian - Lower Tithonian limestones), rarely with *Chitinoidella* (Middle Tithonian); the lithoclasts with *Crassicollaria* (Upper Tithonian - Pl. II, Fig. 6) are rarer and smaller. The breccia lacks the quartz. It contains the same cubes and skeletal crystals of the epigenetic pyrite mentioned in the preceding members what confirms that the pyrite originated in the whole Callovian - Neocomian successions in the same time, in one of the post-Lower Cretaceous periods.

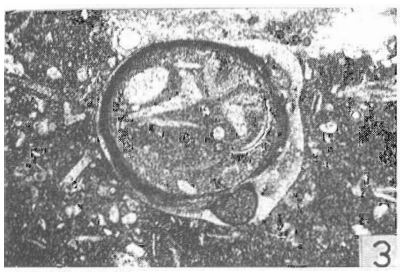
Sometimes an association of biomicritic lithoclasts with *Saccocoma* surrounded by the matrix with the structure of *?Saccocoma (Roveacrinidae)* biosparite has been observed. It can be explained by the existence of the intraformational breccias already in the Kimmeridgian - Lower Tithonian limestones. The different size of the brachialia in clasts and in the matrix might indicate that they belong to two different genera of planctonic crinoids or it was caused only by hydrodynamic sorting. The existence of the big blocks of Kimmeridgian - Lower Tithonian in the Neocomian breccia cannot be excluded (e.g. the lowermost rockwall on the left flank of the quarry).

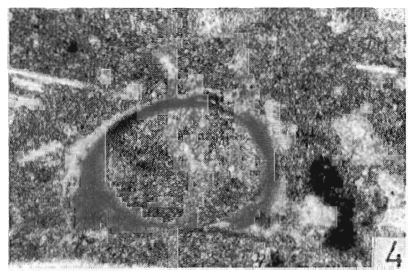
11. Fine-grained limestone breccia with yellow or red matrix and white micritic limestone lithoclasts - Coniacian. The matrix of this lithosparrudite is formed by the densely packed detritus of double-keeled globotruncanas (Pl. III, Fig. 6) with some hedbergellas, echinoderm plates

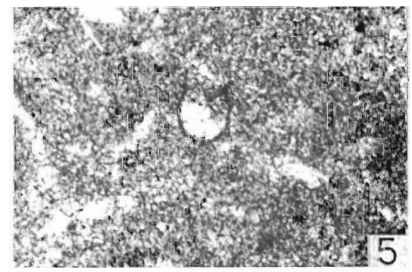
Pl. I. Klippe Babiná near Bohunice. 1 - Lithoclast of the Triassic dolomite with traces of the bivalvian borings; conglomerate intercalation in the Middle Jurassic crinoidal limestone; sample 44, thin section No. 20 704, x7, 2 - Small pebble of the tuffite belonging to the acide volcanism (a feldspar porphyroclast is visible); thin section No. 20 531, x26, 3 - Epigenetic skeletal pyrite in the neptunian dyke filled by the biomicrite with the „filament" microfacies, probably Callovian; sample 33a, thin section No. 12 398, x60, 4 - Radial calcite aggregates formed around the pellets in the Stromatactis horizon (see Pl. II, Fig. 1), probably Callovian; thin section No. 21 288, x60, 5 - Microforaminifer (basal membrane of a juvenile foraminifer) in the limestone with stromatactis; thin section No. 21 191, x160, 6 - Cadosina parvula Nagy in the biomicrite with the „filament" microfacies, Oxfordian; sample 30, thin section No. 12 397, x88, 7 - Parastomiosphaera malmica (Borza) in the pink limestone of the Bohunice Formation, Lower Tithonian; thin section No. 12 693, x152, 8 - Chitinoidella boneti Doben (two specimens) in the Middle Tithonian limestone; thin section No. 12 403, x52.

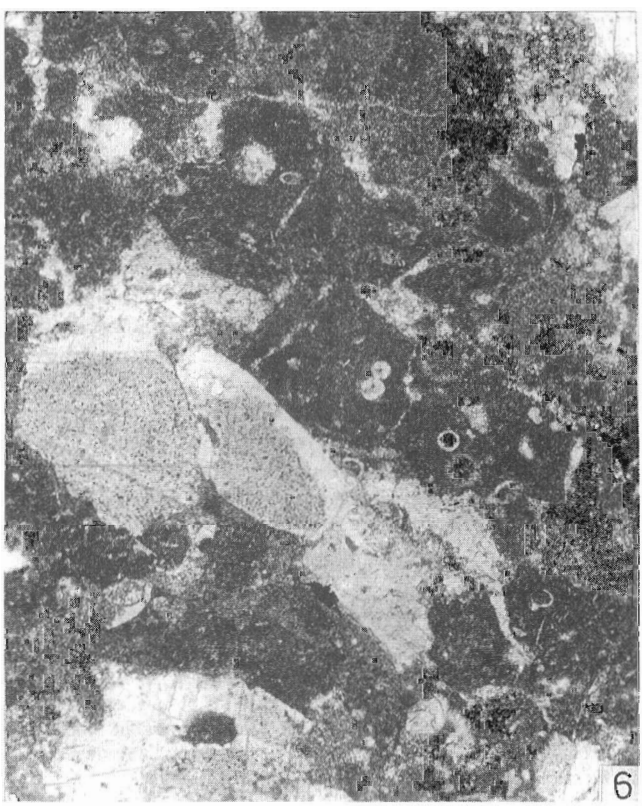

1

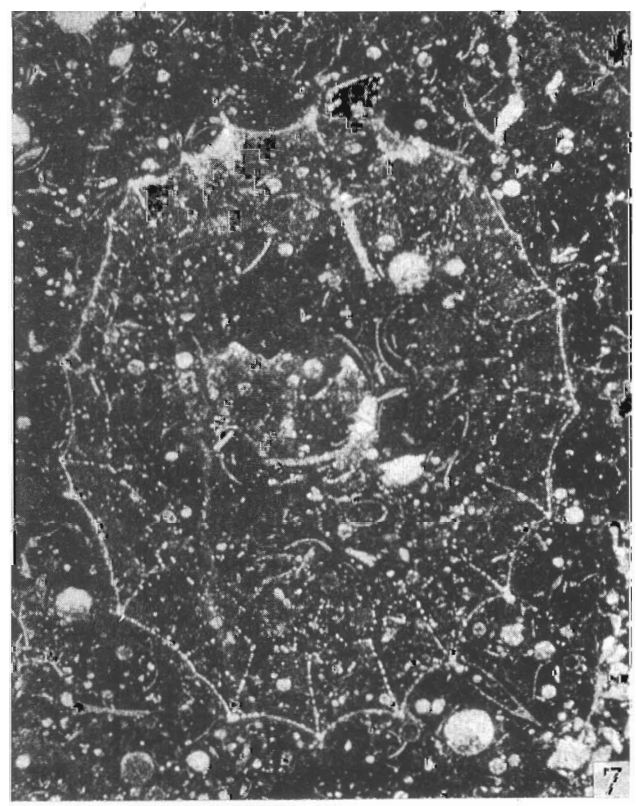

2


3


4


5


6


7

with syntaxial rims, fragments of inoceramid bivalves (including isolated prisms) and rare phosphatic fish scales. From foraminifers the following species were determined: *Falsomarginotruncana angusticarinata* (Gandolfi), *F. pseudolinneiana* (Pessagno), *F. coldreriensis* (Gandolfi), *F. desioi* (Gandolfi), *Marginotruncana schneegansi* (Sigal) and *Clavulinoides* sp. (determined by RNDr. J. Salaj, DrSc., GÚDŠ). This fauna indicates Coniacian age; no younger forams have been found.

The lithoclasts belong mostly to the biomicrites with *Saccocoma* (Kimmeridgian - Lower Tithonian), rarer with *Crassicollaria* (Upper Tithonian - Pl. III, Fig. 5). Neocomian lithoclasts contain small fragments of biomicrites with *Crassicollaria*, without tintinids in the matrix and with phosphatic intraclasts. A lithoclast of red biomicrite with the Middle Cretaceous planctonic foraminifers has been found also.

The rock is macroscopically very similar to the Neocomian fine-grained limestone breccia. Such a rock type of Senonian age was unknown from the West Carpathians up till now. We have found it already in 1981 in the outbursted exploitation material in the quarry. The breccia should have filled a pocket within the transgression plane on the emerged Upper Jurassic and Neocomian limestones.

12. Quarternary speleothems occur in the form of a thin sinter crusts covering the cleft walls.

Brachiopod fauna of Bathonian and Kimmeridgian (M.Siblík)

The preservation of brachiopods found at Babiná is often unsatisfactory. Many of them are fragmentary and only very limited information on their internal structures could be obtained by serial sectioning. The brachiopod fauna from Babiná has been dealt with already by Pevný (1969) who reported *Ptyctothyris stephani* (Dav.), *"Terebratula" pseudocrithea* Arc.-Roché, *"Terebratula" solitaria* Szajn., *"Terebratula"* aff. *arcelini* Arc.-Roché, *"Terebratula" lineatula* Roll., *"Terebratula" craneae* Dav., *Lobothyris ventricosa* (Hartm.) and *Sphenorhynchia rubrisaxensis multicostata* (Rothpl.). All species came from the light-coloured crinoidal limestone of Bajocian age.

I focused my attention on younger beds and determined the following species: sample 41 (Bathonian) - *Monsardithyris ventricosa* (Ziet.), *Cymatorhynchia* ex gr. *quadriplicata* (Ziet.); sample 43 (Bathonian) - *Monsardithyris ventricosa* (Ziet.), *"Terebratula"* aff. *decipiens* Eud.-Desl., *Linguithyris curviconcha* (Oppel), *Antiptychina* aff. *bivallata* (Eud.-Desl.), *Caucasella trigona* (Quenst.), *Sphenorhynchia latereplanata* Seifert.

The great similarity to the brachiopods from the ammonite-proved Bathonian of the Kostelec locality helped when the age of the sample 41 and 43 was considered.

From the higher horizon (sample 46) proceeded *Nucleata bouei* (Zejszn) and *Lacunosella* aff. *spoliata* (Suess) most probably of Kimmeridgian age.

Descriptions

Monsardithyris ventricosa (Zieten, 1830)
(Pl. IV, Fig. 4)

1969 *Lobothyris ventricosa* (Hartmann) - Pevný, p. 150, Pl. 29, Fig. 3.
1971 *Monsardithyris ventricosa* (Hartmann-Zieten) - Alméras, p. 202, Pl. 7, Figs. 1 - 2; Pls. 8 A - B; Pl. 9; Pl. 12, Fig. 1; Text - Figs. 57 - 62 (cum syn.).
1979 *Monsardithyris ventricosa* (Zieten) - Siblík, p. 53, Pl. 8, Fig. 1.

30 specimens of smaller size and mostly incomplete, up to 30.0 mm long, 24.5 mm wide and 15.5 mm thick. Extensive description and discussion of the species was given by Alméras (1971).

Bajocian - ?Bathonian of Vršatec, Lower Bathonian age from Algeria was reported by Alméras (1971).

Babiná - samples 41 and 43, Dohňany, Mestečko, Podhorie, Vršatec, Malé Karpaty Mts. (Prístodolok).

*„Terebratula "*aff. *decipiens* Eud.-Deslongchamps, 1873

1966 *"Terebratula "* aff. *decipiens* Eud.-Deslongchamps - Siblík, p. 138, Pl. 3, Fig. 3.

5 fragmentary specimens identical with those cited above from Kostelec.

Babiná - sample 43, Kostelec.

Nucleata bouei (Zejszner, 1846)

1979 *Nucleata bouei* (Zejszner) - Siblík, p. 56, Fig. 4 (cum syn.).

2 incomplete specimens showing characteristic features of the species.

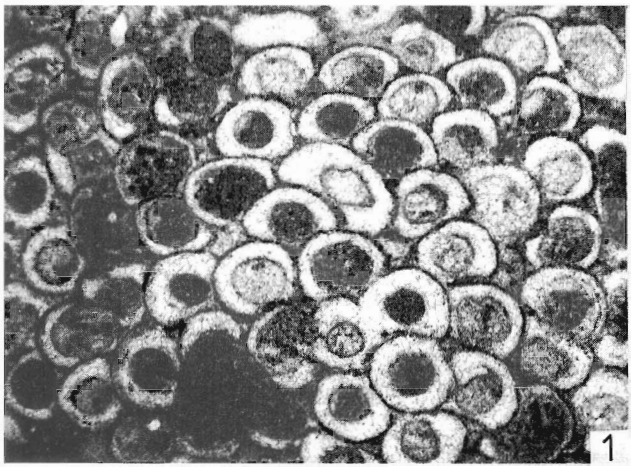
Oxfordian - Tithonian (?L. Berriassian).

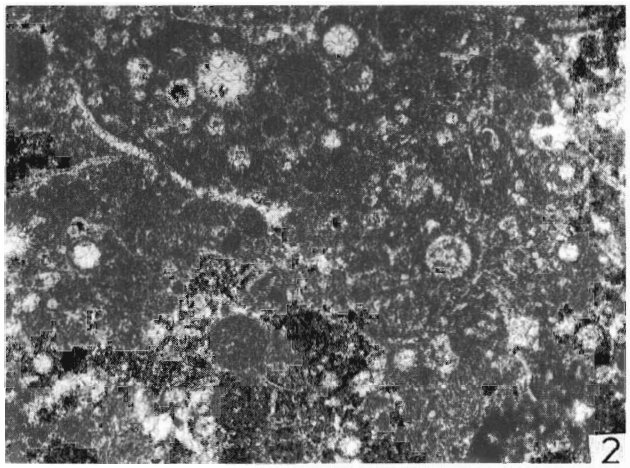
Babiná - sample 46, Kostelec, Nižná, Kruchý vrch.

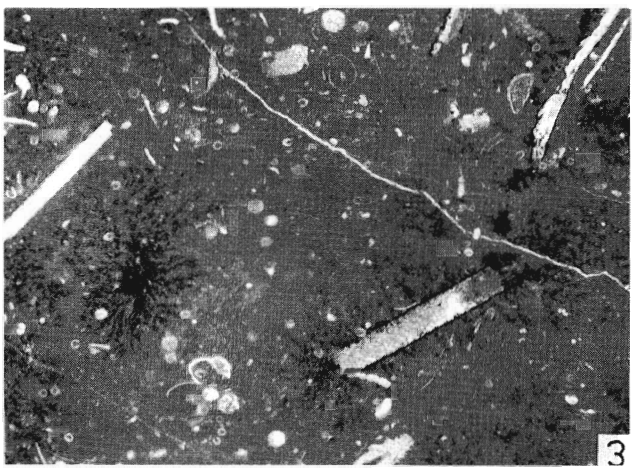
Linguithyris curviconcha (Oppel, 1863)
(Pl. IV, Fig. 3)

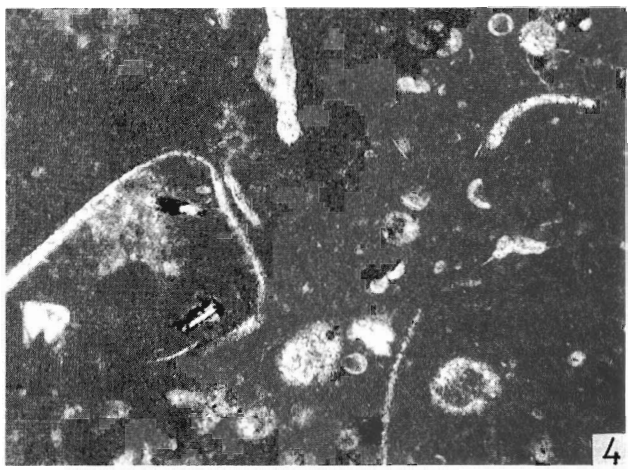
1863 *Terebratula curviconcha* Opp. - Oppel, p. 206, Pl. 5, Fig. 6.

◀ Pl. II. Klippe Babiná near Bohunice. 1 - Limestone with the stromatactis-like structure, top part of the crinoidal limestones, Bathonian - Callovian; sample 41, polished section, slightly enlarged (1.3x). 2-3 - Tube of the serpulid worm Durandella sp. in the Lower Tithonian limestones; thin section No. 12 693, x38. 4 - Durandella sp. in the stromatactis horizon, Bathonian - Callovian; sample 41, thin section No. 21 288, x50. 5 - Chitinoidella boneti Doben, Middle Tithonian; thin section No. 12 403, x152. 6 - Breccious limestone (Walentowa Breccia) with lithoclasts of the Upper Tithonian biomicrite containing Crassicollaria, Neocomian; thin section No. 12 525, x48. 7 - Problematic basket-like fossil (probably calcareous sponge) in the middle Tithonian limestone; thin section No. 12 403, x19.


1


2


3


4

5

6

1923 *Terebratula* (Glossothyris) *curviconcha* Opp. - Trauth, p. 193 (cum syn.).
1966 *Linguithyris curviconcha* (Oppel) - Siblík, p. 139, Pl. 4, Fig. 1.
1967 *Linguithyris curviconcha* (Oppel) - Kunz, p. 267, Pl. 1, Figs. 3 - 6.
1969 *Linguithyris curviconcha* (Oppel) - Pevný, p. 154.
1993 *Linguithyris curviconcha* (Oppel) - Radulovic' and Rabrenovic', p. 119, Pl. 2, Fig. 6.

12 specimens up to 20.0 mm in length and 21.0 mm in width. They reveal subangular sulcation of anterior commissure conformable well to that of the material from Kostelec as figured by Siblík (1966).

Bathonian - rarely Bajocian. Aalenian occurrences were reported from Italy (Rovereto).

Babiná - sample 43, Dohňany, Mestečko, Štepnická skala, Homolovačka, Kostelec, Strážovské vrchy Mts. (Čierna Lehota), Humenské pohorie Mts.(Jasenov).

Antiptychina aff. *bivalvata* (Eud.-Deslongchamps, 1859)

(Pl. IV, Fig. 2)

1979 *Antiptychina* aff. *bivallata* (Eud.-Deslongchamps) - Siblík, p. 60, Pl. 10, Fig. 3.

9 specimens up to 15.0 mm long and 13.0 mm wide. Punctation clearly visible. The internal structure revealed short dental lamellae, shallow septalium, very deep sockets with strongly developed socket ridges, and a high septum.

The specimens agree well with *Antiptychina* aff. *bivallata* from Vršatec as was presented by Siblík, 1979. In that paper the differences from both *A. bivallata* and *A. puchoviensis* Pevný were pointed out.

Babiná - sample 43, Vršatec (?Bathonian).

Caucasella trigona (Quenstedt, 1852)

(Pl. IV, Fig. 1)

1852 *Terebratula trigona* - Quenstedt, p. 548, Pl. 36, Fig. 34.
1922 *Rhynchonella trigona* Quenst.- Trauth, p. 235 (cum syn.).
1964 *Gnathorhynchia trigona* (Quendstedt, 1851) - Pevný, p. 169, Pl. 6, Fig. 2.
1966 *Gnathorhynchia trigona* (Quendstedt) - Siblík, p. 155, Pl. 3, Fig. 1.
1969 *Gnathorhynchia trigona* (Quenstedt, 1851) - Pevný, p. 146, Pl. 28, Fig. 2.
1970 *Caucasella trigona* (Quenstedt) - Tchorževskij, p. 53, Figs. 3 - 4, Text - Fig. 3.

4 specimens reach 11.0 mm in length, 15.0 mm in width and 8.5 mm in thickness. Their outlines and length/width ratios are varied. This supports Trauth's opinion (1922) of the difficulties in distinguishing this species externally from *Rhynchonella trigonella* Rothpletz, 1886. The generic attribution of *"trigona"* to *Caucasella* was proved by Tchorževskij (1970) who ascertained the internal structure of *"trigona"* without dorsal septum which is the main character distinguishing *Caucasella* from *Gnathorhynchia*.

Bathonian; the specimens studied by Tchorževskij (1970) came from Bajocian.

Babiná - sample 43, Dohňany, Hatné, Štepnická skala, Podhorie, Kostelec, Malé Karpaty Mts. (Prístodolok), Strážovské vrchy Mts. (Čierna Lehota).

Sphenorhynchia latereplanata Seifert, 1963

1963 *Sphenorhynchia latereplanata* n. sp. - Seifert, p. 176, Pl. 10, Fig. 16, Text - Fig. 26.

1 specimen measuring 25.0 x 21.6 x 14.2 mm. It reminds one of the Bajocian *Sphenorhynchia plicatella* (Sow.) or some variants of Callovian *Sphenorhynchia ferryi* (Eud.-Desl.) but differs from them in the development of large lateral planareas.

According to Seifert, 1963 *Parkinsoni*-Oolith (Upper Bajocian - Lower Bathonian).

Babiná - sample 43.

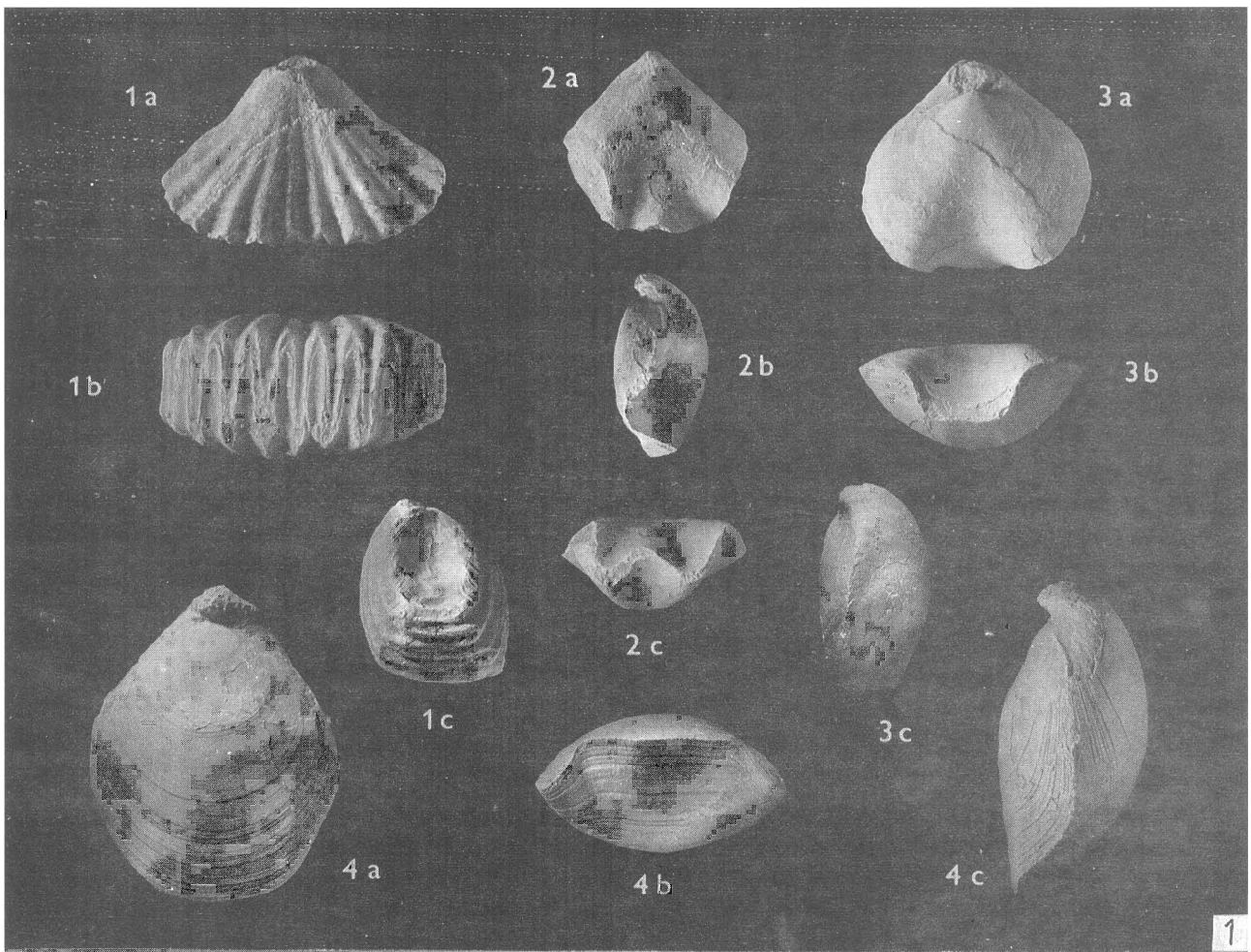
Cymatorhynchia ex gr. *quadriplicata* (Zieten, 1830)

1966 *Rhynchonella* ex gr. *quadriplicata* (Zieten) - Siblík, p. 146.
?1969 *Cymatorhynchia quadriplicata* (Zieten) - Pevný, p. 143, Pl. 28, Fig. 1.

25 mostly fragmentary specimens have been seen up to about 23.0 mm long, 25.0 mm wide and 16.0 mm thick. The similarity to the Bajocian *Cymatorhynchia quadriplicata* seems apparent. The present material is identical with that from Kostelec (Siblík, 1966) and also does not warrant further discussion of the relations to the highly variable Zieten's species.

Babiná - sample 41 and 43, ?Mestečko, Kostelec.

◀ Pl. III. Klippe Babiná near Bohunice. 1 - Tubes of serpulid worms in the crinoidal limestone, Bajocian - Bathonian; thin section No. 20 296, x20, 2 - Different cases of the preservation of radiolarians; several voids formed by their dissolution were filled by micrite and remind coprolites; Oxfordian part of the Bohunice Limestone Formation; thin section No. 20 194, x30, 3 - Mn-dendrites formed on the fragment of the bivalvian shell originally aragonitic (the void after its dissolution was filled by the drusy calcite); Upper Tithonian biomicrite with Crassicollaria; thin section No. 20 636, x20, 4 - Two small fragments of the synchronous volcanic admixture (volcanic ash) with tiny feldspar laths, besides them Crassicollaria sp., Globochaete alpina, Involutina sp., calcite filling of radiolarian voids and bivalvian fragments are visible, Upper Tithonian; thin section No. 11 793, x60, 5 - Fine-grained breccia limestone with Upper Tithonian lithoclasts (biomicrites with Crassicollaria), with the abundant double-keeled globotruncans and echinoderm plates in the matrix, Coniacian (probably pocket filling); thin section No. 21 927, x30, 6 - Matrix of the Senonian breccia with the abundant double-keeled globotruncans and prisms of the inocerams; thin section No. 11 447, x30.


1a
2a
3a
1b
2b
3b
1c
2c
3c
4a
4b
4c
1

2

Lacunosella aff. *spoliata* (Suess, 1858)

1956 *Rhynchonella* aff. *spoliata* Suess - Ksiazkiewicz, p. 208, Pl. 23, Fig.7.

1 specimen with dimensions 17.6 x 17.8 x 11.0 mm. It agrees to the mentioned Polish find that is of Kimmeridgian age.

Babiná - sample 46.

Summary and interpretation

An inverted succession of the Czorsztyn Unit with following peculiarities outcrops in the quarry Babiná: crinoidal limestones are not differentiated into the lower white and upper red part, the Czorsztyn red nodular limestones are absent (both pattern as well as a conglomerate intercalation in the crinoidal limestones are characteristic for the Mestečko development - Aubrecht, 1992); instead of Czorsztyn Limestone the Bohunice Limestone Formation (new name) is present; the Rogoznik coquina lacks.

During the Bajocian a shallow-water sedimentation of the crinoidal detritus influenced by the coastal currents and by the transport of the terrigenous clastics took place. One conglomerate intercalation with pebbles up to 6 cm could be interpreted as tempestite. The pebbles belong to Liassic spongolites, Triassic dolomites, probably Lower Triassic sandstones and pyroclastics probably of Permian age. The higher part of the crinoidal limestones belongs to Bathonian as was proved by the brachiopods (seven species have been described). In the Upper Bathonian and Callovian a synsedimentary tectonics (faulting) took place; the clefts were filled mostly by the red micrite with the "filament" microfacies forming neptunian dykes. The red Bathonian - Callovian limestones with the "filament" microfacies occur frequently in other profiles but here their continuous beds were extremely reduced to 1 m and accompanied by the stromatactis-like horizon.

The condensed sedimentation at the beginning of the Oxfordian in the limestones with *Globuligerina* and first *Cadosinidae* led to the precipitation of the Mn-Fe hardground crust. The transport of terrigenous material ceased completely. The deepening of the sedimentation area resulted in the predominance of the plankton: *Globuligerina*, radiolarians, *Cadosinidae* and later, in the Kimmeridgian and Tithonian *Saccocoma*, *Tintinnidae* and ammonoids (only their juvenile specimens were found). The bivalves with the black coatings have been brought from time to time from the shallower waters but they occur only sporadically in comparison with the other localities of the Czorsztyn Succession (e.g. Vršatec: Mišík, 1979, p. 22; Kyjov-Pusté Pole: Mišík and Sýkora, 1993). The occurrence of the brachiopods in the Kimmeridgian strata indicates that the environment was not very deep. The differentiation of the Lower and Middle Tithonian strata was carried out due to the presence of the zonal microfossils *Parastomiosphaera malmica* and *Chitinoidella*.

A very fine-grained pyroclastic admixture from the remote centers of the basic volcanism was enregistered in the Upper Tithonian limestone.

The Neocomian (its Hauterivian part was proved by hedbergellas) is characterized as in the other localities of the Czorsztyn Unit by the shallowing signalized by the crinoidal detritus. It was accompanied by the synsedimentary faults. In their probably submarine scarps the Kimmeridgian - Upper Tithonian strata were uncovered what is evidenced by their abundant clasts.

A Coniacian *Globotruncana*-bearing limestone with lithoclasts of the Kimmeridgian, Tithonian and Middle Cretaceous has been found in a material proceeded from an exploitation outburst. Such a special lithotype (microfacies) was not found in the Western Carpathians yet.

As to the formal lithostratigraphic units the following remarks are needed. Crinoidal limestones are not differentiated into the white and the red ones (Smolegowa and Krupianka Limestones according to Birkenmajer, 1977). Their typical upper red strata are absent. Such a lack in some Polish localities was interpreted by Birkenmajer (1977, p.53) by the intrastratal erosion caused by Meso-Cimmerian movements. In our case the lateral transition of facies is more probable.

Creamy and pink micritic limestones locally with bivalves and brachiopods (Oxfordian - Lower Tithonian, here No. 5 - 7) have not participated in the list of the lithostratigraphic units proposed for the Klippen Belt by Birkenmajer (1977). We suggest a new term for them - Bohunice Limestone Formation. Its lateral equivalents are red nodular Czorsztyn Limestone, Oxfordian biohermal Vršatec Limestone and Rogoznik Coquina. The sporadic occurrence of the originally aragonitic bivalves with black coatings and local accumulations of the biodetritus remind some patterns of the Rogoznik Coquina. The Birkenmajer's (l. c.) term Walentowa Breccia was accepted for the pink breccious Neocomian limestones.

For the time being no name is proposed for the Coniacian fine-grained breccious limestone; further occurrences are needed.

As to the diagenetic patterns, the total lack of the authigenic feldspars as well as authigenic quartz should be stressed; the only exception - anhedral authigenic quartz has been found in the immediate vicinity of the lithoclast of an acid pyroclastic rock. The skeletal aggregates of the epigenetic pyrite were present in all strata from the Bajocian up to Neocomian; then they were formed after the Lower Cretaceous.

Acknowledgements: Authors are gratefull to RNDr. J. Salaj, DrSc. (GÚDŠ) for determination of the Senonian foraminifers. Financial support was provided by a GGD grant from the Ministry of Education and Science of the Slovak Republic.

◀ Pl. IV. 1. Brachiopods from the Bathonian crinoidal limestone, Babiná klippe near Bohunice, sample 43; the specimens were coated with ammonium chloride before photographing. 1 - Caucasella trigona (Quenst.), x2.5, 2 - Antipygchina aff. bivallata (Eud.-Desl.), x2.5, 3 - Linguithyris curviconcha (Oppel), x1.5, 4 - Monsardithyris ventricosa (Ziet.), x1.5. 2. General view of the Babiná quarry.

References

Alméras, Y. 1971: Les terebratulidae du Dogger dans le Maconais, le Mont d' Or lyonnais et le Jura meridional. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 39 (1970), 1 - 690, 211 Pls.*

Aubrecht, R. 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyn Unit. *Geol. Carpath., 44, 2, 105 - 111.*

Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. pol., 45, 1 - 158.*

Borza, K. 1984: The Upper Jurassic - Lower Cretaceous parabiostratigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Carpath., 35, 5, 539 - 550.*

Dragastan, O. 1970: Durandella, un nouveau genre de Tintinnidae du Jurassique supérieure de Roumanie. *Bull. Soc. Géol. France, 12, 5, 937 - 939.*

Halajová, L. 1981: Terigénna prímes vo vápencoch jury bradlového pásma a stavba bradla Babiná pri Krivokláte - Bohuniciach. *Manuskript - Katedra geológie a paleontológie PF UK Bratislava, 43.*

Ksiazkiewicz, M. 1956: Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. geol., 24 (1954), 121 - 405, Pls. 11 - 32.*

Kunz, B. 1967: Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvoralpen. *Ann. naturhist. Mus. Wien, 71, 263 - 293, Pls. 1 - 3.*

Mišík, M. 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 7 - 56.*

Mišík, M. 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 47 - 64.*

Mišík, M. & Aubrecht, R. 1994: Source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 45 (in press).*

Mišík, M. & Sýkora, M. 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov-Pusté Pole klippen (Czorsztyn Unit). *Mineralia slov., 25, 411 - 427.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R. 1994: Middle Jurassic scarp breccia with clefts filled by Oxfordian and Valanginian-Hauterivian sediments, Krasín near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt). *Geol. Carpath. (in press).*

Oppel, A. 1863: Ueber das vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 15, 188 - 216, Pls. 5 - 7.*

Pevný, J. 1964: Brachiopódy severnej časti Malých Karpát. *Geol. Práce, Zpr., 33, 157 - 171, Pls. 4 - 6.*

Pevný, J. 1969: Middle Jurassic Brachiopods in the Klippen Belt of the Central Váh valley. *Geol. Práce, Spr., 50, 133 - 160, Pls. 27 - 29.*

Quenstedt, F. A. 1852: Handbuch der Petrefactekunde. *(Tübingen), 1 - 755, Pls. 1 - 62.*

Radulovic', V. & Rabrenovic', D. 1993: Brachiopods from the "Klaus beds" of the Yugoslavian Carpatho-Balkanides. *In: Pálfy, J. & Vörös, A. (Eds.): Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe. Hung. Geol. Soc. (Budapest), 113 - 126, Pls. 1 - 2.*

Rakús, M. 1990: Amonity a stratigrafia bázy czorsztýnskych vápencov v bradlovom pásme na Slovensku a Ukrajinských Karpatoch. In: Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masivu a Západních Karpat, 2. díl. *Knih. Zem. Plyn Nafta Hodonín, 9b., 73 - 108.*

Seifert, I. 1963: Die Brachiopoden des oberen Dogger der Schwäbischen Alb. *Palaeontograph. A (Stuttgart), 121, 156 - 203, Pls. 10 - 13.*

Siblík, M. 1966: Brachiopods of the Vršatec Castle Klippen (Bajocian - ? Berriassian) near Ilava (Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 4, 35 - 64, Pls. 5 - 10.*

Tchorževskij, E. S. 1970: Novyje dannyje o jurskich brachipodach zony Pieninskich utesov Zakarpatija. *Vest. Charkov. Univ., 35, 1, 48 - 60.*

Trauth, F. 1922: Über die Stellung der "pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 14 (1921), 105 - 264, Pls. 3 - 4.*

Trauth, F. 1923: Über eine Doggerfauna aus dem Lainzer Tiergarten bei Wien. *Ann. naturhist. Mus. Wien, 36, 167 - 250, Pl. 2.*

Jurské brachiopóda a sedimentologické štúdium bradla Babiná pri Bohuniciach (čorštynská jednotka, pieninské bradlové pásmo)

Bradlo Babiná obsahuje prevrátený vrstvový sled, ktorý má v porovnaní so štandardnou čorštynskou sukcesiou tieto osobitosti: krinoidové vápence dogeru nie sú diferencované na spodnú, bielu a vrchnú, červenú časť, chýbajú tu čorštynský hľuznatý vápenec, chýba rogožnická lumachela. Súbor ružových a krémových vápencov (biomikritov) oxfordu až spodného titónu nemá v terminológii navrhnutej Birkenmajerom (1977) ekvivalent. Navrhujeme preň nový termín - bohunické vápencové súvrstvie.

V bajoku a bate prebiehala plytkovodná sedimentácia krinoidového detritu ovplyvňovaná príbrežnými prúdmi a terigénnym prínosom. Je tu vložka zlepenca (pravdepodobne tempestit) s obliakmi veľkými až do 6 cm: liasové spongolity, triasové dolomity, pieskovce spodného triasu alebo permu, permské pyroklastikum kyslých vulkanitov. V ťažkej frakcii dominuje zirkón. Z najvyššej časti pochádza fauna brachiopód batu (opisuje sa sedem druhov).

Vo vrchnom bate a keloveji rozpukávali krinoidové vápence (synsedimentárna tektonika) a pukliny v podobe neptunických dajok vyplnil mikrit a "vláknová" mikrofácia. Súvislá poloha červeného vápenca s "vláknovou" mikrofáciou je hrubá iba okolo 1 m a sprevádza ju stromataktisová vložka.

Kondenzovaná sedimentácia na začiatku oxfordu (vápence s "protoglobigerínovou" mikrofáciou a prvými kadosínami) sa prejavila vytvorením Fe-Mn kôry - hardgroundu. Úplne ustal prínos terigénneho materiálu. Sedimentačný priestor sa prehlboval (prevaha planktonických organizmov: Globuligerina, Radiolaria, Cadosina). Prevaha planktonických a nektonických organizmov pokračovala aj v kimeridži a titóne (Saccocoma, tintinidy, juvenilné amonity). Občasné splachy lastúrnikov s čiernym povlakom z plytšieho prostredia boli zriedkavejšie ako napr. v bradle Vršatec a Kyjov. Časté brachiopóda v kimeridži však ukazujú, že hĺbka nebola príliš veľká. Podarilo sa vyčleniť spodný titón - zóna Parastomiosphaera malmica, stredný titón - zóna Chitinoidella a vrchný titón - zóna Crassicollaria.

Vo vrchnom titóne sa zaregistrovala veľmi jemná pyroklastická prímes bázického vulkanizmu zo vzdialených centier. Splytčovanie prebiehalo opäť v neokóme (hojný krinoidový detrit). Synsedimentárna tektonika sa prejavila vytváraním podmorských klifov a na nich sa obnažili súvrstvia kimeridžu a titónu, čo dokazujú klasty v neokómskej brekcii.

Z odstreleného bloku sme zaregistrovali senónsky globotrunkánový vápenec s litoklastmi kimeridžu, titónu, neokómu a ojedinele aj strednej kriedy. Takýto litotyp (mikrofácia) sa doteraz v Západných Karpatoch nenašiel.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 267 - 271

Mezozoikum južnej časti Braniska

MILAN POLÁK

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

(Doručené 14.2.1994, revidovaná verzia doručená 19.4.1994)

Mesozoic of the Branisko Mts. - Southern Part; Eastern Slovakia

The southern part of the Branisko Mts. is built up of the crystalline socle, formed by granitoid rocks, mainly, however, by metamorphites and amphibolites. Together with the Late Paleozoic and mainly dynamic - metamorphosed Mesozoic they represent the northernmost part of the Veporicum in the West Carpathians. The basal sedimentary member are the Late Paleozoic Korytná Formation of the Permian, mainly occurring in the wider area of the Branisko pass. In the southwestern part it is the Predajná Formation of the Permian (Vozárová and Vozár, 1988). In the metamorphosed Mesozoic complexes we distinguished the following lithostratigraphical units: 1. Lúžna formation - formed by quartzites, quartz sandstones - Lower Triassic; 2. Variegated shales - Werfen Beds - Lower Triassic; 3. Gutenstein Beds - Anisian; 4. Ramsau Dolomites - Ladinian; 5. Lunz Beds - Lower Carnian; 6. Hauptdolomit - Upper Carnian; 7. Carpathian Keuper - Norian; 8. Crinoidal - sandy cherty limestones - Lower Liassic; 9. Dark spotted limestones, shales (Fleckenmergel) - Upper Liassic; 10. Light-coloured, green, pink, radiolarian, marbled limestones, radiolarites - Dogger - ? Malm; 11. Light-coloured, white marbled limestones - Malm.

The whole Mesozoic complex is relatively highly dynamicmetamorphosed to the facies of the lower part of greenschists. The tectonic structure in this part is characterized by shallow, monoclinal position of Mesozoic complexes with subsequent dictinct manifestation of faults prevailingly of E-W direction and complicated segmentation of the whole sequence.

Key words: West Carpathians, Branisko Mts., Mesozoic, tectonic structure

Úvod

V rámci projektu a prípravy základnej geologickej mapy Braniska a Čiernej hory sme v poslednom období venovali zvýšenú pozornosť mezozoickým sekvenciám Braniska, aby sme získali objektívnejšie informácie o jeho postavení v regionálnom pláne Západných Karpát a o jeho litofaciálnej náplni. Základným dielom o tejto oblasti je práca Rösinga (1947), v ktorej definoval litologickú náplň Braniska a Čiernej hory. Fusán (1960) zosumarizoval informácie pre geologickú mapu Západných Karpát 1:200 000 a Maheľ (1964, 1967) zaviedol niekoľko nových názvov mezozoických sérií.

Na stavbe južnej časti Braniska sa zúčastňujú kryštalinické a mezozoické komplexy severnej časti veporika. Mezozoikum Braniska a Čiernej hory je teda v pozícii identickej sekvencii Veľkého boka Nízkych Tatier.

Na základe prác Jacka (1987), Poláka (1987) a posledných štúdií nie sú na vyčlenenie samostatných jednotiek v zmysle Maheľa (1967) objektívne dôvody.

Litostratigrafická charakteristika

Sedimentárne sekvencie vystupujú v nadloží kryštalinika, ktoré budujú granitoidy, kryštalické bridlice a amfibolity (Rösing, 1947; Vozár a Vozárová, 1985; Zacharov, 1993).

PALEOZOIKUM

Korytnianske súvrstvie (perm)

Je bázou sedimentárneho komplexu. Tvoria ho pestré strednozrnné metamorfované arkózové droby, arkózy s polohami zlepencov a ryolitových vulkanoklastík (Vozárová a Vozár, 1988). Je odkryté len v obmedzenom rozsahu na západnom a východnom svahu sedla Chvalabohu.

Predajnianske súvrstvie (perm)

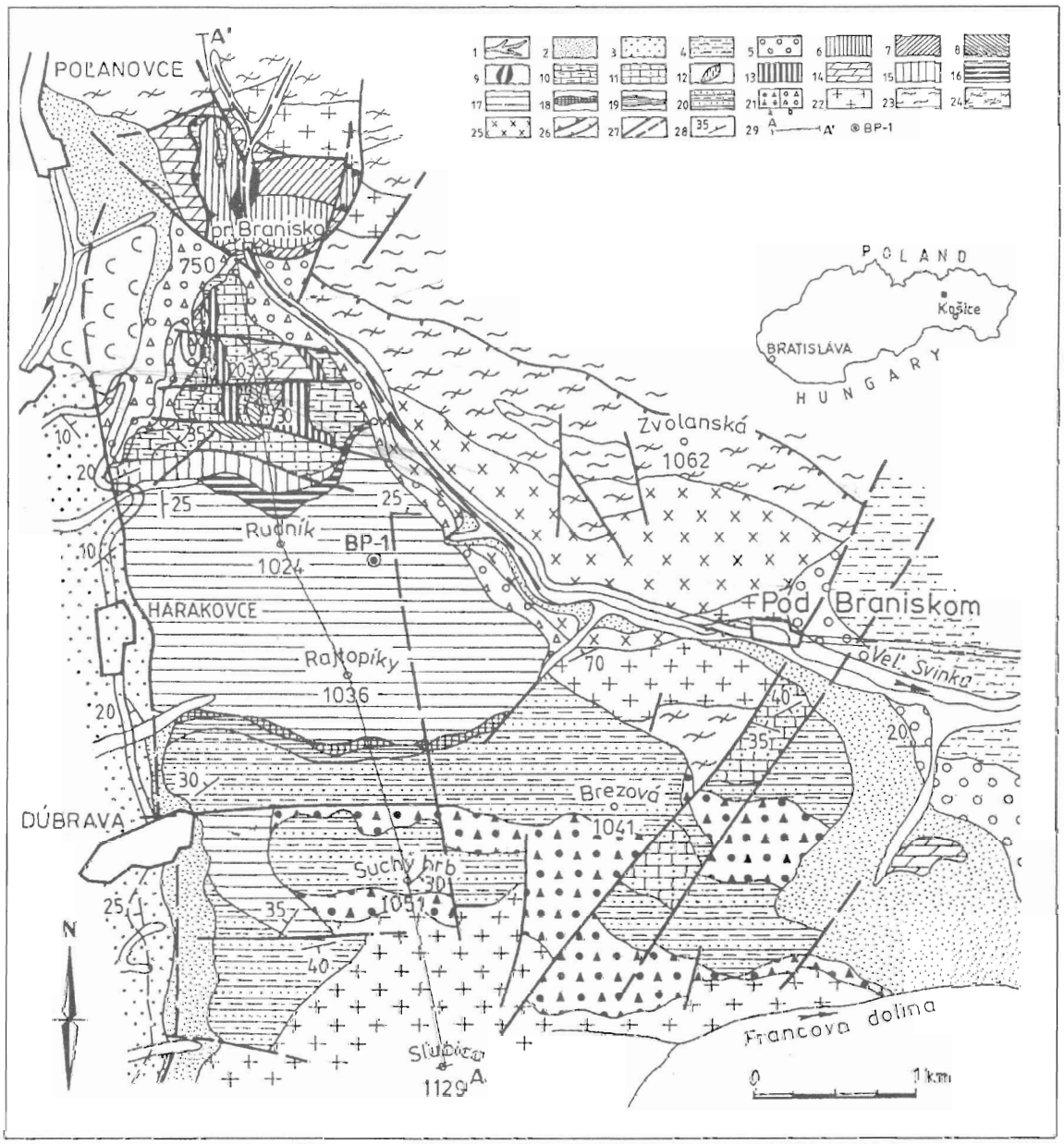
Vystupuje v južnej časti územia na V od Dúbravy a v oblasti Slatviny. Vozárová a Vozár (1988) ho litologicky charakterizovali ako fialovosivé bridlice a metadroby bez vulkanoklastického materiálu s prejavmi vyššieho stupňa metamorfózy. Ku kryštalickému podložiu je v takmer rovnakej pozícii ako korytnianske súvrstvie.

MEZOZOIKUM

TRIAS

Lúžňanské súvrstvie (spodný trias)

Vystupuje v priamom nadloží korytnianskeho a predajnianskeho súvrstvia, predovšetkým v južnej časti, v okolí Suchého hrbu a Brezovej. Tvorí bazálnu časť mezozoického sedimentárneho cyklu. Spodná časť je najmä z hrubozrnného kremenca až polymiktných konglomerátov, často výrazne gradačne zvrstvených, vyššiu tvorí svetlý a pestrý kremenec, kremitý pieskovec, arkózy, zväčša lavicovité. Maximálna hrúbka súvrstvia je 80 m. V minerálnom zložení prevládajú prevažne subangulárne zrná kremeňa rôzneho charakteru a veľkosti, ktoré tvoria 85 - 90 %. Nestabilnú zložku zastupujú K živce, ktoré v nej prevládajú, Ca-Na živce sú zastúpené len sporadicky, zo sľúd pristupuje najmä muskovit. Akcesórie reprezentuje prevažne zirkón, (zriedka) rutil a ojedinele turmalín. Základná hmota je rekryštalizovaná kremito-sericitická, tmel kremitý. Vo vrchnej časti sa vo vyššej miere uplatňuje pelitická zložka vo forme pestrých bridlíc.



Obr. 1. Geologická mapa mezozoika južnej časti Braniska. 1 - aluvium, 2 - kvartér veľku, 3 - zuberecké súvrstvie (priabón - spodný oligocén), 4 - hutianske súvrstvie (priabón), 5 - borovské súvrstvie (stredný eocén), (6 - 7 - chočský príkrov): 6 - malužinské súvrstvie (perm), 7 - nižnobocianske súvrstvie (vrchný karbón), (8 - 20 - mezozoikum): 8 - biele, ružové, zelenkavé rádioláriové vápence, rádiolarity, mramorizované vápence (dogger - malm), 9 - biele mramorizované vápence (? jura), 10 - tmavosivé metamorfované vápence, bridlice (? fleckenmergel) (vyšší lias), 11 - čierne krinoidové, piesčité vápence s rohovcami (spodný lias), 12 - biele mramorizované vápence (? vrchný trias), 13 - karpatský keuper (norik), 14 - sivé lavicovité dolomity (stredný - vrchný trias), 15 - hlavný dolomit (vrchný kam), 16 - lunzské vrstvy (spodný kam), 17 - ramsauské dolomity (ladin), 18 - gutensteinské vrstvy (anis), 19 - pestré ílovité bridlice s vložkami kremencov (verfén) (spodný trias), 21 - a - predajolianske súvrstvie (perm), b - korytnianske súvrstvie (perm), 22 - granitoidy, 23 - granátovo-biotitické migmatizované paraulyy, 24 - migmatitizované paraulyy, 25 - amfibolity, 26 - presunové línie, zistené a predpokladané, 27 - zlomy zistené a predpokladané, 28 - smer a sklon vrstiev, 29 - línia geologického rezu; BP-1 - vrt.

Fig. 1. Geological map of the Mesozoic in the Braniska Mts. southern part. 1 - Alluvium, 2 - Quaternary generally, 3 - Zuberec Formation (Priabonian - Lower Oligocene), 4 - Huty Formation (Priabonian), 5 - Borové Formation (Middle Eocene), (6-7 - Choč nappe): 6 - Malužiná Formation (Permian), 7 - Nižná Boca Formation (Upper Carboniferous), (8-20 - Mesozoic): 8 - white, pink, greenish radiolarian limestones, radiolarites, marbled limestones (Dogger - Malm), 9 - white marbled limestones (? Jurassic), 10 - dark grey metamorphosed limestones, shales (? Fleckenmergel) (Upper Liassic), 11 - black crinoidal, sandy limestones with cherts (Lower Liassic), 12 - white marbled limestones (? Upper Triassic), 13 - Carpathian Keuper (Norian), 14 - grey layered dolomites (Middle - Upper Triassic), 15 - Hauptdolomit (Upper Carnian), 16 - Lunz Beds (Lower Carnian), 17 - Ramsau Dolomites (Ladinian), 18 - Gutenstein Beds (Anisian), 19 - variegated clayey shales with intercalations of quartzites (Werfen Beds) (Lower Triassic), 20 - Lúžna Formation (Lower Triassic), 21 - a - Predajná Formation (Permian), b - Korytné Formation (Permian), 22 - granitoides, 23 - garnet-biotitic migmatized paragneisses, 24 - migmatized paragneisses, 25 - amphibolites, 26 - overthrust lines: established and assumed, 27 - faults: established and assumed, 28 - strike and dip of strata, 29 - line of geological section; BP-1 - borehole.

V nadloží lúžňanského súvrstvia vystupuje málo hrubé súvrstvie pestrých ílovitých, ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami jemnozrnného pieskovca. Ide o kampilské vrstvy spodného triasu. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 20 m. Miestami sú rudimentárne vyvinuté málo hrubé šošovky sivohnedých rauvakov, ktoré sprostredkúvajú prechod zo spodného do stredného triasu.

Gutensteinské vrstvy (anis)

Gutensteinské vrstvy vystupujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu v nadloží kampilských vrstiev vo forme šošoviek maximálnej hrúbky 15 - 20 m na južnom svahu kóty Rajtopíky. Sú to prevažne tmavosivé až čierne celistvé, niekedy jemnokryštalické, zväčša lavicovité (10 - 30 cm) vápence. Sú prevažne biomikritovej štruktúry s nízkou frekvenciou organických zvyškov - krinoidových článkov, ostrakód, ojedinelých, zle zachovaných foraminifer a peliet. Vek týchto vápencov Bystrický (1983) analogicky stanovil ako anis.

Ramsauské dolomity (ladin)

Predstavujú plošne najrozšírenejšiu litostratigrafickú jednotku v južnej časti vrchov. Budujú hlavne jej vrcholové časti a predstavujú základné kostrové súvrstvie mezozoika.

Bazálne časti súvrstvia obsahujú často brekciovité polohy. Podstatná časť dolomitov je sivá, prevažne tmavosivá. Sú zväčša lavicovité (10 - 100 cm), prevažne mikrokryštalické, celistvé, často so zvyškami organizmov. Sú to predovšetkým dasykladaceá *Diplopora annulata* (Schafh.), ktoré dokumentoval Bystrický a Biely (1964) v oblasti Hrabkova, čo potvrdzuje ladinský vek súvrstvia. Mikrofaciálne sú to prevažne biosparity s úlomkami krinoidových článkov, dasykladaceami, detritom lamelibranchiát, gastropód. Dolomit na SZ od priesmyku Chvalabohu a izolované bralo na J od Širokého pre nedostatok dôkazov a viac-menej izolovaný výstup považujeme za strednotriasový - vrchnotriasový.

Lunzské vrstvy (spodný karn - jul)

Lunzské vrstvy vystupujú v priamom nadloží ramsauského dolomitu. Sú lokalizované na J od Rudníka (1024 m) a vytvárajú maximálne 20 m hrubú polohu. Sú to tmavosivé, hnedosivé, zelenkasté ílovité a ílovito-piesčité bridlice. Vo vrchnej časti súvrstvia sa objavujú vložky a väčšie polohy (do 2 m) hnedosivého a sivého veľmi jemnozrnného pieskovca. Biostratigrafická analýza súvrstvia (Planderová, 1985) poukazuje na vek súvrstvia spodný karn - jul.

Hlavný dolomit (vrchný karn)

Súvrstvie hlavného dolomitu vystupuje v nadloží lunzských vrstiev na J od Rudníka. Tvorí ho svetlosivý celistvý jemnokryštalický rekryštalizovaný, prevažne hrubolavicovitý až masívny dolomit. Podľa postavenia vo vrstvovom slede v nadloží lunzských vrstiev usudzujeme, že stratigrafické postavenie hlavného dolomitu je vrchný karn.

Karpatský keuper (norik)

Súvrstvie karpatského keupru má len malé plošné zastúpenie na J od sedla Chvalabohu v niekoľkých šošovkách. Tvoria ho prevažne pestré, červené, fialové, zelené a čierne ílovce až ílovité bridlice. Obsahuje vložky sivožltého lavicovitého dolomitu. Len ojedinele obsahuje lavičky kremitých pieskovcov až kremencov. Súvrstvie karpatského keupru je veľmi intenzívne dynamometamorfované, silne prevrásnené a usmernené. Vo výbrusovom materiáli sa často nachádzajú novotvorené minerály, prevažne sericit. Ide o súvrstvie metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Jeho hrúbka nepresahuje 40 - 50 m a na základe pozície vo vrstvovom slede a analógie ho zaraďujeme do norika.

V nadloží keupru na niekoľkých miestach vystupujú čierne slabo slienité mikritické a biomikritické vápence, miestami s biodetritickým materiálom. Tvoria polohy hrubé maximálne 5 - 10 m. Vápenec na rozdiel od spodnoliasového neobsahuje takmer nijakú klastickú prímes. Domnievame sa, že môže ísť o rudimentárne vyvinuté súvrstvie kössenských vrstiev najvyššieho triasu, rétu, ktorý z Braniska doteraz nikto neopísal.

V podloží karpatského keupru na jz. svahu Rudníka sú dve šošovky svetlosivých až bielych, silne mramorizovaných vápencov až mramorov kryštalickej štruktúry. Je veľmi pravdepodobné, že tieto vápence patria do najspodnejšej časti (?) spodného liasu.

Jura

Charakteristickým znakom jurských súvrství v Branisku a Čiernej hore je ich výrazné postihnutie metamorfnými procesmi, najmä dynamometamorfnými, a výrazným tektonickým prepracovaním. Preto nie je presná stratigrafická príslušnosť jednotlivých súvrství paleontologicky doložená.

Jurské súvrtvia sú najrozšírenejšie na J od sedla Chvalabohu (priesmyk Branisko).

Bazálne časti súvrstvia tvoria tmavosivé až čierne krinoidové, piesčito-krinoidové vápence, prevažne lavicovité (10 - 25 cm), zriedkavo s hľuzami nepravidelných čiernych rohovcov. Smerom do nadložia sa materiál zjemňuje a klastickej prímesi ubúda. Mikrofaciálne ide predovšetkým o biosparity s výrazným podielom článkov krinoidov, detritu, lamelibranchiát, gastropód a iného, bližšie neidentifikovateľného detritu. Častá je klastická prímes a angulárne úlomky kremeňa psamitovej frakcie. Horninu postihla výrazná tlaková metamorfóza, ktorej výsledkom je lineárne usporiadanie základných stavebných zložiek. Zo stratigrafického hľadiska možno toto súvrstvie korelovať so spodnoliasovými sekvenciami (hetanž - ? sinemúr) v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát. V ich nadloží vystupujú tmavosivé, niekedy slabopiesčité, často škvrnité, laminované vápence takmer pravidelne sa striedajúce so sivými, čiernymi slaboslienitými bridlicami. Ide o súvrstvie, ktoré možno korelovať s allgäuskými vrstvami (fleckenmergel) vyššej časti liasu (lotaring - ? toark). Súvrstvie je výrazne dynamometamorfované.

Mikrofaciálne ide o výrazne rekryštalizované biosparity. Z organickej zložky sa prevažne vo forme reliktov zachovali úlomky krinoidových článkov, ihlíc húb a iného detritu. Klastickú zložku predstavuje iba sporadicky sa vyskytujúca

Age	Branisko Mts.	
Malmian	grey, white, variegated platy limestones, sivé, biele, pestré doskovité vápence	15 m
	marbled limestones - mramorizované vápence	30 m
Doggerian	radiolarian limestones, grey marly limestones with radiolarites (metamorphosed) - rádioláriové vápence, sivé slienité vápence s rádiolaritmi (metamorfované)	30 m
Lower - Upper Liassic	alternation of limestones and shales (allgäu ? beds) striedanie vápencov a bridlíc	80 m
	Mn shales Mn bridlice	10 m
	grey, black, crinoidal sandy limestones with spongolites - sivé, čierne, krinoidové piesčité vápence so spongolitmi	max. 80 m
	white marbled lms. - biele mramorizované vápence	10 m
Rhaetian	hiatus ? - hiát ?	
Norian	Carpathian Keuper - karpatský keuper	50 m
Carnian	Hauptdolomit	0 - 50 m
	Lunz Beds - lunzské vrstvy	0 - 20 m
Ladinian	Ramsau Dolomites with shales ramsauské dolomity s bridlicami	150 - 200 m
Anisian	Gutenstein Beds - gutensteinské vrstvy rauwackes - rauvaky	max. 15 m
Lower Triassic	variegated shales - pestré bridlice Lúžňa Formation - lúžňanské súvrstvie	max. 50 m 0 - 100 m

Obr. 2. Litostratigrafická tabuľka mezozoika južnej časti Braniska.
Fig. 2. Litostratigraphical table of the Mesozoic Branisko Mts. southern part.

aleuritová frakcia kremeňa. Všetky komponenty sú lineárne usporiadané. V tomto súvrství na J od priesmyku Branisko bola lokalizovaná poloha Mn zrudnenia malých rozmerov (Polák et al., 1988; Polák a Širáňová, 1993), v ktorej obsah MnO kolíše od 2,67 do max. 22,37 % v centre šošovky.

V nadloží v malom plošnom rozsahu na S od televízneho vykrývača vystupujú sivé, ružové, zelenkasté hrubolavicovité, masívne, silne zbridličnatené slaboslienité rádioláriové vápence s nevýraznými hľuzami rádiolaritov, často silne mramorizované. Mikrofaciálna analýza poukazuje na mimoriadne intenzívne tektonické prepracovanie, prejavujúce sa najmä prítomnosťou mikrovrás (Polák, 1987). Prevažná časť horniny je výrazne rekryštalizovaná až mramorizovaná, len ojedinele vo forme fantómov pozorovať zvyšky rádiolárií. Mladšie súvrstvia sa v Branisku nezachovali. Tenkú vrchnú časť súvrstvia tvoria prakticky vápence toho istého charakteru, ale výrazne svetlejšie, ružové a prevažne tvoria až biele mramorizované variety.

Podľa charakteru súvrstvia a superpozície vo vrstvovom slede korelujeme spodnú časť súvrstvia s (?) dogerom, vrchnú časť s (?) malmom. Domnievame sa, že aj malé výskyty bielych mramorizovaných vápencov v okolí Diablovej diery patria do opísaného súvrstvia. Mladšie súvrstvia sa v Branisku nezachovali.

Tektonická stavba

Branisko v rámci usporiadania Západných Karpát predstavuje ojedinelý stavebný prvok. Kým severná časť masívu Smrekovica patrí k jadrovým pohoriam, oblasť kryštalického masívu Sľubica s mladším paleozoikom a mezozoickými komplexmi je súčasťou severného veporika. Tvorí výrazný morfologický hrast prebiehajúci naprieč karpatským smerom zo S na J. Túto megaštruktúru oproti sedimentárnym komplexom paleogénu podtatranskej skupiny obmedzujú výrazné zlomové systémy regionálneho charakteru.

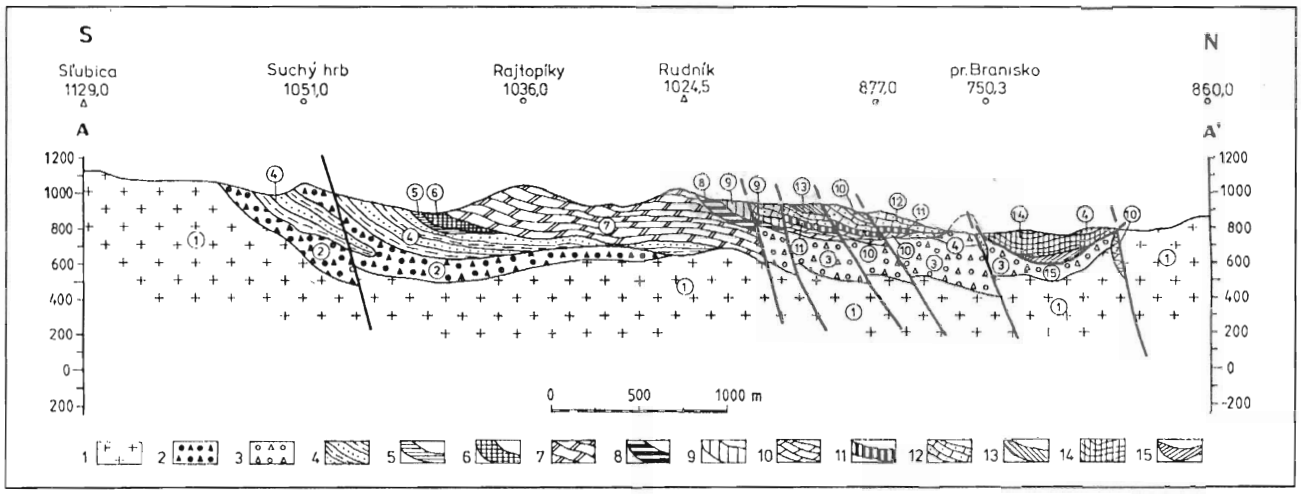
Zo Z je to poľanovský zlomový systém, ktorý má priebeh takmer S - J, resp. SSZ - JJV, z V je to šindliarsky zlomový systém, ktorý má priebeh SV - JZ. Kým sústava poľanovských zlomov je takmer vertikálna, miestami sklonená na V, šindliarske zlomy sú výrazne sklonené na Z, resp. SZ, v inklinácii cca 60 - 70°.

Mezozoické komplexy Braniska spolu s mladopaleozoickými sedimentmi tvoria priamy obal a súčasť severnej časti veporika. Ako vyplýva z profilu, mezozoické a mladopaleozoické súvrstvia tvoria v podstate monoklinálnu megaštruktúru v smere V - Z s generálnym sklonom (20 - 35°) na S, resp. SZ. Kostrou štruktúry sú strednotriasové dolomity, ktoré tu vytvárajú vyzdvihnutý blok v oblasti Rajtopíkov a Rudníka. Mladšie členy mezozoika majú podstatne plytšie uloženie, ako sa doteraz predpokladalo. Potvrdzujú to technické práce, hlavne vrt BP-1, lokalizovaný na JV od Rudníka, ktorý zastihol korytnianske súvrstvie permu v hĺbke cca 220 m (ústna informácia Vozára), tvoriace bezprostredné podložie mezozoických súvrství.

Tento pomerne málo hrubý komplex mezozoických súvrství je intenzívne dynamometamorfovaný, čo sa prejavuje usmernením stavebných prvkov a detailným prevrásnením predovšetkým liasových súvrství, kde sú vrásy dm rozmerov. Podobne veľmi detailne sú prevrásnené bloky dogersko-malmských karbonátov. Vergencia vrás je prevažne na S, resp. SZ, s priebehom osi V - Z. Vrásnenie sprevádzala regionálna metamorfóza na spodnej úrovni fácie zelených bridlíc (Polák, 1987).

V následnom neoalpínskom deformačnom štádiu sa územie rozsegmentovalo a vznikli výrazné zlomové línie najmä v smere SZ - JV, S - J a V - Z, ktoré sa uplatnili pri detailnom segmentovaní územia na S od Rudníka na niekoľko poklesávajúcich blokov. Úklon týchto zlomov je prevažne na s (60 - 80°), čo potvrdili aj následné geofyzikálne práce (ústna informácia Vozára).

V sedle Branisko (Chvalabohu) je styk mezozoika bloku Rajtopíky - Rudník pozdĺž výraznej zlomovej línie smeru SZ - JV kombinovanej s dextrálnym horizontálnym posunom s mladopaleozoickými členmi chočského príkrovu, nižnobocianskym súvrstvím vrchného karbónu a permským malužinským súvrstvím. Tie tu vytvárajú plytko uloženú synklinálu v podloží s korytnianskym súvrstvím permu. Pozdĺž línie sú vyčlenené zvyšky triasových členov. Na dotvorení morfoštruktúrneho plánu územia sa výrazne zúčastňovali popaleogénne pohyby, počas ktorých vznikal spätný tlak, čo sa prejavilo vznikom prešmykových zón a aj južnou vergenciou vo východnej časti územia.



Obr. 3. Geologický profil južnej časti Braniska. 1 - kryštalinikum, (2 - 3 - mladšie paleozoikum): 2 - predajnianske súvrstvie (perm), 3 - korytnianske súvrstvie (perm), (4 - 13 - mezozoikum): 4 - lúžňanské súvrstvie (spodný trias), 5 - pestré ílovité bridlice s vložkami kremencov (verfén) (spodný trias), 6 - gutensteinské vrstvy (anis), 7 - ramsauské dolomity (ladin), 8 - lunzské vrstvy (spodný karn), 9 - hlavný dolomit (vrchný karn), 10 - sivé lavicovité dolomity (stredný - vrchný trias), 11 - karpatský keuper (norik), 12 - čierne krinoidové, piesčité vápence s rohovcami (spodný lias), 13 - biele, ružové, zelenkavé rádiolárioové vápence, rádiolarity, mramorizované vápence (doger - malm), (14 - 15 - chočský príkrov): 14 - malužinské súvrstvie (perm), 15 - nižnobocianske súvrstvie (vrchný karbón).

Fig. 3. Geological section of the Branisko Mts. - southern part. 1 - Crystalline rocks, (2 - 3 - Late Paleozoic): 2 - Predajná Formation (Permian), 3 - Korytné Formation (Permian), (4 - 13 - Mesozoic): 4 - Lúžna Formation (Lower Triassic), 5 - variegated clayey shales with intercalations of quartzites (Werfen Beds) (Lower Triassic), 6 - Gutenstein Beds (Anisian), 7 - Ramsau Dolomites (Ladinian), 8 - Lunz Beds (Lower Carnian), 9 - Hauptdolomit (Upper Carnian), 10 - grey layered dolomites (Middle - Upper Triassic), 11 - Carpathian Keuper (Norian), 12 - black crinoidal, sandy limestones with cherts (Lower Liassic), 13 - white, pink, greenish radiolarian limestones, radiolarites, marbled limestones (Dogger - Malm), (14 - 15 Choč nappe): 14 - Malužiná Formation (Permian), 15 - Nižná Boca Formation (Upper Carboniferous).

Záver

Na základe terénneho, litostratigrafického, litologického výskumu predkladáme podrobnejšiu geologickú mapu mezozoika južnej časti Braniska s definíciou základných litostratigrafických jednotiek mezozoika a tektonickú stavbu v tejto kľúčovej zóne. Mezozoické komplexy sú spolu s mladším paleozoikom súčasťou severného veporika. Na vyčlenenie jednotlivých „sérií" opísaných Maheľom (1967) nie sú objektívne dôvody. Ide tu o jednotnú litofaciálnu náplň ako v harakovskej, tak aj v hrabkovskej „sérii".

Z tektonického hľadiska nie je dôvod vyčleňovať harakovskú synklinálu, resp. synklinórium, pretože ide o monoklinálne uloženie celého komplexu so sklonom na S, resp. SZ. Oproti predchádzajúcim predpokladom má celá mezozoická štruktúra na severných svahoch Rudníka veľmi plytké uloženie.

Literatúra

Bystrický, J. 1983: In: Stratigrafický slovník Západných Karpát. *1. A-K. GÚDŠ, Bratislava, 440.*

Bystrický, J. & Biely, A. 1966: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. *Trias der Westkarpaten, Exkursionführer. GÚDŠ Bratislava, 64.*

Fusán, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 18, 31 - 37.*

Jacko, S. 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 82, 127 - 133.*

Jacko, S. 1987: Nové oblasti vrchnotriasových súvrství v mezozoiku Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 87, 19 - 26.*

Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. *Čas. Mineral. Geol., 9, 4, 393 - 401.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. 2. *Západ. Karpaty. 1, Praha, 496.*

Planderová, E. 1985 (In: Polák, M. et al.1985): Vysvetlivky k základnej geologickej mape SSR 1:25 000, list 27-434 Lipany. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Polák, M. 1987: Mezozoikum severnej časti Braniska. *Geol. Práce, Spr., 87, 7 - 18.*

Polák, M. 1987: Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 87, 137 - 152.*

Polák, M., Molák, B. & Širáňová, V. 1988: Manifestation of Manganese mineralization in Liassic bituminous carbonates of the Branisko Mts. In: *Abstracts of the Symp. Metalif. block stol. progr. IGCP-251. I. Nat. works groups. Pezin. Baba, 26 - 27.*

Polák, M. & Širáňová, V. 1993: Mangánová mineralizácia v liasových karbonátových sedimentoch Braniska. *Geol. Práce, Spr., 97, 47 - 51.*

Rösing, F. 1947: Die geologische Verhältnisse der Branshogebirges und Čierna hora (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gessel., 99, Berlin, 8 - 39.*

Vozár, J. & Vozárová, A. 1985 (In: Polák, M. et al. 1985): Vysvetlivky k základnej geologickej mape SSR 1:25 000, list 27-434 Lipany. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 314.*

Zacharov, M. 1993: Geologická stavba masívu Sľubice. *[Habilitačná práca.] Manuskript - TU Košice.*

Mineralia slovaca, 26 (1994), 272 - 276

The influence of the chemical composition and the crystal structure of arsenopyrite and pyrite on the process of bacterial oxidation

MÁRIA KUŠNIEROVÁ[1], PETER ANDRÁŠ[2] and IVAN KRIŽÁNI[2]

[1]Institute of Geotechnics SAS, Watsonova 45, 043 53 Košice
[2]Geological Institute SAS, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Received September 9, 1993, revised version May 26,1994)

Abstract

Detailed study of polished surfaces of arsenopyrites and pyrites submitted to biological oxidation (corrosion) by the culture of Thiobacillus ferrooxidans bacteria enabled to characterize and to clarify some of the factors influencing the process of bioleaching (dissolving) of these sulfides. The crystallographic orientation, the local content of arsenic and the lattice type appeared to be the main factors influencing the process of biodegradation of the crystal lattice of investigated sulfides.

Key words: Thiobacillus ferrooxidans, biooxidation, pyrite, arsenopyrite

Introduction

In the process of transformation of minerals many kinds of microorganisms may also participate. Their interaction with parts of the litosphere results in disintegration, due to which primary minerals decompose and new compounds, minerals and deposits are formed.Most of these microorganisms take the energy for their metabolic processes through the oxidation of anorganic compounds. These chemolithotrophic aerobic microorganisms are specific by their activity and their ability to survive also in extreme conditions, e.g. in a very acid environments (pH=1) or at temperatures above 60 °C (Absolínová et al., 1984). The complex use of the properties of microorganisms and of the biochemistry as well as bioenergy of their metabolism is studied within the biotechnology, to which also biometallurgy using at present mainly chemolithotrophic bacteria is to be counted. These bacteria are found mainly in biotops of sulfide ore deposits and in waste deposits after the ore extraction. The most widely found, the most studied and the most widely used kind of bacteria in this field in Thiobacillus ferrooxidans. Application of biochemical processes in the technology of mineral extraction, treatment and processing is gaining importance, especially in processing the sulfide ores of non-ferrous metals, including only with difficulty treatable gold-bearing arsenopyrite and pyrite ores. This is the result of low energetic, investment and operating costs of these processes and of the low degree of economic dependence of this technology on the total amount of processed substrate as compared with hydrometallurgical processes. It should be also mentioned that this technology has favourable ecological influence (Mandl, 1992), while classic pyrometallurgic processes produce toxic exhalates, for example sulphur and arsenic when treating arsenopyrite and pyrite gold-bearing concentrates, to which also concentrates from Pezinok (Andráš et al., 1993) may be coanted.

Material

Characteristics of gold-bearing sulfide minerals

Mineralogical investigation of the Pezinok deposit (Polák a Rak, 1979; Polák, 1986; Andráš et al., 1987, 1988 a, b) has confirmed that the main gold-bearing minerals are finegrained idiomorphic arsenopyrite of the I. generation (120 ppm Au on the average) and idiomorphic pyrite of the II. generation (57 ppm Au in average)(Fig.1).Study of the gold-bearing arsenopyrite by the method of IS

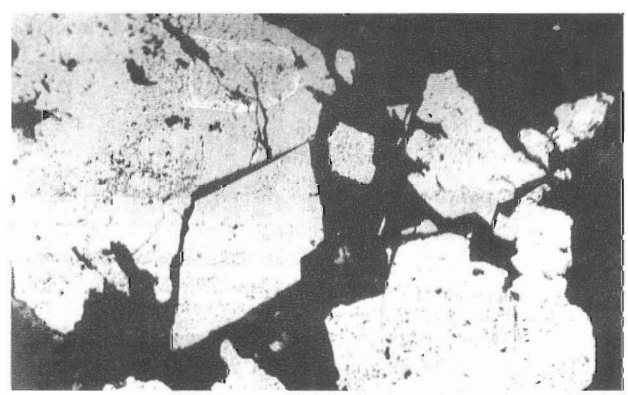


Fig. 1. Gold bearing arsenopyrite I (asp) and pyrite II (py) disseminated mineralisation in quartz (dark) (backscaterred electron image).

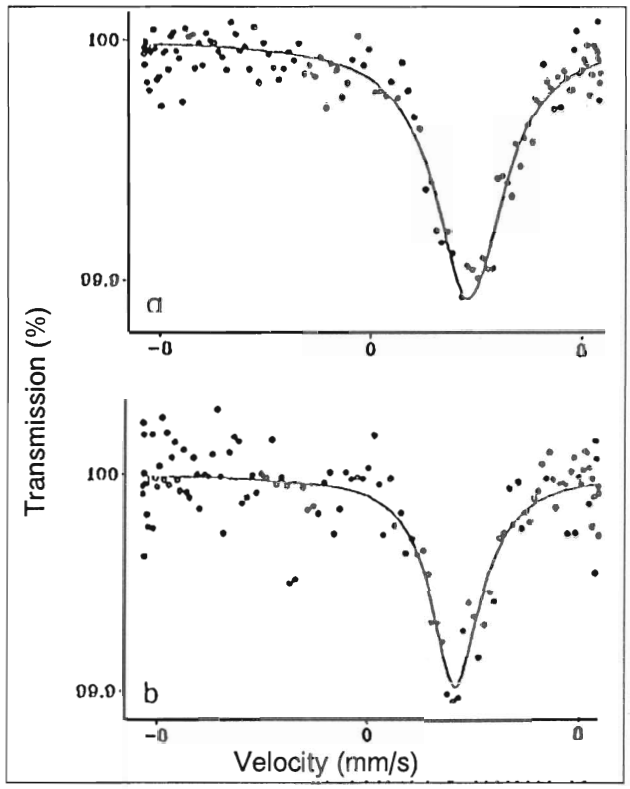


Fig. 2. ^{197}Au Mössbauer spectra of gold-bearing arsenopyrite I in two samples ; a) IS=3,25 mm.s^{-1}, b) IS=3,62 mm.s^{-1}.

Mössbauer spectroscopy (Andráš et al., 1993) has shown (Fig. 2) that Au is bound chemically in arsenopyrite and that the highest Au contents are related to zones enriched with As and with low content of Sb. Fig. 3 and 4 show that both arsenopyrite I and pyrite II are characterized by an apparent inhomogenity of individual crystals. Outer parts of crystals show usually an apparently increased content of arsenic (in arsenopyrite I up to 46 % and in pyrite II up to 5 %) (Andráš et al., 1988 a, b). Cores of the arsenopyrite I crystals are characterized by the admixture of antiomony (up to 13 % in point analyses) and by an anomalous sulphur content. Samples of arsenopyrite and pyrite were in the first period of investigation studied optically and by a JEOL electrone scanning microscope.

Characteristics of the bacterial culture

For experiments the bacterial culture of a Thiobacillus ferooxidans kind isolated from the coal deposit containing arsenopyrite and pyrite was used. Purified strain underwent a long-time adaptation on an arsenopyrite-pyrite concentrate to the level of resistance against 10 g.l^{-1} of arsenic and the suspension density of 15 %. Concentration of cells during experiments was 1,7 x 10^7 in 1 ml of inoculum. Bacteria were dispersed in the solution of a cultivating medium 9 K part A without Fe^{2+} ions (according to Silverman and Lundgren), the pH number of the leaching medium being 1,5.

Methods

The principle and conditions of the bacterial oxidation (etching) of polished specimens.

The basis of the bacterial oxidation of sulfide minerals is the catalytic influence of the bacteria enzyme system on the oxidation rate of the mineral surface. Microorganisms realize the transport of electrons from the donor, whose role is played by the sulfide mineral, to the acceptor which is in this case oxygen (Wenberg a Trend, 1984):

$$MeS + 2\,O_2 \xrightarrow{TF} MeSO_4$$
$$2\,FeSO_4 + 0{,}5\,O_2 + H_2SO_4 \xrightarrow{TF} Fe_2(SO_4)_3 + H_2O$$
$$MeS + Fe_2(SO_4)_3 \xrightarrow{CH} MeSO_4 + 2FeSO_4 + S$$
$$S + 1{,}5\,O_2 + H_2O \xrightarrow{TF} H_2SO_4$$
$$MeS + 2\,H_2SO_4 \xrightarrow{CH} MeSO_4 + S + 2H_2O + SO_2$$

^{CH} - chemical reaction ; ^{TF} - Thiobacillus ferrooxidans

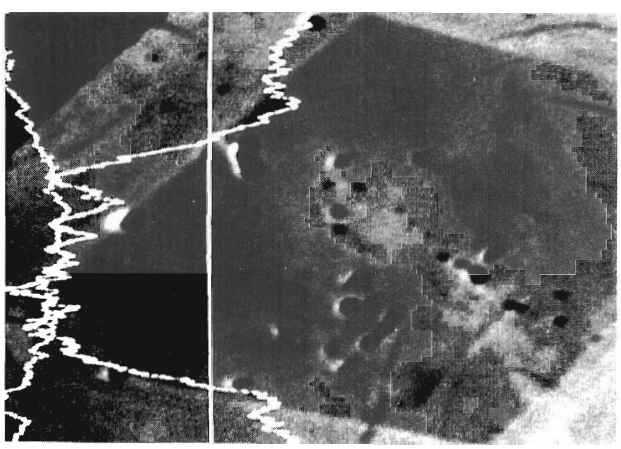


Fig. 3. Backscaterred electron image of zonal arsenopyrite I with linie diagram of arsenic (As) and antimony (Sb) distribution; the margin of the grain is expressively As-enriched (lighter) while the core is Sb-rich (darker).

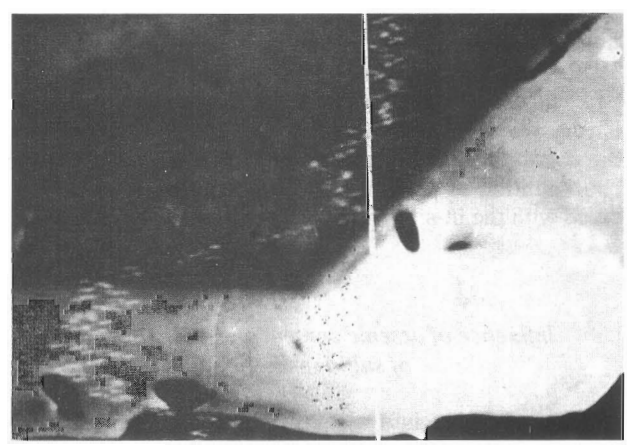


Fig. 4. Backscaterred electron image of zonal gold-bearing pyrite II with linie diagram of arsenic (As) distribution; the margin is As-enriched.

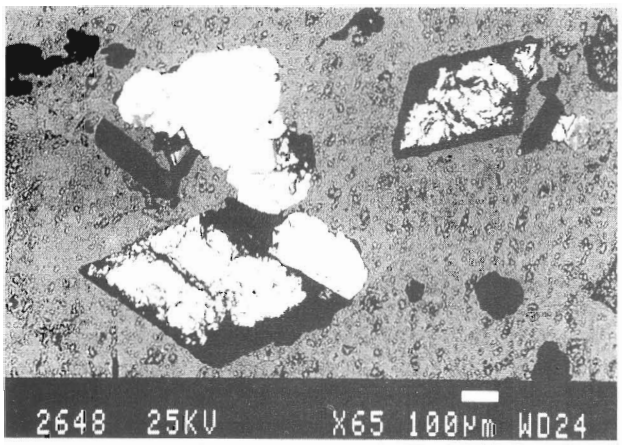


Fig. 5. Preferential dissolution of arsenopyrite (asp) in process of biochemical oxidation of gold-bearing sulfidic ores. Pyrite (py) stay in initial phase intact (secondary electron image).

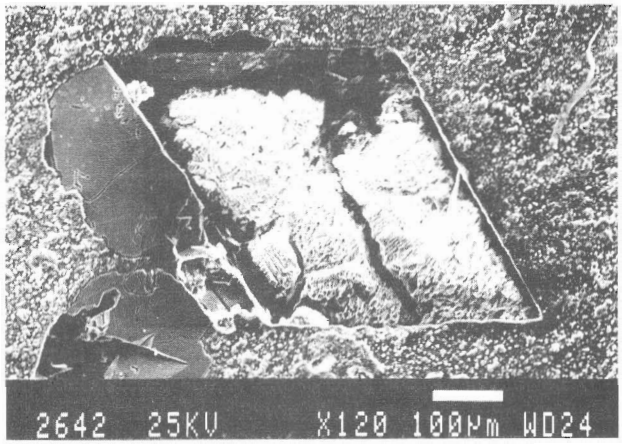


Fig. 6. Preferantial dissolution of As - rich marginal parts of gold-bearing arsenopyrite I grains (secondary electron image).

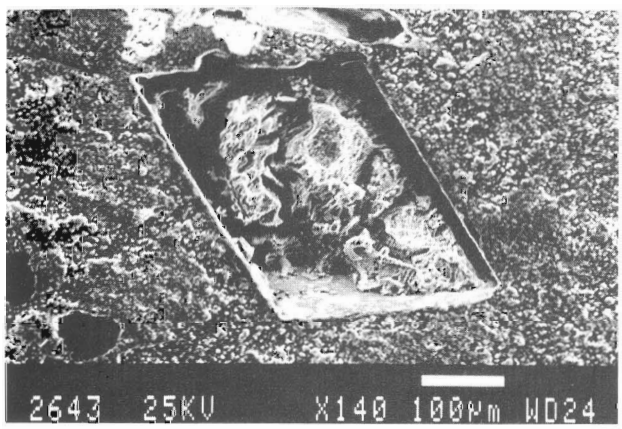


Fig. 7. Secondary electron image of arsenopyrite I dissolution controlled by arsenic distribution.

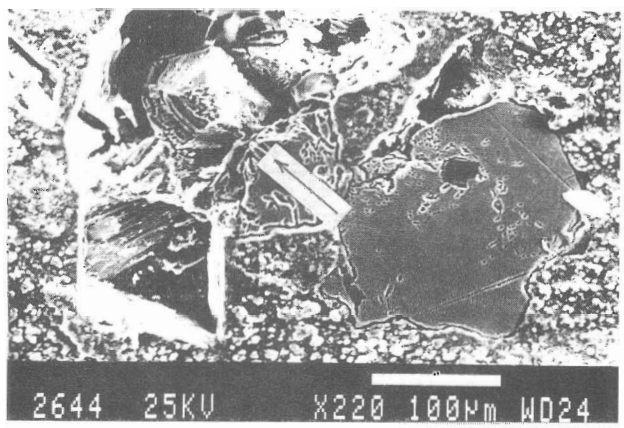


Fig. 8. Preferential dissolution of marginal As - rich part of pyrite II (secondary electron image).

Products of the bacterial oxidation ($Fe_2(SO_4)_3$ and H_2SO_4) then participate in the chemical oxidation of the mineral surface (Absolínová et al., 1984; Silverman et al., 1959; Polkin et al., 1982; Svešnikov et al., 1967). Independent course of these processes in-situ within deposits is very slow. In our experiments we therefore optimalized the conditions of the bacterial oxidation by increasing the concentration of cells by three orders of magnitude compared with the in-situ conditions mentioned above.

Results

Influence of arsenic content on the dissolution of sulfide minerals

The study of etched specimens of the gold-bearing arsenopyrite I and pyrite II has shown preferential dissolution of arsenopyrite (Fig. 5). Dissolution of pyrite appeared only after considerable oxidation of arsenopyrite crystals. When the core of individual crystals consist of both arsenopyrite and pyrite with low As content and outer part of grains is markedly enriched with As (Fig. 3 - 4, 5 - 8), the inner part and the outer one may be considered as two distinctively different crystallites of arsenopyrite and pyrite (Fleet et al., 1989). In such a case the corrosion will appear preferentially in the outer parts of a crystal, whereas in the central part of grains only slight traces of etching may be observed (Fig. 5 - 8). Such a difference in the degree of dissolution may be, according to Marion et al. (1991), explained only by the influence of the arsenic content and is not caused by different orientation of crystals. Pyrite and arsenopyrite crystals with apparently different chemical compositions of grain core and grain margins (Fig. 3 - 4) may be considered as two connected crystals whose corrosion is in fact the result of a galvanic interaction. As-low zones function here as a cathode and are therefore corrosion-resistant, whereas pyrite enriched with As becomes a semiconductor with the p-type of conductivity leading eventually to its rapid dissolving (Crundewell, 1988). In both investiga-

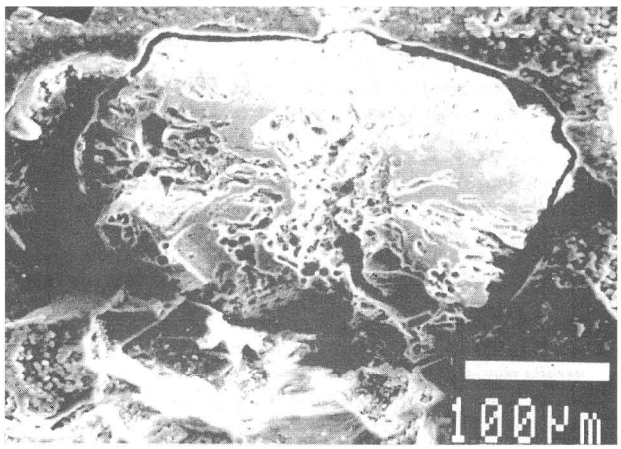


Fig. 9. Initial phase of gold-bearing pyrite II dissolution with As-rich core of grain (secondary electron image).

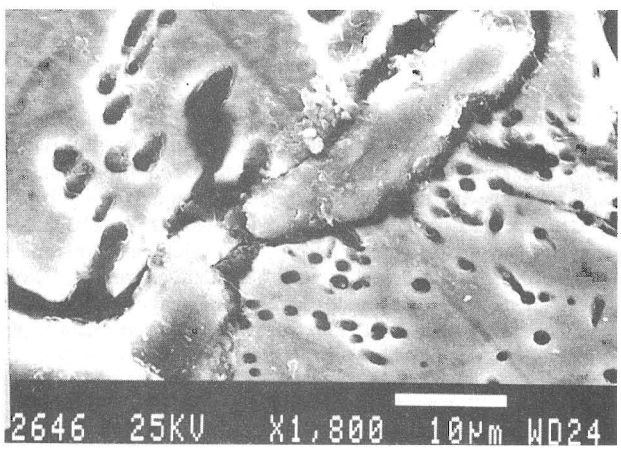


Fig. 10. Secondary electron image of diossolution patterns (tunels and micron-size holes) on the pyrite II crystal.

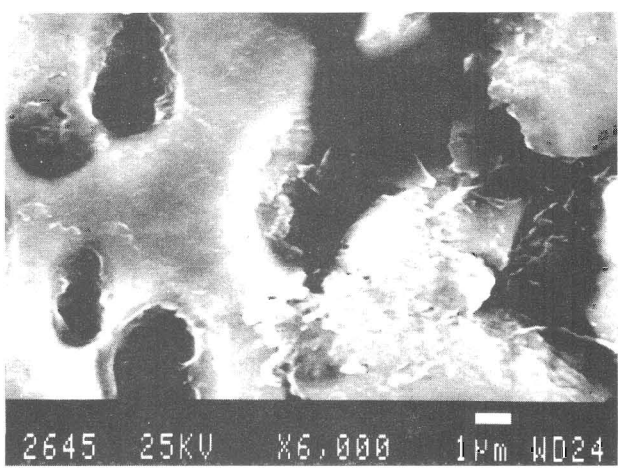


Fig. 11. Oriented dissolution patterns on a euhedral gold-bearing pyrite II crystal of triangle - shaped holes (secondary electron image).

ted minerals from the Pezinok-Kolársky vrch deposit first the As-rich zones of crystals are dissolved (Fig. 6 - 8), and it was of no major importance whether the zones enriched with arsenic were in the outer parts of crystals or in their nuclei (Fig. 8). During this process also linear tunnels (Fig. 6, 10) and oriented depressions (Fig. 7) are formed - both in relation to the arsenic content.

Influence of crystal structure on the process of sulfide minerals dissolution

The study of samples using scanning electron microscope has shown that the dissolving of sulfide crystals proceeds primarily along cracks and joints and then along the growth zones of crystals (Fig. 5, 6) under the formation of caverns with dimensions X, O µm (Fig. 10). These caverns formed by corrosion are oriented and their shape is directly related to the orientation of various crystal faces. Fig.11 shows triangular corrosion holes which according to Hansford and Drossou (1987) were formed on the faces of an octahedron (111).

Conclusion

Following conclusions may be drawn from the presented analysis of polished samples of arsenopyrite-pyrite mineralization from the Pezinok-Kolársky vrch deposit, which was subjected to biological oxidation by a particular strain of bacterial culture Thiobacillus ferrooxidans:

1. Investigated pyrites and arsenopyrites show apparent differences between the composition of grain cores and that of the margins which are enriched with As.
2. The process of bacterial oxidation is a selective one, with preferential oxidation of asrenopyrite in zones enriched with arsenic. This fact clarifies the results (Kušnierová, 1992) obtained in selective leaching of arsenopyrite-pyrite gold-bearing concentrate from the industrial production of the Pezinok factory.
3. Oxidation of investigated sulfides is influenced also by the galvanic interaction of parts with different As content.
4. Process of the biological-chemical oxidation of investigated sulfides proceeds preferentially along cracks, veins and growth zones of crystals.
5. In the process of the biological-chemical oxidation of investigated sulfides the tunnels and depressions are formed, their space orientation being directly related to the orientation of different crystal faces.

Obtained results give a qualitatively new insight into the basic factors influencing - either supressing or enhancing - the kinetics and the selectivity of the process of biological - chemical oxidation of minerals. The results also indicate the non-negligible influence of the state and quality of the crystal structure as to the distribution of chemical elements, defects and the orientation of faces.

This work was supported, in part, by Grant agency for science (grant No° G-138).

References

Absolínová, H., Linzer, E. & Kašíková, S. 1984: Hutnícke listy. *3, 187 - 190.*

Andráš, P., Rajnoha, J. & Hrnčárová, M. 1987: Gold distribution in sulphide ore and non ore minerals at the Pezinok-Kolársky vrch deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 5, 585 - 591.*

Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G. & Ďurža, O. 1988a: Gold-bearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 1, 87 - 98.*

Andráš, P., Caňo, F. & Nagy, G. 1988b: K charakteristike zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok - Kolársky vrch Vinohrady. *Mineralia slov., 20, 463 - 471.*

Andráš, P., Ragan, M., Wagner, F., Friedl, J. & Hrnčárová, M. 1993: Využitie Mössbauerovskej spektroskopie pri štúdiu "neviditeľného" zlata na ložisku Pezinok - Kolársky vrch. *Mineralia slov., 25, 51 - 54.*

Crundwell, F. K. 1988: The influence of the electronic structure of solids on the anodic dissolution and leaching of semiconducting sulfide minerals. *Hydrometallurgy, 22, 141 - 157.*

Fleet, M. E., MacLean, P. J. & Barbier, J. 1989: Oscillatory zoned As-bearing pyrite from strata bound and stratiform gold deposits: an indicator of ore fluid evolution. *In: R. Keys, R. Ramsay & D. Groves (Eds.): The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Econ. Geol. Monograph., 6, 356 - 362.*

Hansford, G. S. & Drossou, M. 1987: A propagating pore model for the batch bioleach kinetics of refractory gold - bearing pyrite. *In: Proc. of the Int. Symp. on Biohydrometallurgy (Norris, P. R. & Kelly, D. P. Eds.). Sci. Technology Letters, Kew. Warwick (Great Britain), 345 - 358.*

Johan, Z., Marcoux, E. & Bonnemajson, M. 1989: Arsenopyrite aurifére: mode de substitution de Au dans la structure de FeAsS. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II, 308, 185 - 191.*

Kušnierová, M. & Špaldon, F. 1992: Biologické postupy pre využitie netradičných zdrojov zlata. *In: Možnosti získavania drahých a vzácnych kovov z prvotných a druhotných surovín v podmienkach ČSFR. Zbor. prednášok (Košice), 66 - 73.*

Marion, P., Monroy, M., Mustin, C. & Berthelin, J. 1991: Effect of auriferous sulfide minerals structure and comparison on their bacterial waethering. *Source, Transport and Deposition of Metals (Balkema - Rotterdam, ISBN), 561 - 564.*

Polák, S. & Rak, D. 1979: Zlato v antimónovom ložisku v Pezinku. *Mineralia slov., 11, 6, 553 - 554.*

Polák, S. 1986: Au a Au-Sb zrudnenie v oblasti Pezinka. *Mineralia slov., 18, 6, 517 - 524.*

Poľkin, S. I., Adamov, E. V. & Panin, V. V. 1982: Technologija bakterialnogo vyščelačivanja cvetnych i redkich metalov. *Moskva, Nedra.*

Rehm, J. H. 1988: Biotechnology, 6 (weinheim, B V CH Verlags ges. m. b. H.).

Silverman, M. P. & Lundgren, D. C.: Int. Bacterial, 77, 642 - 647.

Svešnikov, G. B. 1967: Elektrochimičeskije procesy na sulfidnych mestoroždenijach. *Moskva : Izdat. LGU.*

Wenberg, G. M. et al.: TREND, 1984, 21 - 22.

Vplyv chemického zloženia a stavby kryštálov arzenopyritu a pyritu na proces bakteriálnej oxidácie

Na transformácii minerálov v prírode sa zúčastňujú aj mnohé druhy mikroorganizmov. Ich interakciou s časticami litosféry nastáva zvetrávanie, čo vedie k postupnému rozpadu primárnych minerálov a k sekundárnej tvorbe nových zlúčenín, minerálov a ložísk. Najlepšie preštudovaným a bežným druhom baktérií v tejto oblasti je Thiobacillus ferroxidans. Stále významnejšia je aj aplikácia biochemických postupov v technológii spracovania rúd neželezných kovov, ako aj ťažkoúpravitelných zlatonosných arzenopyritovo-pyritových rúd.

V experimentoch bakteriálnej oxidácii (leptania) sa použila bakteriálna kultúra druhu Thiobacillus ferroxidans izolovaná z uhoľného ložiska s obsahom arzenopyritu a pyritu. Štúdium naleptaných nábrusov zlatonosného arzenopyritu (pyritu) riadkovacím elektrónovým mikroskopom a metódou Mössbauerovej spektroskopie ukázalo, že tieto minerály majú výrazný rozdiel v chemickom zložení jadier okrajových častí zŕn s obohatením arzénu. Bakteriálna oxidácia prebieha selektívne, pričom sa prednostne oxiduje arzenopyrit v obohatených zónach. Biologicko-chemická oxidácia prednostne prebieha aj pozdĺž trhlín, žiliek a rastových zón kryštálov. Takýto proces sprevádza tvorba tunelov, ktorých poloha je v priamom vzťahu k orientácii rôznych kryštálových plôch.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 277- 284

Genéza a chronostratigrafia spraší v doline strednej Tople

JÁN KOŠŤÁLIK[1], IVAN KRIŽÁNI[2] a JOZEF ŠTEFFEK[3]

[1]Katedra geografie PdF Prešov UPJŠ Košice, ul. 17. Novembra 1, 080 01Prešov
[2]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[3]Ústav ekológie lesa SAV, Fándlyho 1, 969 01 Banská Štiavnica

(Doručené 29.4.1994)

The genesis and chronostratigraphy of loesses in the middle Topľa valley, Eastern Slovakia

The loesses in the middle Topľa valley reach thickness of 2 to 10 m. They are yellow Munsell 10 YR (8/2 - 4, 7/3 - 4, 6/6 - 8), claye-sandy, clayey (contents of $CaCO_3$ 0,03 - 4.30 %, pH in KCL 5.4 - 7.4, with scarce occurrence of malakofauna in the localities Lúčka, Matiaška, Petkovce) with cryogene structures (the locality of Marhaň) and fossile soils of kambizem type (the localities of Marhaň, Remeniny - Prosačov and Hanušovce).

Mineral component of loesses is represented by association of accessoring minerals - garnet + limonite + pyroxenes + leukoxene accompanied by rutil, zircone, epidot, turmaline, ilmenit, biotit and others.

Sedimantation of loesses took place in Riss and Early Pleistocene (stadial W 3). In the sedimentation besides N and NW winds also S and other winds of related directions participated.

Key words: stratigraphy, loess, haevy minerals, molluscs, Slovakia

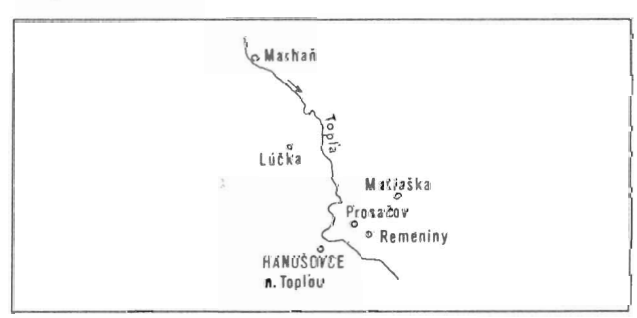
Úvod

Pre riešenie otázok kvartérnej geológie, geomorfológie a enviromentálne štúdium krajiny má spraš a eolické sedimenty vôbec nielen teoretický, ale aj hospodársky význam. Spraš patrí medzi horniny, o ktorých genéze sa vyslovilo mnoho a často protichodných názorov. Dokazuje to súčasný stav poznatkov publikovaných v domácej a zahraničnej literatúre. Problematiku spraše podrobne zhodnotili Demek, Kukla et al. (1969), Košťálik (1974), Smalley (1975), Šajgalík a Motlidba (1983), Rožicki (1986), Pecsi a Velichko (1987) a i. a vyjadrili rad podnetných myšlienok.

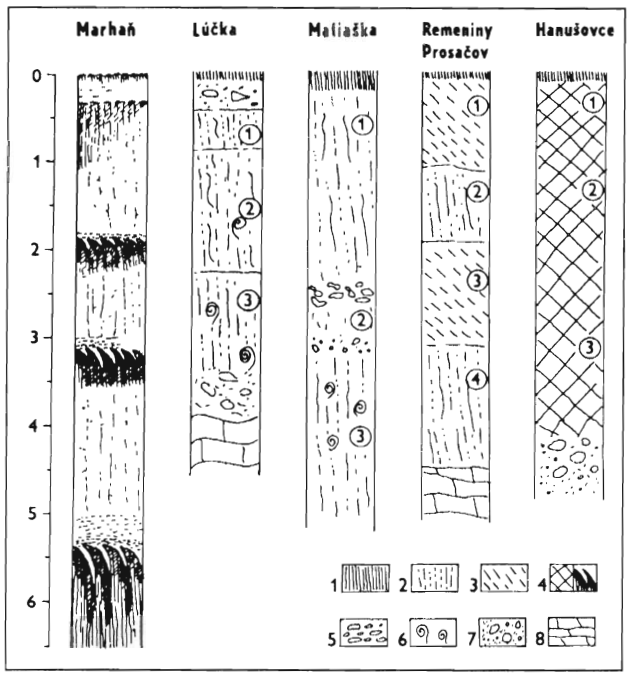
Štúdiu spraše, eolických sedimentov a ich kartografickému zachyteniu na východnom Slovensku sa venovala malá pozornosť. V staršej literatúre údaje o sprašiach podáva Urbánek (1933), Leško (1956), Pelíšek (1961) a i. Dotýkajú sa mocnosti sedimentov, mechanických vlastností, mineralogického zloženia a chronostratigrafického zaradenia. Rozšírenie spraše na mapách dokumentuje Vaškovský (1977), Karniš a Kvitkovič (1970), Mazúr a Kvitkovič (1980) a i.

Ďalšia etapa výskumu kvartéru na východnom Slovensku znamená systematické štúdium spraše a jej derivátov s využitím výsledkov pôdoznaleckých a mineralogickochemických analytických metód (zrnitosť, obsah humusu, $CaCO_3$, pH, DTA, rtg elektrónovej mikroskopie) doplnených mikromorfologickým opisom vybraných horizontov, malakozoologickými a palinologickými údajmi, ako aj výsledkami absolútnej chronológie získanými metódou C 14 a TL. Tieto poznatky významne obohatili aj výsledky výskumu geológov zaoberajúcich sa využívaním spraše, resp. paleogénnych ílovcov ako tehliarskej suroviny (Mikita, 1970; Čuchráč et al., 1977; Križáni, 1978; Varcholová et al., 1955; Macko, 1966; Varcholová a Hrinko, 1985 a i.), výsledky hodnotenia ich inžinierskogeologických vlastností v krajine (Janočko, 1986), ako aj základného výskumu geológov a geomorfológov (Schmidt et al., 1978; Košťálik, 1975, 1980, 1985, 1986, 1989; Vaškovská, 1986; Baňacký et al., 1989, a i). Tak sa získal hodnotný analytický materiál dôležitý na riešenie paleogeografických pomerov pleistocénu a chronostratigrafické členenie kvartéru v Západných Karpatoch, resp. poskytujúci možnosť paralelizácie spraše a fosílnych pôdnych komplexov s pomermi v západnej a strednej Európe.

Študovaného územia sa dotýkajú výsledky výskumu Pelíška (1961), ktorý na profile Marhaň (hĺbka 650 cm) zistil tri polohy spraše rozdelené tromi polohami fosílnej pôdy s výskytom kryogénnych štruktúr (pozri náčrt), podrobnejšie ich opísal a analyzoval ich mechanické a mineralogické zloženie.



Obr. 1. Sprašové lokality v doline Tople.
Fig. 1. Loess localities in the Topľa valley.



Obr. 2. Sprašové profily v doline strednej Tople. 1 - recentná pôda, 2 - spraš, 3 - iluviálny horizont kambizeme, 4 - iluviálny podzolovo-glejový horizont s kryogénnymi štruktúrami, 5 - soliflukčné polohy, 6 - fauna, 7 - štrk, 8 - pieskovce.

Fig. 2. Loess profiles in the valley of Middle Topľa. 1 - recent soil, 2 - loess, 3 - iluvial horizon of kambizem, 4 - iluvial horizon of podzol gley with cryogenical structures, 5 - solifluctional position, 6 - fauna, 7 - gravels, 8 - sandstone.

O výskyt spraše s nálezmi malakofauny v doline Tople v Giraltovskej kotline a Ondavskej vrchovine sa bez bližšej charakteristiky zmienil Karniš a Kvitkovič (1970) a Vaškovský (1977). Jej vznik chronologicky zaradili do würmského glaciálu.

Geologická charakteristika územia

Študované územie sa nachádza na strednom toku Tople od Marhaňa po Hanušovce nad Topľou (náčrt). Vyznačuje sa komplikovanou geologickou štruktúrou a zaujímavou krajinnou scenériou. Buday et al. (1967) v ňom rozlíšili: a) bradlové pásmo, b) vonkajší flyš, c) centrálnokarpatský flyš, d) neogénne sedimenty, e) kvartérne sedimenty.

a) Bradlové pásmo vystupuje ako morfologicky výrazný komplex smeru SZ - JV. Charakterizuje ho zložitá príkrovová stavba, v ktorej sa uplatňujú horniny jurského, spodnokriedového a vrchnokriedového veku s odlišnými rigidnými vlastnosťami. Litologicky ich tvoria vápnité, ílovité až vápnito-drobové pieskovce a zlepence (flyšového vývoja) z obdobia koňak - mástricht, ku ktorým pristupujú pestré sliene a slieňovce s lavicami vápnitých pieskovcov púchovského vývoja. Vyššie členy sedimentárneho cyklu reprezentujú sedimenty z obdobia krieda - paleogén zastúpené vrstvami menilitového typu. Vystupujú tu ílovce, pieskovce s vrstvičkami rohovcov, pestré ílovce a sliene s vložkami vápnitých pieskovcov, resp. zlepencov až brekcií. Stratigraficky patria do kyjovského pribradlového vývoja z obdobia paleocén - vrchný eocén. Vonkajší flyš vystupuje v severnej časti študovaného územia v úseku Marhaň - Giraltovce nad Topľou. Na jeho stavbe sa zúčastňujú:

b_1) Račianska jednotka, zastúpená belovežskými vrstvami (budovanými ílovcami s lavicami kremito-vápnitých pieskovcov); vek paleocén - stredný eocén;

b_2) bystrická jednotka zastúpená zlínskymi vrstvami (ílovce, striedajúce sa s glaukonitickými, arkózovitými pieskovcami, piesčitými vápencami a ílovcami); vek stredný - vrchný eocén;

b_3) čerchovská jednotka, zastúpená pieskovcovo-ílovcovými vrstvami (vek paleocén - stredný eocén) a malcovskými vrstvami, v ktorých vystupujú ílovce, sliene a pieskovce; vek vrchný eocén.

c) Centrálnokarpatský flyš sa nachádza na J od bradlového pásma v okolí Hanušoviec nad Topľou. Vystupuje v ňom ílovcovo-pieskovcové súvrstvie charakteristické vápnitými ílovcami až slieňovcami a dolomitmi s ojedinelým výstupom bazálneho súvrstvia so zlepencami, brekciami, pieskovcami až piesčitými vápencami.

d) Neogén študovanej oblasti je molasový a vulkanický a budujú ho pyroxenické andezity a ich tufy. Vystupuje na JV od Hanušoviec nad Topľou.

e) Kvartérne sedimenty reprezentuje štrk riečnych terás, plošinové a stráňové sedimenty polygénneho pôvodu (Mazúr a Kvitkovič, 1980; hlinité, hlinito-ílovité až hlinito-skeletové prevažne würmského glaciálu), ako aj kryogénne zvetraniny typu „grézes liteés" a spraš (Košťálik, 1989).

Morfologická charakteristika územia

Morfológiu územia podmieňuje litologický charakter hornín, ich odolnosť voči deštrukčným procesom a tektonika. V študovanom území sa vyznačuje striedaním pozdĺžnych chrbtov a depresií karpatského smeru (SZ - JV), ktoré vznikli počas sávskej horotvornej fázy a štruktúr mladších fáz vrásnenia. Mladšie vývojové etapy sa prejavujú erózno-denudačnými procesmi, keď sa tu vytvoril rozsiahlejší povrch „stredohorská roveň" a nižšia „poriečna roveň".

Na odolnejšie pieskovcové a zlepencovo-vápencové komplexy sa viažu rôzne široké rázsochovité chrbty orientované prevažne v smere SZ - JV, resp. S - J s relatívnou výškou od 100 do 470 m. Majú charakter nižšej vrchoviny až nižšej hornatiny. Ich ukončenie je často tektonické a vyznačuje sa deniveláciou reliéfu. Chrbty rozčleňujú priečne hlboké periglaciálne a úvalinovité doliny, často asymetrické, so sklonom svahov od 15 do 20 až 40°. V menej odolných ílovcových horninách flyša erózno-denudačné procesy vytvorili široké brázdy a morfologicky výrazné kotliny ako je Giraltovská a Osikovská brázda, ktorými preteká Topľa a jej prítoky.

Morfoštruktúra územia je roštovitá. V úseku Mičakovce - Ďurďoš - Hanušovce nad Topľou sa morfoštruktúrne prejavila aj zlomová tektonika. Zlom smeru S - J využíva rieka Topľa a vytvorila tu hlbokú kaňonovitú dolinu s dvoma, resp. troma zaklesnutými meandrami so zachovaným systémom riečnych terás zakrytých hlbokými stráňovými sedimentmi.

V kvartéri sa uplatnili klimatické interferencie. Ich dôsledkom je intenzívne mechanické zvetrávanie (gelivácia,

Tab.1. Základná analytická charakteristika spraší a fosílnych pôd v doline strednej Tople
Basic analytical characteristic of loesses and fossil soils in the valley of Middle Topľa

Lokalita	Hĺbka horizontu (v cm)	Označenie horizontu	Zrnitosť (v mm)					Humus (v %)	$CaCO_3$ (v %)	pH (v Kcl)
			0,001	0,001 - 0,01	0,01 - 0,05	0,05 - 0,25	0,25 - 2,0			
Marhaň	0 - 20	A_1	7,65	40,20	38,10	17,06	4,64	-	-	5,8
	20 - 60	A_2	14,32	44,32	34,04	17,12	3,72	-	-	5,7
	60 - 160	Bg	7,36	30,22	43,26	23,50	3,02	-	-	5,4
	160 - 190	Spraš	10,40	36,54	36,95	23,16	3,35	-	-	6,2
	190 - 215	A_2	7,22	30,85	43,01	22,06	4,08	-	-	6,0
	215 - 300	Spraš	6,62	33,56	37,39	24,72	4,33	-	-	5,9
	300 - 315	A_2	12,55	36,92	39,52	20,30	3,26	-	-	7,0
	315 - 350	Bg	4,80	26,94	41,41	28,20	3,40	-	-	6,5
	350 - 400	Spraš	6,22	31,43	38,02	26,45	4,10	-	3,14	7,0
	400 - 520	Spraš	7,63	35,84	34,61	24,05	5,50	-	4,30	7,8
	520 - 560	A_2	19,85	41,65	28,24	22,75	7,30	-	-	5,3
	560 - 650	Bg	17,04	40,26	29,29	23,40	7,05	-	-	5,3
Lúčka	40 - 90	Spraš	17,06	10,98	49,40	16,56	6,00	-	3,08	7,4
	90 - 230	Spraš	18,14	11,83	47,36	17,14	5,53	-	4,15	7,3
Remeniny	0 - 110	I(F)	19,55	35,77	29,68	10,30	4,70	-	0,92	6,7
Prosačov	110 - 195	PCa	18,96	18,64	35,60	14,62	12,38	-	0,96	6,8
	195 - 310	I(F)	11,60	19,73	47,47	16,20	5,00	-	0,15	5,7
	310 - 545	Pca	13,80	18,96	45,70	19,46	2,08	-	0,07	5,4
Matiaška	0 - 180	Spraš	18,60	16,43	32,70	23,86	8,45	-	0,05	6,30
	180 - 390	Spraš	18,68	12,06	37,44	24,72	7,10	-	-	6,00
	390 - 620	Spraš	13,10	13,62	33,80	27,86	11,62	-	2,00	7,48
Hanušovce	0 - 70	Bt_1	25,63	23,68	39,47	7,35	4,78	-	0,03	5,8
nad Topľou	70 - 170	Bt_{2g}	22,30	18,73	43,10	9,50	6,37	-	0,03	5,7
	170 - 400	B_{t3g}	29,43	18,90	43,14	6,47	2,06	-	0,03	5,7
Petkovce	0 - 180	Spraš	11,93	26,40	25,80	25,74	10,13	-	-	5,8

Tab.2. Komplexný chemický rozbor spraší a fosílnych pôd v doline strednej Tople
Total chemical analysis of the loesses and fossil soils in the valley of Middle Topľa

Lokalita (v cm)	Horizont horizontu	Označenie	SiO_2	Al_2O	Fe_2O	CaO	MgO	TiO_2	P_2O_5	MnO	Na_2O	K_2O	SO_3	Str. žíh.	Σ
Lúčka	40 - 90	Spraš	70,50	11,80	4,25	2,71	1,64	0,90	0,13	0,063	1,42	1,87	0,03	4,58	99,85
	90 - 230	Spraš	69,98	11,80	4,08	2,85	1,74	0,93	0,15	0,065	1,33	1,92	0,04	4,93	99,82
Remeniny	0 - 110	I(F)	68,25	14,13	4,97	1,88	1,56	0,91	0,12	0,888	0,83	2,21	0,06	4,79	99,80
Prosačov	110 - 195	PCa	75,97	10,74	3,71	1,29	0,93	0,99	0,08	0,038	1,00	1,80	0,03	3,22	99,80
	195 - 310	I(F)	81,28	8,94	4,45	0,71	0,62	1,08	0,05	0,038	0,93	1,58	0,04	2,13	101,83
	310 - 545	PCa	81,37	8,78	2,34	0,71	0,62	1,02	0,05	0,042	0,93	1,60	0,03	2,35	99,84
Matiaška	390 - 620	Spraš	69,39	9,14	3,55	5,94	1,91	0,96	0,11	0,079	1,28	1,79	0,03	4,69	99,58
Hanušovce	0 - 70	Bt_1	74,44	11,54	4,51	0,72	1,24	1,04	0,12	0,060	0,84	1,74	0,04	3,51	99,80
nad Topľou	70 - 170	Bt_{2g}	76,22	10,70	4,29	0,57	0,83	1,08	0,10	0,113	0,72	1,64	0,05	3,50	99,81
	170 - 400	Bt_{3g}	73,34	12,16	4,84	0,72	1,25	0,98	0,11	0,061	0,82	1,98	0,04	3,45	99,80
Petkovce	0 - 180	Spraš	67,66	12,35	5,01	2,23	1,90	0,87	0,25	0,20	1,38	2,50	0,07	5,52	99,94

kongelifrakcia), soliflukcia, ako aj vznik hlbokých delúvií (skeletovo-piesočnatých) a spraše v mocnosti 2 - 10 m. Spraš a stráňové sedimenty zamaskovali nerovnosti reliéfu, čo poznávanie paleogeografických pomerov bez umelých odkryvov veľmi komplikuje.

Zhodnotenie analytických údajov

Morfologická charakteristika spraše

Spraš sa na študovaných lokalitách (obr. 2) vyskytuje na stráňach, v dolinách a na riečnych terasách. Z morfologického pohľadu predstavuje torzo teleskopických profilov zachovaných v reliéfe krajiny. Má svetložltosivú (Munsell 10 YR 8/2-4), matnožltooranžovú (10 YR 7/3-4) až svetložltohnedú (10 YR 7/6, 10 YR 6/6-8), je hlinitopiesočnatá, hlinitá a ílovitohlinitá, slabo karbonátová (obsah $CaCO_3$ 0,03 až 2,00 %, 3,08 až 4,15 a 4,30 %), prizmatickej štruktúry, slabokyslej až neutrálnej reakcie (pH v KCL 5,4 - 7,4) s ojedinelým výskytom malakofauny (lokalita Lúčka, Matiaška, Petkovce), rozdelená fosílnymi pôdnymi horizontmi (lokalita Marhaň, Remeniny, Prosačov, Hanušovce nad Topľou), s ojedinelým výskytom kryogénnych štruktúr (lokalita Marhaň).

Zrnitostné zloženie, obsah $CaCO_3$ a pH

Zrnitostné zloženie spraše lokality Marhaň, Lúčka, Remeniny - Prosačov, Matiaška, Hanušovce nad Topľou a Petkovce sa vyznačuje značnou heterogénnosťou (tab. 1). Je odrazom štruktúrno-morfologických pomerov územia, ako aj geodynamických podmienok, najmä sily vetra, intenzity zvetrávania a pedogenetických procesov uplatňujúcich sa v priebehu ich genézy v reliéfe krajiny.

Obsah prachovej frakcie (∅ zrn 0,01 - 0,05 mm), ktorý je pre identifikáciu spraše rozhodujúci, dosahuje 29,68 - 49,40 %, iba na lokalite Petkovce nižší (25,80 %), čo spôsobujú lokálne podmienky (výstup sypkého travertínu v okolí).

Lokalita Hanušovce nad Topľou má znížený obsah práškového piesku (∅ zrn 0,05 - 0,25 mm, hodnota 2,06 - 6,37 %) ako aj zvýšený obsah ílovej frakcie (∅ 0,01 mm, 41,03 - 48,33 %) čo spôsobili intenzívne pedogenetické procesy v období syngenézy, resp. postgenézy horizontu.

Hodnota $CaCO_3$ a pH ukazuje na značnú závislosť. Kým spraš z lokality Marhaň, Lúčky, Matiaška (bazálna časť) a Petkovce je slabo karbonátová až karbonátová (hodnota $CaCO_3$ 2,00 až 4,30 %), zásaditej reakcie (pH 7,2 - 7,4), na lokalite Hanušovce, Matiaška a Remeniny - Prosačov je obsah $CaCO_3$ nízky (hodnota 0,03 - 0,96 %). Spraš je veľmi slabo karbonátová, slabokyslej až neutrálnej reakcie (pH 5,4 - 6,8).

Na lokalite Remeniny - Prosačov sú dve polohy spraše (hĺbka 110 - 195 cm a 310 - 545 cm) a rozdeľujú dva fosílne pôdne horizonty, čo dokumentuje zmeny klimatických podmienok (striedanie dvoch chladných štadiálov vystriedaných dvoma teplými interštadiálmi). Fosílne pôdy reprezentujú pomerne hlboké iluviálne horizonty kambizemného charakteru.

Na lokalite Hanušovce nad Topľou je študovaný komplex hlinitý až ílovitohlinitý (frakcia s ∅ 0,01 mm 41,03 - 48,33 %), veľmi slabo karbonátový (obsah $CaCO_3$ 0,03 %) a slabokyslej reakcie (pH 5,7 - 5,8). Morfológiu profilu charakterizujú kolmé steny, doštičkovitá až hranolovitá odlučnosť a systém vertikálnych exikačných puklín. Typologicky reprezentuje fosílny pôdny komplex podzolového typu, silne oglejený, ktorý sa vyvíjal vo vlhkejších obdobiach würmského interštadiálu. (Dôkazom vlhkejších podmienok je vznik Fe a Mn konkrécií s ∅ 0,5 - 1,3 cm a ich koncentrácia v oxidačno-redukčných podmienkach.) Obdobné horizonty sa v západnej Európe vyčleňujú ako podzol-pseudoglej (Mückenhausen, 1975).

Na lokalite Marhaň sa zistili tri fosílne pôdne horizonty rozdelené troma spražovými polohami, v ktorých Pelíšek (1961) na základe mechanických analýz zistil 12 polôh. Fosílne pôdne horizonty typologicky reprezentujú vyzretú podzolovú pôdu s dobre zachovanými horizontmi A+B. V nich sa vyskytujú kryogénne štruktúry (mrazové kliny) hlboké 20 - 90 cm, silne redukované procesmi soliflukcie so znakmi hákovania vrstiev.

Chemické zloženie spraší (tab. 2)

Výsledky chemických analýz (okrem obsahu CaO v spraši lokality Lúčka, Matiaška a Petkovce, 2,23 - 5,94%) vykazujú veľmi vyrovnané hodnoty ostatných komponentov. Je to dôkaz, že analyzované sedimenty majú aleuropelitický ráz a transformovali ich pedogenetické procesy ovplyvňované lokálnymi fyzickogeografickými podmienkami (poloha lokality, reliéf, expozícia, dĺžka svahu, lesnatosť krajiny a i.).

Mineralogické zloženie spraší (tab. 3)

Asociácia ťažkých minerálov v spraši je dôležitým ukazovateľom hodnotenia znosových oblastí a pri uplatňovaní sa eolickej činnosti pri ich sedimentácii. Asociácia akcesorických minerálov je v tab. 3. Rozdiely možno pozorovať na lokalite Hanušovce nad Topľou, kde asociáciu tvorí

Tab.3. Obsah ťažkých minerálov v spražiach a fosílnych pôdach v doline strednej Tople
Content the association of accessory minerals in loesses and fossil soils in the valley of Middle Topľa

Lokalita		Hĺbka horiz. (v cm)	Označ. horiz.	Hmot. šlichu (v g)	Granát y	Zirkón	Rutil	Turmalíny	Magnetit	Limonit	Pyrit	Pyroxény	Amfiboly	Ilmenit	Apatit	Epidot	Chlorit	Leukoxén	Distén	Biotit	Muskovit	Anatas	Hematit	Monazit
Marhaň	1	40 - 90	Spraš	0,01	c	a	b	a	-	I	a	b	a	b	a	a	a	a	-	b	-	-	-	-
	2	90 - 230	Spraš	0,05	c	a	-	a-b	-	c	a	b	-	a-b	a	-	-	a	-	b	c	a	-	-
Remeniny	1	110 - 195	PCa	0,19	c	a	b	a	-	c	-	-	a	b	a	a	-	a	-	a	b	a	-	-
Prosačov	4	310 - 545	PCa	0,09	b	a	a	a	-	b	-	-	-	b	-	a	a	b	-	-	a	a	a	-
Matiaška		390 - 620	Spraš	0,09	c	b	c	a	-	-	-	b	a	c	-	-	-	c	-	-	-	-	a	a
Hanušovce	1	0 - 70	B	0,10	c	a	a	-	a	c	a	-	c	I	-	a	a	b	a	a	b	a	-	-
nad Topľou	2	70 - 170	Bt_g	0,08	b	b	b	-	-	b	-	c	c	-	-	-	-	b	-	-	-	a	-	-
	3	170 - 400	Bt_{2g}	0,10	c	a	a	-	a	c	-	c	c	-	a	a	b	b	-	a	b	a	a	-
Petkovce		160 - 320	Spraš	0,01	b	b	b	a	-	-	-	c	a	a	-	a	-	a	-	-	-	-	-	a

Legend used in geological reconnoitring organizations (Križáni, 1987; Potančok, 1989). Notes: a - number of grains 1 - 10, b - number of grains 11 - 1000, c - numbers of grains 1001 and more.

amfibol + pyroxény + granát + limonit + leukoxén + sľudy, ďalším minerálom je zirkón + rutil + chlorit + magnetit + + epidot + biotit. V analyzovaných vzorkách sa nezistil turmalín a iba ojedinele sa nachádzal ilmenit.

Podľa Križániho (1985) asociácia indikuje magmatogénne a metamorfogénne minerály (granát, ilmenit, leukoxén, zirkón, turmalín, rutil) ako vysokoteplotné a nízkoteplotné, ktoré pochádzajú z bázických a kyslých magmatitov. Zvýšený obsah amfibolov, pyroxénov a ilmenitu poukazuje na pôvod z blízkych východoslovenských neovulkanitov.

Asociácia ťažkých minerálov a ich habitus (Pelíšek, 1961; Košťálik, 1989) sú dôkazom, že spraš pochádza z blízkeho okolia. Jej rezervoárom boli paleogénne sedimenty Ondavskej vrchoviny, neovulkanity Slanských vrchov a mezozoické horniny bradlového pásma (obsah karbonátov v ľahkých mineráloch; Pelíšek, 1961). Pri ich transporte sa okrem prevládajúcich vetrov smeru SZ - JV a SV - JZ intenzívne uplatnili aj južné vetry (smeru J - S, JV - SZ), čo dokazuje obsah pyroxénov a ilmenitu na lokalite Matiaška.

Rozbor malakofauny v sprašiach

Z paleontologického a paleomalakozoologického hľadiska je spraš prostredím vyznačujúcim sa svojráznou faunou, ktorá sa z ekologickej aj cenologickej stránky od malakofauny iných kvartérnych sedimentov vrátane recentnej fauny nápadne odlišuje (Ložek, 1955).

Na základe rozboru malakofauny lokality Lúčky a Matiaška možno rekonštruovať paleografické podmienky počas sedimentácie spraše a zachytiť ekologické podmienky biocenózy podrobnejšie. Malakozoologické pomery v kvartérnych substrátoch lokality Petkovce analyzoval Košťálik et al. (1988).

Zloženie malakofauny na lokalite Lúčka svedčí o tom, že ide o obdobie neskorého pleniglaciálu (plenivistulián), kým v Matiaške je typická malakofauna neskorého glaciálu (neskorý vistulián). Obidve obdobia sa vyznačovali veľmi tolerantnou malakocenózou otvorených stanovíšť (Horáček a Ložek, 1988), v ktorých dominovali dnes buď úplne vyhynuté druhy - *Pupilla loessica* Lžk., *P. alpicola densegyrata* Lžk., *P. muscorum* (L.) - veľká forma, alebo

Tab.4. Rozbor malakofauny na lokalitách Lúčka a Matiaška v doline strednej Tople
The analysis of molluscs in the localities of Lúčka and Matiaška in the Middle Topľa valley

E - B	Druh	Lúčka			Matiaška							
Lžk 64	(species)	A	B	C	K	a	b	c	d	e	f	g
2 W(S)!	*Aegopinella minor* (Stab)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3 (G)	*Clausilia pumilla* C. Pfr.	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
+	*Chondrula tridens* (Müll.)	-	-	-	4	-	-	-	-	3	-	-
4 S(+)	*Pupilla sterri* (Voith)	6	14	15	33	-	-	9	2	12	3	-
(+)	*P. triplicata* (Stud.)	32	8	10	69	-	-	46	3	19	-	-
++	*Columella columella* (Mar)	1	12	1	1	-	-	-	-	-	-	-
++	*Pupilla loessica* Lžk.	17	2	14	2	-	-	1	-	1	-	-
+	*P. muscorum* (L).	14	27	32	53	-	12	47	7	47	29	1
5 O ++	*P. alpicola densegyrata* Lžk.	2	6	3	21	-	-	3	-	2	4	-
+	*Vallonia costata* (Müll.)	8	-	3	34	-	1	10	3	3	5	-
++	*V. tenuilabris* (A. Braun)	120	150	40	130	-	-	19	5	60	13	-
++	*Vertigo parcedentata* (A. Braun)	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6 X (!)	*Cochlicopa lubricella* (Porro)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
(+)	*Clausilia dubia* Drap.	-	3	-	4	-	2	2	-	2	4	-
7 M +	*Helicidae* (fragm.) cf. *Trichia*	1	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-
+	*Nesovitrea hammonis* (Str.)	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
+	*Trichia hispida* (L.)	-	-	-	3	-	-	-	-	1	1	-
H +	*Succinea oblonga* (Drap.)	22	50	8	45	-	-	3	1	25	10	-

E - B - ekologicko-biostratigrafická charakteristika (Ecology, Biostratigraphy).

Ekol. skupina (Ekology groups): 2 - lesy a čiastočne otvorené biotopy (woodland and partly open habitats); W (S) - suché (dry); 3 - druhy mokrých lesných biotopov (damp to moist woodland), 5 O - druhy rôznych otvorených biotopov (open grounds in general); 4 S - stepné druhy (steppe, xerothermic rocks); 6 X - suché stanovištia (dry habitats); 7 M - mezofilné druhy (mesic or of various kind); 8 H - druhy vlhkých biotopov (damp).

Biostratigrafia (Biostratigraphy): + - druhy charakteristické pre spraš (species characteristic of the loess zone); ++ - vedúce druhy spraše (index loess species), (+) - druhy lokálne vystupujúce v spraši (local or accidental loess species); ! - druhy charakteristické pre teplé obdobia (species charakteristic of warm phases); (!) - druh teplých období (eurythermic species of warm phases), (G) - druhy, ktoré prežili glaciál na sprašového obdobia ako relikty (species surviving the glacial out of the loess zone as relicts).

Lokality (Locality): Lúčka (sprašový profil - A; B; C; Matiaška (sprašový profil): I. lgt. Košťálik: K - hĺbka 380 cm; II. lgt. Chromý, Šteffek: a - spraš s obliakmi, 70 cm; b - tmavohnedá tenká vrstva spraše, 4 cm; c - jemnožltohnedá spraš, 40 cm; d - červenohnedá spraš s inkrustáciami, 4 cm; e - okrová spraš, 30 cm; f - tmavohnedá spraš, 50 cm; g - odvápnená sutina, 30 cm.

vyhynuté na našom území - *Vertigo percedentata* (A. Braun) a *Vallonia tenuilabris* (A. Braun).

Pokiaľ typickými mäkkými plenivistuliánu (cca 17 000 rokov) sú druhy *Vertigo parcedentata* (A. Braun), *Pupilla loessica* Lžk., *P. muscorum* (L.), *P. sterri* (Voith), *P. alpicola densegyrata* Lžk., *Columella columella* (Mart.), *Succinea oblonga* Drap. a *Trichia hispida* (L.), charakterizujúce studené obdobie a vlhké obdobie, pre neskorý glaciál (cca 14 000 rokov) sú to hlavne druhy charakterizujúce chladné a suché obdobie, napr. *Vallonia tenuilabris* (A. Braun), *V. costata* (Müll), *Pupilla triplicata* (Stud.), ku ktorým pristupujú aj *P. sterri* (Voith.) a *P. muscorum* (L.). Ustupujú sprašové druhy, predovšetkým *Vertigo parcedentata* (A. Braun) a *Pupilla loessica* Lžk.

V období neskorého pleniglaciálu mala krajina strednej Tople charakter studenej arktickej stepi (v najširšom slova zmysle) až lesostepi. Výrazná prevaha pupilovej a kolumelovej fauny s prítomnosťou *Succinea oblonga* (Drapom) charakterizuje rozšírenie sprašových uložení v pahorkatinnej časti reliéfu Západných Karpát s blízkosťou vlhkejších polôh v doline Tople, pri jej prítokoch, ako aj pri skalných stenách a bradlách.

Chronostratigrafia spraší a fosílnych pôd

Detailné štúdium sprašových profilov a fosílnych pôd v povodí Tople nám umožňuje podať rekonštrukciu paleogeografických pomerov a ich chronostratigrafické zaradenie.

Podľa chronostratigrafického členenia vistuliánu -würmského glaciálu v zmysle Schacletona a Opdyka (1976) sa vo würmskom štadiáli W 1 zistili tri chladné výkyvy, z ktorých najdlhší úsek patrí včasnému würmu, kým ďalšie dva reprezentujú len kratšie úseky rozdelené troma teplými výkyvmi (amersfoort, brörup a odderade). Najkratší z nich je výkyv interštadiál - amersfoort.

V študovanom území na lokalite Marhaň pokladáme za najstaršie polohy fosílnej pôdy v hĺbke 525 - 630 cm. Typologicky reprezentujú silne oglejený fosílny pôdny komplex podzolového typu, ktorý sa vyvíjal vo vlhkejších a teplejších podmienkach interglaciálu ém (R/W) na riskej spraši uloženej na rozvetraných paleogénnych pieskovcoch vystupujúcich na báze profilu (pozri schematický nákrt). Pelíšek (1961) tento pôdny komplex datuje do émskeho (R/W) interglaciálu, čo zodpovedá obdobiu 118 000 až 127 000 rokov B. P.

Ďalšia zmena klimatických podmienok (znamená nástup studeného výkyvu, keď teplota poklesla pod 0 °C) sa prejavila deštrukciou fosílneho pôdneho komplexu, vznikom kryogénnych štruktúr (mrazových klinov) hlbokých až 70 - 90 cm, širokých 8 - 12 cm, klincovitého tvaru, ktoré soliflukcia značne zdeformovala. Morfológiou pripomínajú hákovanie vrstiev. Mrázové kliny vypĺňa karbonátová, hlinitopiesočnatá spraš ($CaCO_3$ 3,14 - 4,30 %) z nadložnej polohy. Je postgenetická, spätá s veľmi nízkou teplotou nastupujúceho würmského štadiálu.

V superpozícii spraše (hĺbka 310 - 355 cm) je obdobný fosílny pôdny komplex podzolového typu (s horizontom A + B). Časovo ho zaraďujeme do W 1/2 - interštadiál odderade - brörup, cca 75 000 až 105 000 rokov B. P.

Nástup štadiálu W 2 znamenal redukciu fosílneho pôdneho komplexu a vznik mrazových klinov hlbokých 30 až 40 cm. Mrazové kliny aj v tomto horizonte vypĺňa mierne deformovaná a soliflukciou postihnutá hlinitá až ílovitá spraš.

Na lokalite Marhaň v ďalšom časovom období predpokladáme statigrafický hiát. Časť sprašového pokryvu bola oderodovaná a ďalšia akumulácia prebiehala pravdepodobne až koncom štadiálu W 2. Sprašová poloha je hlinitá, s hruboprizmatickou štruktúrou a hranolovitou odlučnosťou. Na jej povrchu sa vyvinul menej výrazný fosílny pôdny horizont, ktorý typologicky reprezentuje horizont podzolu A_2. Jeho vznik časovo spadá do interštadiálu moershoofd, cca 48 000 až 75 000 rokov B. P. Klimaticky reprezentuje teplejší a vlhkejší výkyv so zachovaným pôdnym typom, aký sa v študovanej oblasti vyskytuje často.

Ďalší nástup chladného obdobia sa prejavil znížením teploty pod 0 °C, vznikom mrazových klinov (hlbokých 25 až 30 cm) vyplnených sprašou. Táto spraš je okrovožltej farby a prizmatickej štruktúry. Soliflukcia značne redukovala. Časovo patrí do štadiálu W 3.

Na chronostratigrafické zaradenie spraše lokality Lúčka, Matiaška a Petkovce sme využili paleontologické nálezy malakofauny, ktorá charakterizuje ekologické podmienky a podmienky biocenózy počas sedimentácie spraše. Ako ukazuje tab. 4, druhové zloženie malakofauny s druhmi *Pupilla, Columella, Vallonia* a i. reprezentuje typické sprašové spoločenstvo pleniglaciálu - štadiálu W 2, keď mala krajina charakter arktickej stepi, resp. lesostepi až kríčkovej tundry (druh *Clausilia dubia* Drap.) s blízkosťou vlhkejších plôch (druh *Succinea oblonga* Drap.). Akumulácia spraše podľa zloženia malakofauny prebiehala v mladom pleistocéne v štadiáli W 2.

Sprašové polohy vystupujúce v superpozícii vybraných profilov (bez fauny) sú mladšie. Sedimentovali počas chladných výkyvov štadiálu W 3.

Na lokalite Remeniny - Prosačov v doline Bžianskeho potoka sme v profile zachytili dve sprašové akumulácie rozdelené dvoma fosílnymi iluviálnymi horizontmi kambizemného charakteru, ale na ich presnejšie chronostratigrafické zaradenie nemáme priame dôkazy. Na základe analógie s inými lokalitami (Vranov-Čemerné, Dlhé Klčovo a i.) bazálnu spraš (v hĺbke 310 - 545 cm) zaraďujeme do štadiálu W 2 a na nej vyvinutý iluviálny horizont (hĺbka 195 - 310 cm) do interštadiálu moershoofd, ktorý sa vyvíjal v období cca 48 000 až 75 000 rokov B. P.

Nadložná spraš (hĺbka 110 - 195 cm) je značne redukovaná, výrazne oddelená od podložia. Chronologicky ju zaraďujeme do štadiálu W 2. Na nej vyvinutý fosílny iluviálny horizont (hĺbka 0 - 110 cm) kambizeme zodpovedá interštadiálu hengelo, resp. denekamp, cca 27 000 až 38 000 rokov B. P.

Fosílny pôdny komplex lokality Hanušovce nad Topľou (hĺbka 0 - 400 cm) reprezentujú hlboké iluviálne horizonty Bt_1- Bt_2- Bt_3 podzolovej silne oglejenej pôdy (resp. podzol - pseudoglej, Mückenhausen, 1975). Vyvíjal sa v teplejších obdobiach stredného würmu, pravdepodobne v interštadiále moershoofd, cca 48 000 až 75 000 rokov B. P. Po tomto období sa uplatnila intenzívna svahová modelácia a odnos mladších sedimentov. Preto dnes vystupujúce fosílne horizonty predstavujú reliktnú pôdu ovplyvňovanú recentnými procesmi.

Záver

Na základe výskumu v doline strednej Tople možno dokumentovať existenciu spraší a fosílnych pôd ako výsledok klimatických interferencií v pleistocéne.

V sprašových profiloch (lokalita Marhaň, Remeniny - Prosačov, Hanušovce nad Topľou) sa vyskytujú fosílne pôdne komplexy podzolového a kambizemného typu. Z geochemického hľadiska ($CaO+K_20+Na_2O/Al_2O_3$) Lukašev (1972) pokladá spraše za postihnuté pedogenetickými procesmi (hodnoty 0,27 - 0,36; Hanušovce nad Topľou 0,27 - 0,28). Iba na lokalite Matiaška je hodnota 0,98, čo zodpovedá typickým podmienkam vzniku spraše na Ukrajine a vo Francúzsku) (Buraczynski, 1993). Sedimentácia spraše časovo patrí do obdobia mladého pleistocénu - glaciál ris a würm. Chronologicky najstaršia spraš je na lokalite Marhaň (ris a würm), kým na ostatných lokalitách je spraš z obdobia W 2 a W 3.

Podľa zloženia malakofauny usudzujeme, že v čase sedimentácie spraše (W 2 a W 3) mala krajina strednej Tople ráz chladnej arktickej stepi až lesostepi (s faunou *Pupilla* a *Columella*) s výskytom vlhkých plôch s faunou *Succinea oblonga* Drap.

Charakter fosílnych pôdnych komplexov podzolového a kambizemného typu, ako aj nedostatok $CaCO_3$ v spraši ukazuje, že v období würmského glaciálu bola v oblasti Ondavskej vrchoviny a priľahlých území pomerne vlhká klíma so zvýšeným množstvom zrážok a nízkou teplotou (-0 °C), čo dokazuje vznik kryogénnych štruktúr a charakter malakofauny. Predpokladáme vhodné podmienky na plošné rozšírenie permafrostu (Czudek, 1986).

Asociácia ťažkých minerálov ukazuje, že rezervoárom, odkiaľ sa spraš vyvievala, boli mezozoické horniny bradlového pásma, paleogénne sedimenty Ondavskej vrchoviny a neovulkanity východného Slovenska, najmä Slanské vrchy. Pri prenose spraše sa okrem prevládajúcich vetrov smeru SZ - - JV a SV - JZ uplatňovali aj vetry smeru J - S a JJV - SSZ.

Literatúra

Baňacký, V. et al. 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východosloenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1:50 000. *GÚDŠ vyd. Veda, SAV Bratislava, 143.*

Buday, T. et al. 1967: Regionálna geológia ČSSR. Západné Karpáty II. *ČSAV Praha, 670.*

Buraczyński, J. 1978: Litológia i stratigrafia lessów Nižiny Środkowego Reni. Universita M .C.-Sklodowskiej. Wydzial Biologii i Nauk o Ziemi. Lublin 139.

Czudek, T. 1986: Pleistocenní permafrost na území Československa. *Geograf., Čas., R. 38, č. 2-3, 245 - 252.*

Čuchráč, M. 1974: Záverečná správa a výpočet zásob Čemerné. DP - tehliarske hliny stav k 30. VI. 1974. *Manuskript - SGÚ Bratislava a GP Sp. Nová Ves, 65.*

Čuchráč, M. et al. 1977: Záverečná správa a výpočet zásob Močarany - DP tehliarska surovina stav k 1. II. 1976. *Manuskript - SGÚ Bratislava a GP Sp. Nová Ves, 65.*

Demek J. & Kukla J. et al. 1969: Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei. *Geograf. Inst. ČSAV Brno, 156, 45.*

Horáček, I. & Ložek, V. 1988: Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past. scope of the approach and selected results. ***Rozpr. Čs. Akad. Věd, Praha, 98, 4, 102.***

Janočko, J. 1986: Kvartérne sedimenty S časti Košickej kotliny a Slanskych vrchov. *Minerália slov., 18, 212 - 212.*

Karniš, J. & Kvitkovič, J. 1970: Prehľad geomorfologických pomerov Východného Slovenska. *Geogr., Práce, I, 1, SPN Bratislava, 220.*

Košťálik, J. 1975: Geomorfologická analýza Spišskej Magury. [Dielčia záverečná správa II-5-l/4.] *Manuskript - PdF Prešov UPJŠ Košice,149.* Geomorfologická analýza Ľubovnianskej vrchoviny. [Dielčia záverečná správa II-5-l/4] *Manuskript - PdF Prešov UPJŠ Košice, archív KG Prešov, 87.*

Košťálik, J. 1980: Spraše okolia Prešova, ich genéza, charakteristika a stratigrafia. *Zbor. Pedag. Fak. Univ. Šafár. (Prešov), Prír. vedy, XIV, SPN Bratislava, 101 - 120.*

Košťálik, J. 1985: The chronology of the East Slovakia loesses based on the thermoluminiscence analyses. *Abst., of papers int. Symp., "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses" UMCS, Lublin, 18 - 18.*

Košťálik, J. 1986: Problems of the Lithology and Stratigraphy of loesses of Eastern Slovakia. *XII. Int. Congress INQUA 87. Ann. Univ. Marie Curie-Sklodowska, 219 - 228.*

Košťálik, J. 1989: Spraše a fosílne pôdy Východného Slovenska, ich genéza, charakteristika, chronostratigrafia a využitie v národnom hospodárstve. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript - VŠP Nitra, 387.*

Košťálik, J., Križáni, I. & Štefek, J. 1988: Lokalita Petkovce - charakteristika, vývoj, ochrana. *In: Zbor. odborných výsledkov XI. Vsl. TOP (Hermanovce, 1987), Prešov - Vranov nad Topľou, 180 - 189.*

Križáni, I. 1985: Výsledky šlichovania vo Východoslovenskom kraji a možnosti ich využitia. *Zbor. Akcesorické minerály a ich význam. Domaša 14. - 15. október 1985, 127 - 165.*

Leško, B. 1956: Geológia a geomorfológia územia S od Prešova. *Geol., Práce, Spr., 47, 5 - 33.*

Ložek, V. 1955: Měkkýši Československého kartéru. *ČSAV Praha, 510.*

Ložek, V. 1964: Guartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozpr. Ústř. Úst. geol., 31, 374.*

Lukašev, V. K. 1972: Geochimičeskije indikatory processu gipergeneza i osadkoobrazovanija. *Minsk., 137.*

Macko, J. et al. 1966: Záverečná správa a výpočet zásob lokalita Hanušovce, surovina tehliarske hliny. *Manuskript - GP Spiš. Nová Ves, 84.*

Maruszczak, H. 1986: Loesses im Poland, Their Stratigraphy and Paleogeographical Interpretation. *An. Univ. Marie Curie-Sklodowska, XLI, 2, B, 15 - 154.*

Mazúr, E. & Kvitkovič, J. 1980: Kvartér - Quaternary. In: *Atlas SSR. SAV Bratislava.*

Mikita, G. et al. 1970: Východné Slovensko - štúdia, tehliarska surovina so stavom k 1. 4. 1970. *Manuskript - GP Spiš. Nová Ves, 79.*

Mückenhausen, E. 1975: Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und pedologischen Grundlagen. *DLG - Verlag, Frankfurt am Main, 579.*

Pelíšek, J. 1961: Pleistocenní sprašové zeminy a holocenní říční sedimenty Karpatské oblasti Východního Slovenska. *Anthropozoikum (Praha), ČSAV, 9, 175 - 201.*

Różicki, S. 1986: Pylowe utwory typu lessowego na swiece, ich wystepowanie i geneza. l. Przeglad rozwoju pogladów na pochodzenie lessu. Klasyczne strefy lessowe. Lessy strefy cieplej. *Wydaw. Geol. Pan., LXXXV, Warszawa, 193.*

Pécsi, M. & Velichko, A. 1987: Pelogeography and Loess. Pleistocene Climatic and Environmental Rekonstructions. *Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress Ottawa, Canada 1987. Akad. Kiadó Budapest, 156.*

Smalley, I. J. 1975: Loess Lithology and Genesis. *Strondsburg, Dowden, Hutschinson & Ross, 430.*

Schacklefon, N. Jd. & Opdyka, N. D. 1976: Oxygen isotope ánd paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late. Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Amer. Menoir., 145, 449 - 464.*

Schmidt, Z. et al. 1978: Quaternary Mollusca of Southern Part of East Slovakian Lowland. *Biologische Forschungsinstitut Burgenland BFB - Bericht, 25.*

Šajgalík, J. & Modlitba, I. 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. *Veda, vyd. SAV, 204.*

Varcholová, J. et al. 1985: Záverečná správa a výpočet zásob Humenné - štúdia tehliarska surovina. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 57.*

Vaškovská, E. 1986: Loess sediments and fossil soils. (Loess soil provinces, subprovinces) of Slovakia. *Region. Geol. Západ. Karpát, 21, Spr. o výsk. GÚDŠ Bratislava, 139 - 150.*

Vaškovský, I. 1977: Kvartér Slovenska. *GÚDŠ Bratislava, 247.*

The genesis and chronostratigraphology of loesses in the middle Topľa valley, Eastern Slovakia

A more intensive attention has been paid to the studies of loesses in the East Slovakia region recently. The research is connected to their practical use as a convenient raw material for the production of building materials or to their engineering-geological qualities as the basic grounds (Mikita et al., 1970; Čuchráč et al., 1977; Janočko, 1986) and others.

The genesis of the loesses, their mineralogical structure and the chronostratigraphical classification were studied by Pelíšek (1961), Koštálik (1975, 1980, 1985, 1986, 1989), Schmidt et al. (1978), Vaškovský (1977), Vaškovská (1986), Bañacký et al. (1989) and others. The studies bring a new look at the solution of the paleographical proportions of the Quarter in the West Carpathian Mountains or they bring the possibilities of parallelism of the loesses and the fossil soil complexes with the circumstances in the West, Middle, and East Europe.

In the paper the authors give us (according to the mechanical, chemical, mineralogical and malacozoological analysis) the characterization of loesses and their chronostratographical classification.

Complicated geological structures and an interesting landscape scenery are typical for the middle part of the Topľa river (from Marhaň to Hanušovce). Conspicuous ridges of the Carpathian (NW - SE) direction are bound to the more resistable sand-aglomerate complexes, while on the less resistable clay mineral of flysch, the erosion - denutative processes have created wide depression - grooves (Osikovská) and basins (Giraltovská). The horizontal and vertical tectonics has caused the origin of the grating structure of the area which the Topľa river uses and creates a canyon river with two to three clinched meanders and river terraces. The climatic interferences in the Quarter determined the processes of gelivation, congelifraction, as well as the accumulation of eolitical sediments (loesses), which has caused a considerable cover of the previous relief.

The loesses in the Middle Topľa river nowadays represent only a torso of larger eolitical sediments situated in form of telescopical profiles. Their colour is light-yellow-grey (Münsell 10 ZR 8/2 - 4, 10 YR 7/3 - 4, 10 YR 7/6, 10 YR 6/6 - 8). These are sand-clay, clay, and illite-clay, carbonic (the contents of $CaCO_3$ being from 0.03 to 4.30 per cent), of a slightly acid to neutral reaction (pH in KCL 5.4 - 7.4), of a prismatic structure with sporadic occurrence of the molluscs (locations of Marhaň, Lúčka, Matiaška, Petkovce) with the occurrence of the fossil soil (the locations of Remeniny - Prosačov, Hanušovce nad Topľou), and cryogenic structures (the location of Marhaň).

The differences in the mechanical composition, contents of $CaCO_3$ and pH are given in Table 1.

The association of accesory minerals in the loesses is produced by garnet + limonite + pyroxene + leukoxene and others. In the location of Hanušovce nad Topľou the association is different. It is producted by amphibole + pyroxenes + garnet + limonite + leukoxene + micas and others (Tab. 1).

The association indicates magmatic metamorphic minerals (garnet, ilmenite, leukoxene, zircon, turmaline, rutile), as high-temperature and the low-temperature minerals which have come from the basic and the acid magmatics.

The increased content of the amphiboles, pyroxene, and ilmenite points out their origin being in the nearby East Slovakian volcanics brought by the winds from southern direction.

The composition of molluscs in the locations of Lúčka and Matiaška points out the accumulation of loesses from the pleniglacial and late glacial period (Tab. 4).

During the pleniglacial period (pleni-vistulian aproximately 17 000 years B. P.), the country had a character of a cold arctic steppe (in the widest sense) even woodsteppe. The prevalence of *Pupilla* and *Columella* fauna along with the presence of the *Succinea oblonga* Drap. characterizes the spreading of loesses in the hilly landscape relief of West Carpathian Mountains with the nearness of damp locations in the Topľa river basin and its affluents and rocky walls and cliffs.

The loesses in Marhaň location are considered to be chronologicaly the oldest ones where in the superposition three fossil soil complexes of the podzol type containing three generations of cryogenous structures (frost cracks) are preserved, which are 70 - 90 cm, 30 - 40 cm and 25 - 30 cm deep.

The basal soil complex in the depth of 500 - 600 cm has developed on the Riss loesses situated on the disintegrated paleogene sandstone in the damper and warmer conditions of Eem (R/W) interglaciale (Pelišek, 1961; Koštálik, 1989) aproximately 118 000 - 127 000 years B. P.

The complex rising in the superposition is represented by three positions of loesses divided by two fossil soil horizons disturbed by cryogenic structures. Their origin corresponds to the interstadials Brörup-Odderate aproximately 82 000 - 100 000 years B. P. or Moershoofd aproximately 48 000 - 75 000 years B. P.

After this period one can observe an intensive denudation and in the connection with it the reduction of sediments on the Marhaň profile. We suppose that on the early pleistocene loess (W3 stadiale), the podzol recent soil has been developed.

The fossil soil complexes are also to be found in the Remeniny - Prosačov and Hanušovce nad Topľou locations.

There is a fossil soil complex in the Hanušovce nad Topľou location (the depth of 0 - 400 cm) which is represented by the horizons Bt_1 - Bt_2g - Bt_3g. It corresponds typologically to podzol or podzol - pseudogley (Mückenhausen, 1975) which has developed on the loess fallows likely in the Middle Würm in the Moershoofd interstadiale aproximately 48 000 - 75 000 B. P. At present it represents relict soil influenced by recent processes.

In the Remeniny - Prosačov location there are loesses originated in the middle Pleistocene (W2 stadiale) which divide two fossil horizons of kambizem character.

There is an illuvial B horizon preserved on the basal loess in the depth of 310 - 545 cm which is dated for the Moershoofd interstadiale aproximately 48 000 - 75 000 years B. P. The upper layer of the loess is considerably reduced and it is separated from the underlay. The illuvial horizon that had been developed on this loess had been formed during the late Würm, probably in the Hengelo interstadiale or Denekamp aproximately 27 000 - 39 000 years B. P.

The period of late glacial (Würm) is in the river of Middle Topľa manifested by the accumulation of loesses preserved especially in Lúčka, Matiaška, and Petkovce locations (Koštálik et al., 1988).

The loesses are sandclay to carbonate ($CaCO_3$ content being between 0.05 and 4.15 percent) of slightly acid to neutral rection (pH 6.0 to 7.4) with the fossil malacofauna of the *Pupilla, Columella, Vallonia* kinds and others. The molluscs represents the typical loess comunity of the W2 and W3 stadiale when the country had a character of steppe to woodsteppe with the vicinity of damp surfaces (*Succinea oblonga* Drap.) in the Topľa river and the rocky walls and cliffs. Their sedimentation in the sense of Lukašev (1972) from the geochemical point of view (Matiaška - the value of 0.98) was acting in the typical conditions of the loess origin which had existed in the Ukraine. Their sedimentation was influenced by the winds of the W and NW direction as well as the winds of the S direction and the like which is proved by the presence of the hyperstene and pyroxene in the location of Matiaška.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 285 - 289

Geotermálna preskúmanosť Slovenska

ONDREJ FRANKO

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

(Doručené 11.5.1994)

Geothermal energy exploration in Slovakia

In the contribution 61 geothermal boreholes are valuated, which were realized in the years 1970 - 1991. Distribution of boreholes after the length of time of their realization and depth, debit water, temperature, water mineralization and heat power of the borehole is analyzed. Altogether about 176 MW of heat energy were proved by 53 boreholes.

Key words: Geothermal boreholes, debit, temperature, T.D.S. water, heat power

Úvod

Realizácia geotermálnych vrtov v rámci programu Geotermálna energia sa začala roku 1971 v Podunajskej nížine. Prvé tri prieskumno-ťažobné vrty sa vyhĺbili v Dunajskej Strede (Gaža a Holéczyová, 1974; Hramec, 1974), Čalove (Gaža a Holéczyová, 1972) a Podhájskej (Gaža a Čermák, 1973). Voda z nich má silné inkrustačné vlastnosti, preto sa roku 1979 začali riešiť ich technologické problémy.

Preskúmané oblasti

Výsledky regionálneho skúmania geotermálnej energie v centrálnej depresii podunajskej panvy pomocou vrtov hodnotí základná práca Franka et al. (1989), Bondarenkovej et al. (1990) a Fendeka a Bodiša (1992), viedenskej panvy práca Remšíka et al. (1989), komárňanskej kryhy Franka et al. (1984) a Remšíka et al. (1992), topoľčianskeho zálivu Fendeka et al. (1989), levickej kryhy práca Fendeka et al. (1989), Liptovskej kotliny správa Remšíka et al. (1993) a Popradskej kotliny práca Fendeka et al. (1992). Na regionálny výskum geotermálnej energie pomocou vrtov je zhodnotená Žiarska kotlina (Franko et al., 1973) a v práci Franka et al. (1990) trnavský záliv, piešťanský záliv a Trenčianska kotlina, územie Bratislavy a okolia, Žilinská kotlina a priľahlé depresie a Turčianska kotlina. Zlatomoravský záliv zhodnotil v správe Remšík et al. (1989). Geotermálnu energiu východoslovenskej panvy a možnosti jej využitia hodnotí práca Rudinca (1989) a Remšíka (1992).

Vymedzené oblasti a hodnotené zásoby

Možnosti rozvoja a využívania geotermálnej energie Slovenska hodnotia základné práce Franka (1971, 1972). S pribúdajúcimi poznatkami o predterciérnom podloží vnútorných Západných Karpát (Fusán et al., 1987) a geotermálnej aktivite Slovenska (Král, 1986) hodnotenie dopĺňajú a spresňujú ďalšie práce Franka (1977, 1980, 1985, 1987). Tak napr. v práci z roku 1972 Franko vymedzil 21 perspektívnych oblastí (v súčasnom chápaní 18), roku 1977 24 oblastí (v súčasnom chápaní) a roku 1985 dnešných 25 oblastí. Tepelnoenergetický potenciál zásob exploatovaných vrtmi sa roku 1972 zhodnotil (v súčasnom chápaní) na 163 MW_t a roku 1977 na 1295 MW_t. Roku 1987 sa po prvýkrát osobitne hodnotil potenciál zásob exploatovaný systémom sólových vrtov (dynamické zásoby) a osobitne potenciál zásob exploatovaný systémom reinjektáže (statické zásoby). Prvý predstavuje 746 MW_t, a druhý 3758 MW_t, spolu 4504 MW_t. Posledné spresnenie vymedzených oblastí a tepelnoenergetického potenciálu sa vykonalo pri zostavovaní geotermálnej mapy ČSFR (Franko a Hazdrová, 1989) a vysvetliviek k nej (Franko et al., 1990). Tepelnoenergetický potenciál dynamických zásob GTV predstavuje 651 MW_t a statických 5208 MW_t, takže spolu je to 5859 MW_t.

Realizované vrty

V rokoch 1971 - 1991 sa vyhĺbilo 61 geotermálnych vrtov (tab. 1). Ich základné grafické štatistické spracovanie a údajov z nich je na obr. 1 a 2. Z obr. 2 vidieť tri odlišné úseky krivky. Prvý úsek reprezentuje 23 vrtov vyhĺbených za 11 rokov, druhý 26 vrtov za 8 rokov a tretí 12 vrtov realizovaných za 2 roky (tab. 2). Z tabuľky je zrejmé, ako postupne narastá počet vrtov za rok z 2,09 cez 3,25 na 6, resp. ako klesá počet rokov potrebných na realizáciu 10 vrtov z 4,6 na 3,1 a na konci na 1,4 roka. V priemere pri 61 vrtoch za 21 rokov pripadá na rok 2,9 vrtu. V priebehu prvého úseku krivky sa realizovali prakticky len výskumné vrty (okrem už uvedených prvých troch prieskumno-ťažobných vrtov) jednou súpravou, v druhom úseku pribudli vrty vyhľadávacieho prieskumu (jednou súpravou)

Tab.1. Sumarizácia geotermálnych vrtov realizovaných v rokoch 1971 - 1991
Summarization of geothermal boreholes realized in the years 1971 - 1991

Lokalizácia	Počet vrtov	Hĺbka vrtov od - do (m)	Vek kolektorov / litológia	Výdatnosť (l/s) od - do / celkom	Teplota od - do (°C)	Tepelný výkon (MW_t)	Poznámka
	1	2	3	4	5	6	7
Centrálna depresia podunajskej panvy	34	500 - 2800	dák, pont, panón / piesky	3,0 - 25,0 / 400,3	24,0 - 91,5	88,05	1 negatívny 1 pozorovací 1 reinjektážny
Zlatomoravský záliv	1	1830	panón / piesky, pieskovce	12,0	78,0	2,5	-
Dubnická depresia	2	916 - 1928	báden / pieskovce, zlepence	1,5 - 15,0 / 16,5	52,0 - 75,0	2,65	-
Komárňanská kryha	6	210,5 - 1764,5	trias, jura / dolomity, vápence	5,0 - 70,0 / 92,5	20,0 - 56,0	10,1	1 negatívny
Levická kryha	2	1470 - 1900	báden, trias / klast., dolom., krem.	53,0	80,0	14,42	1 reinjektážny
Východoslovenská p.	1	1001	perm / kastiká	-	-	-	negatívny
Topoľčiansky záliv a Bánovská kotlina	2	2025 - 2106	trias / vápence, dolomity	2,0 - 13,0 / 15,0	46,0 - 55,0	2,02	-
Viedenská panva	2	2100 - 2605	egenburg, trias / klastiká, dolom., vápence	12,0 - 25,0 / 37,0	73,0 - 78,0	9,50	-
Hornonitrianska k.	1	1851	trias / vápence, dolomity	20,0	66,0	3,76	-
Turčianska kotlina	2	1458 - 2651	trias, kriedа, perm, kryštalin. / dolomity, vápence, sliene., zlepence, granitoidy	12,0	52,0	1,85	1 negatívny
Liptovská kotlina	4	1987 - 2500	trias / dolomity, vápence	6,0 - 31,0 / 84,0	32,0 - 62,0	13,58	-
Skorušinská panva	1	1600	trias / dolomity, vápence	100,0	56	17,16	negatívny
Ilavská kotlina	1	1761	stred. alb / piesč., sliež., zlep., vápence	-	-	-	-
Levočská panva	2	1742 - 2502	trias / dolimity	28,3 - 33,0 / 61,3	56,0 - 59,0	10,94	-
Spolu	61	210,5 - 2800	37 miocén, pliocén 23 trias 1 perm	903,6	20,0 - 91,5	176,53	1 pozorovací 2 reinjektážne 5 negatívnych

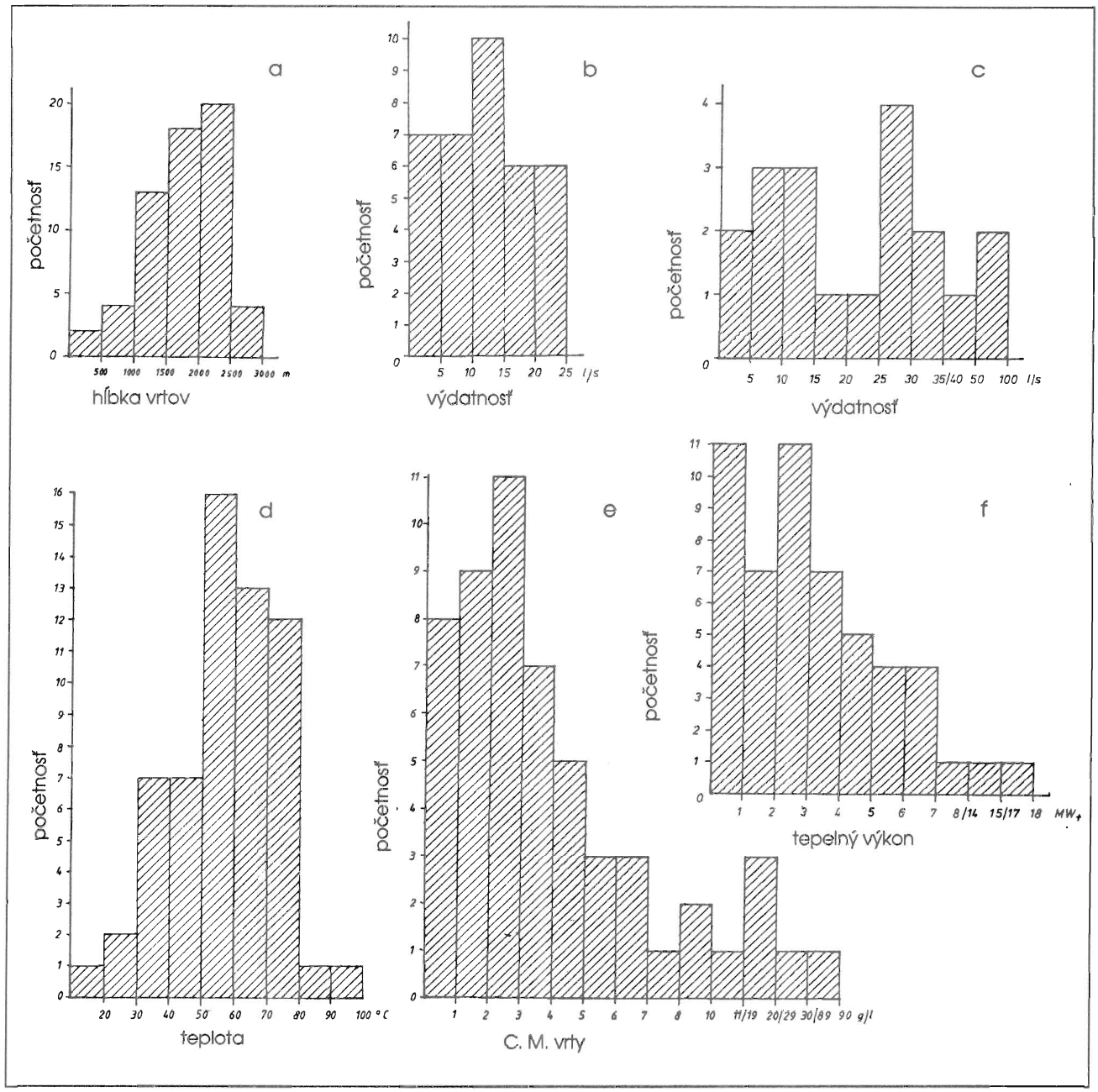
Tab.2. Rozdelenie vrtov podľa dĺžky času ich realizácie
Distribution of boreholes after lenght of their realization time

				Doba realizácie 10 vrtov			
Roky	Počet rokov	Počet vrtov	Počet vrtov/rok	Roky	Počet rokov	Roky	Počet rokov
1970 - 1981	11	23	2,09	70 - 74,6	4,6	82,4 - 85,5	3,1
1981 - 1989	8	26	3,25	74,6 - 79	4,4	85,5 - 89,1	3,6
1989 - 1991	2	12	6,00	79 - 82,4	3,4	89,1 - 90,5	1,4

a v treťom úseku pribudli ťažobné vrty (jedna súprava). Za 21 rokov bolo dovedna odvŕtaných 112 131,2 b. m., takže na 1 vrt v priemere pripadá 1838,2 m a za 1 rok bolo spolu odvŕtaných 5339,58 m.

Histogram na obr. 1a znázorňuje rozdelenie početnosti hĺbky vrtov. Zo 61 vrtov je 38 s hĺbkou 1500 - 2500 m, čo je 62,3 %, na druhom mieste v poradí je 13 vrtov hlbokých 1000 - 1500 m, čo je 21,3 %, a zostávajúcich 16,4 % predstavujú vrty do 1000 a nad 2500 m.

Na obr. 1b je rozdelenie početnosti výdatnosti vrtov z miocénu. Najpočetnejšie sú vrty (10) s výdatnosťou 10 - 15 l/s, čo z 36 vrtov je 27,8 %. Pri siedmich vrtoch

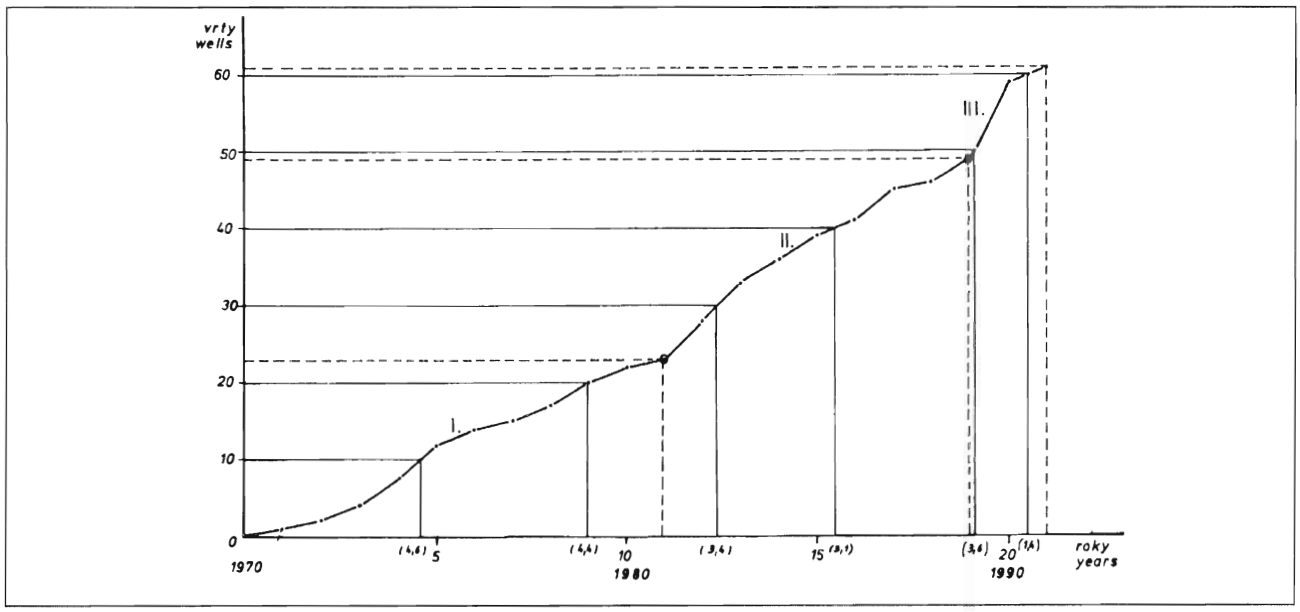


Obr. 1. Histogramy rozdelenia. a - 61 geotermálnych vrtov podľa hĺbky; b - 36 geotermálnych vrtov z pieskov a klastík miocénu podľa výdatnosti; c - 19 geotermálnych vrtov z triasových karbonátov podľa výdatnosti; d - 55 geotermálnych vrtov podľa povrchovej teploty vody; e - 55 geotermálnych vrtov podľa mineralizácie vody; f - 52 geotermálnych vrtov podľa energetického výkonu.

Fig. 1. Histograms of distribution: a - 61 wells after depth, b - 36 wells (sands and clastics of the Miocene) after debit; c - 19 wells (carbonates of the Triassic) after debit; d - 55 wells after surface temperature of water; e - 55 wells after T.D.S. of water; f - 52 wells after heat power.

(19,4 %) sa výdatnosť pohybuje do 5 l/s, pri ďalších siedmich od 5 do 10 l/s. Šesť vrtov (16,6 %) má výdatnosť 15 - 20 l/s a ďalších 6 20 - 25 l/s. V podstate ide o akoby symetrické rozdelenie početnosti, čo je dané pórovou priepustnosťou kolektorov, resp. homogénnosťou horninového prostredia.

Na obr. 1c je rozdelenie početnosti výdatnosti vrtov z triasu. Najpočetnejšie sú vrty (4) s výdatnosťou 25 - 30 l/s, čo z 19 vrtov predstavuje 21 %. Tri vrty (15,8 %) sú s výdatnosťou 5 - 10 l/s a ďalšie tri 10 - 15 l/s. Pri dvoch vrtoch (10,5 %) sa výdatnosť pohybuje do 5 l/s, pri ďalších dvoch od 30 do 35 l/s a pri ďalších dvoch od 50 - 100 l/s. Rozdelenie početnosti je asymetrické, čo je dané puklinovou a puklinovo- - krasovou priepustnosťou, resp. nehomogénnosťou horninového prostredia.



Obr. 2. Graf kumulatívneho rozdelenia početnosti 61 geotermálnych vrtov podľa rokov
Fig. 2. Cumulative distribution of frequency of 61 geothermal boreholes after the years.

Na obr. 1d je rozdelenie početnosti povrchovej teploty vody z vrtov. Najpočetnejšie sú vrty (16) s teplotou vody 50 - 60 °C, čo z 55 vrtov predstavuje 29 %. Na druhom mieste sú vrty (13) s teplotou vody 60 - 70 °C, čo je 23,6 %, a na treťom vrty (12) s teplotou vody 70 - 80 °C, čo je 21,8 %. Spolu 41 vrtov (74,5 %) je s teplotou vody 50 - 80 °C. Je to v súlade s prevládajúcim počtom vrtov (38 = 62,3 %) s hĺbkou 1500 - 2500 m.

Na obr. 1e je rozdelenie početnosti mineralizácie vody z vrtov. Najpočetnejšie sú vrty (11) s mineralizáciou vody 2 - 3 g/l, čo z 55 vrtov predstavuje 20 %. Na druhom mieste sú vrty (9) s mineralizáciou vody 1 - 2 g/l, čo je 16,4 %, a na treťom vrty (8) s mineralizáciou vody do 1 g/l, čo je 14,5 %. Spolu v 28 vrtoch (50,9 %) sa mineralizácia vody pohybuje do 3 g/l a pri ďalších 12 (21,8 %) v rozmedzí 3 - 5 g/l. Ako vidieť, v 40 vrtoch (72,7 %) z 55 sa mineralizácia vody pohybuje do 5 g/l. Tepelne využitá voda s takouto mineralizáciou sa vypúšťa do povrchových tokov, pri vode s vyššou mineralizáciou je už prevažne potrebná reinjektáž.

Na obr. 1f je rozdelenie početnosti tepelnoenergetického výkonu vrtov. Najpočetnejšie sú vrty (11) s výkonom do 1 MW_t, čo je z 52 vrtov 21,2 %, a ďalších 11 vrtov s výkonom 2 - 3 MW_t. Medzi nimi je 7 vrtov (13,5 %) s výkonom 1 - 2 MW_t a za nimi ďalších 7 s výkonom 3 - 4 MW_t. Spolu v 36 vrtoch (69,2 %) sa výkon pohybuje do 4 MW_t. Pri ostatných vrtoch výkon postupne narastá na 8 MW_t a pri dvoch vrtoch výnimočne v rozmedzí 14 - 15 MW_t (Podhájska) a 17 - 18 MW_t (Oravice).

Záver

Prehľad oblastí, v ktorých sa realizovali geotermálne vrty, je v tab. 1. Z tabuľky vidieť, že najviac vrtov (34) bolo v centrálnej depresii podunajskej panvy. V komárňanskej kryhe sa vyhĺbilo 6 vrtov a v Liptovskej kotline štyri. V ostatných 11 oblastiach bolo po jednom, dvoch vrtoch. Zo 61 geotermálnych vrtov bolo 5 negatívnych, čo je zhruba 92 % úspešnosti. Medzi 61 vrtov patria dva reinjektážne a jeden pozorovací. Spolu 53 vrtov overilo asi 176 MW_t, čo je zhruba 900 l/s GTV s teplotou 20 až 91,5 °C pri využití teplotného spádu od povrchovej teploty vody do 15 °C.

Literatúra

Bondarenková, Z., Gallas, A. & Pirman, I. 1990: Prieskum zdrojov termálnych vôd. *In: V. celoslovenská geologická konferencia (abstrakty referátov). SGÚ Bratislava, 152 - 153.*

Fendek, M. et al. 1989: Výskumný geotermálny vrt FGTZ-1 Topoľčany. *Region. Geol. Západ. Karpát, 24, 7 - 57.*

Fendek, M. et al. 1989a: Reinjektážny vrt GRP-1 Podhájska. *Region. Geol. Západ. Karpát, 24, 59 - 103.*

Fendek, M. & Bodiš, D. 1992: Možnosti reinjektáže geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. Inž. Geol., 10, 131 - 157.*

Fendek, M., Hanzel, V., Bodiš, D. & Nemčok, J. 1992: Hydrogeotermálne pomery Popradskej kotliny. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. Inž. Geol., 10, 99 - 129.*

Franko, O. 1971: Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd. *Geol. Práce, Spr., 56, 35 - 46.*

Franko, O. 1972: Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd. *Mineralia slov., 4, 15, 205 - 216.*

Franko, O., Forgáč, J., Fusán, O. & Zbořil, L. 1973: Zhodnotenie žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd. *Geol. Práce, Spr., 61, 15 - 32.*

Franko, O. 1977: Súčasný stav a perspektívy hydrogeotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR. *In: Zbor. prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou Výskum, prieskum, využitie podzemných horúcich vôd v ČSSR. Bratislava, 64 - 86.*

Franko, O. 1980: Geothermal energy resources in Slovakia (conditions, methods and results of research). *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol., Inž. Geol., 3, 61 - 120.*

Franko, O., Halmešová, S., Remšík, A. & Zbořil, L. 1984: Tektonická mapa predkriedového podložia komárňanskej kryhy a jej hydrogeotermálny význam. In: *Zbor. referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie. Konferencie - Sympóziá - Semináre. GÚDŠ, Bratislava, 185 - 188.*

Franko, O. 1985: Výskyt geotermálnych vôd ako zdrojov energie v SSR. In: *I. konferencia Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR. Ústav. vodného hospod., Bratislava, 67 - 86.*

Franko, O. 1987: Zdroj geotermálnej energie na Slovensku - súčasnosť a budúcnosť. *In: Konferencia II. Geologické dni Jána Slávika. Geol. Prieskum, Košice, 351 - 366.*

Franko, O. & Hazdrová, M. 1989: Geotermálna mapa ČSFR 1:500 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Franko, O., Bodiš, D., Fendek, M., Remšík, A., Jančí, J. & Král, M.1989: Methods of research on evaluation of geothermal resources in pore environment of Pannonian Basin. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol., Inž. Geol., 8, 165 - 192..*

Franko, O., Hazdrová, M., Bodiš, D., Fendek, M., Remšík, A. & Mateovič, L. 1990: Vysvetlivky ku geotermálnej mape ČSFR 1:500 000. *Manuskript - archív Geofond Bratislava.*

Franko, O., Remšík, A., Fendek, M. & Bodiš, D. 1990: Výsledky výskumu geotermálnej energie a koncepcie jej ďalšieho rozvoja. *In: Prínosy 50-ročnej činnosti Geologického ústavu D. Štúra. Konferencie, sympózia, semináre, GÚDŠ. Bratislava, 33 - 46.*

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. & Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava, 5 - 213.*

Gaža, B. & Holéczyová, Z. 1972: Čalovo - termálny vrt. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Gaža, B. & Čermák, D. 1973: Záverečná správa o hlbokej termálnej studni Podhájska-1. *Manuskript - archív Nafta Gbely.*

Gaža, B. & Holéczyová, Z. 1974: Výsledky prieskumu termálnych vôd v Dunajskej Strede. *In: Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, 2. časť (Slov. geol. úrad), GÚDŠ, Bratislava, 68 - 88.*

Hramec, J. 1974: Hlboké hydrogeologické vrty na využitie termálnej vody. *In: Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, 2. časť (Slov. geol. úrad), GÚDŠ, Bratislava, 276 - 287.*

Král, M. 1986: Nové poznatky o geotermickom poli Západných Karpát. *Geol. Průzk., 10, 28, 273 - 277.*

Remšík, A., Bodiš, D., Fendek, M., Král, M. & Zbořil, L. 1989: Methods of Research and Evaluation of Geothermal Energy Research in a Fissure-Karst Setting of the Slovak part of the Wienna Basin. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol., Inž. Geol., 8, 193 - 205.*

Remšík, A., Bodiš, D., Puchnerová, M. & Zbořil, L. 1989: Zhodnotenie zlatomoraveckého zálivu pre výskum geotermálnych zdrojov. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Remšík, A., Franko, O. & Bodiš, D. 1991: Geotermálne zdroje komárňanskej kryhy. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol., Inž. Geol., 10, 159 - 199.*

Remšík, A. 1992: Geotermálna energia východoslovenskej panvy a možnosti jej využitia. *Geol. Průzk., 3, 65 - 67.*

Remšík, A., Fendek, M., Král, M., Bodiš, D. & Michalko, J. 1993: Geotermálna energia Liptovskej kotliny. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Rudinec, R. 1989: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 78 - 91.*

Geothermal energy exploration in Slovakia

Realization of geothermal boreholes in the frame of the programme „Geothermal energy" started in the year 1971. For the search for geothermal energy sources 25 areas are delimited. In the years 1970 - 1991 in 14 areas 61 geothermal boreholes were realized (Tabs. 1). On the time of 21 years altogether 112 131 bm were drilled so that for 1 year there are about 5340 bm and for 1 borehole 1838 bm on an average. For 1 year 3 boreholes were realized on an average. Distribution of boreholes after the length of time of their realization is mentioned in Tab. 2 and cumulative distribution of boreholes frequency in Fig. 2. Distribution of depth frequency of boreholes is represented in Fig. 1a, the debits of boreholes from the Miocene (sands, clastics) in Fig. 1b and from the Triassic (dolomites, limestones) in Fig. 1c. Distribution of temperature frequency of waters from the boreholes is shown in Fig. 1d, of water mineralization in Fig. 1e and head power in Fig. 1f. The depth of most boreholes varied within the range of 1500 - 2500, the debit of boreholes from the Miocene 10 - 15 l/s and from the Triassic 25 - 30 l/s. The temperature of waters in the majority of boreholes is varying within the range of 50 - 80 °C, T.D.S. of waters up to 5 g/l and heat power up to 4 MW_t. From 61 boreholes 5 were negative so that there is roughly 92 % successfulness. Further 2 boreholes are reinjecting and 1 is for observation. Together about 176 MW_t were proved by 53 boreholes, representing roughly 900 l/s of geothermal waters with temperature 20 - 91,5 °C, using the temperature difference from surface temperature down to 15 °C (Fig. 1e).

Mineralia slovaca, 26 (1994), 290 - 295

Sorpcia niektorých produktov jadrového rozpadu na prírodnom zeolite

EVA CHMIELEWSKÁ-HORVÁTHOVÁ[1] a JURAJ LESNÝ[2]

[1]Comco Martech SK, s. r. o., Dobšinského 34, 811 05 Bratislava
[2]Katedra chémie a technológie životného prostredia CHTF STU, 812 37 Bratislava

(Doručené 10.2.1994, revidovaná verzia doručená 9.3.1994)

Sorption of some nuclear fission species on natural zeolite

The possibility to use the monoionic Ag^+- form of clinoptilolite of domestic origin for radioactive iodide separation from waters was studied. The capacity of the silver form of clinoptilolite towards iodide exceeds many times to the capacity of clinoptilolite in natural form. Due to low solubility product of AgI iodides create on the surface of zeolite precipitate.

SEM and rtg - analyses of investigated silver form of clinoptilolite after sorption of iodide demonstrate the new crystals creation on the zeolite surface.

TG - analyses show that maximum water - release occurs in comparison to the origin clinoptilolite sample earlier. Sorption of iodide on the silver form of clinoptilolite was described as second order reaction. Some influence of interfering anions onto the adsorption capacity of silver clinoptilolite towards iodide was investigated, too.

Key words: silver form of clinoptilolite, radioactive iodide separation, surface adsorption

Úvod

V súčasnosti je čoraz naliehavejšia otázka likvidácie a deponovania odpadu z rozličných odvetví priemyselnej výroby. Ideálnym riešením by bolo vyvinúť bezodpadové technológie vo všetkých oblastiach ekonomiky, čím by sa na minimum znížilo riziko vychodiace z priemyselnej a inej ľudskej činnosti.

Medzi nebezpečné kontaminanty životného prostredia, ktoré ohrozujú zdravie súčasnej, ale aj budúcej generácie, patria štiepne produkty jadrového rozpadu ^{137}Cs, ^{90}Sr, ^{133}Ba, ^{60}Co, $^{129,131}I$.

Kritériom rádioekologickej významnosti týchto nuklidov je ich rádiotoxicita (jadrové a biologické vlastnosti). Podľa všeobecného pravidla totiž platí, že čím má rádionuklid dlhší polčas premeny, čím má žiarenie vyššiu ionizačnú schopnosť, čím selektívnejšie sa ukladá v istej časti organizmu a čím ťažšie sa dá odstrániť, tým je nebezpečnejší.

Najväčší príspevok k celotelovej dávke pochádza práve z vnútornej kontaminácie organizmu ^{137}Cs a ^{90}Sr ($t_{1/2}$ = 28 rokov).

^{137}Cs má vysoký polčas rozpadu ($t_{1/2}$ = 30,4 rokov), a preto značne zvyšuje rádioaktívne zamorenie biosféry. ^{137}Cs sa premieňa vyžarovaním energie beta na ^{137m}Ba, ale ten ihneď vysiela fotóny gama. ^{133}Ba pri premene emituje fotóny gama a má polčas premeny $t_{1/2}$ = 10,7 roka. Jeho rádiotoxicita je nižšia ako rádiotoxicita ^{137}Cs.

Kontaminácia biosféry kobaltom sa týka dvoch jeho izotopov, a to ^{59}Co a rádioizotopu ^{60}Co, s polčasom premeny $T_{1/2}$ = 5,27 rokov. Rádiotoxicita kobaltu sa hodnotí ako stredne toxická.

Špecifická aktivita izotopov jódu prevyšuje aktivitu ostatných rádionuklidov, čím tvorí významnú časť rádioaktivity samotného paliva. Vzhľadom na polčas premeny rádioizotopov jódu je najvýznamnejším nuklidom ^{129}I ($t_{1/2}$ = 1,7 . 10^7 rokov), ktorý má veľmi nízku premenovú konštantu a minimálnu aktivitu. Ostatné rádioizotopy jódu (^{125}I, $^{132\text{-}5}I$) majú veľmi krátky polčas rozpadu a už po niekoľkých hodinách prestávajú mať z hľadiska kontaminácie prostredia význam. ^{131}I ($t_{1/2}$ = 8,05d) vstupuje do prostredia so spádom alebo ako reaktívny odpad. Je kritickým nuklidom najmä pri haváriách, počas ktorých sa môže deponovať na povrch rastlín. Jeho transfer z ovzdušia sa však mení podľa meteorologických podmienok.

Sorpciou Cs, Ba a Co na prírodnom zeolite sa zaoberalo viac autorov (napr. Chmielewská-Horváthová, Lesný a Horváth, 1993). Táto práca sa venuje iba sorpcii jódu na klinoptilolite.

Eliminácia uvedených rádionuklidov z vody pomocou prírodného zeolitu, na ktorý je Slovensko mimoriadne bohaté, má niekoľko predností:

- Prírodný zeolit je selektívny a má dostatočnú kapacitu k uvedeným rádionuklidom (Cs, Ba, Sr, príp. Co),
- má vysokú radiačnú stabilitu, s čím súvisí možnosť trvalého deponovania rádioaktívneho odpadu na bezpečné úložiská,
- zeolit je vhodný na vytváranie skládok pomocou bitumenovania,
- ekonomika využívania zeolitu je priaznivá, lebo zeolit je domácou surovinou a jej nákupná cena sa pohybuje okolo 300 - 500,- Sk/t.

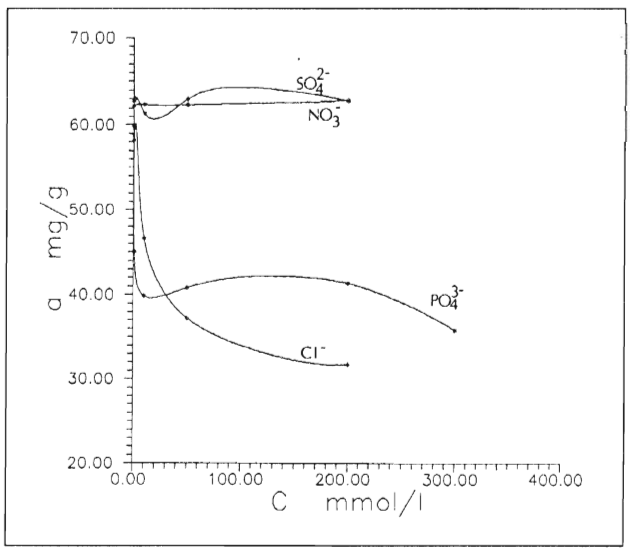
Fixáciou rádioizotopov jódu na zeolite sa zaoberalo niekoľko autorov (napr. Gradev, 1987, Thomas et al., 1978).

Gradev (op. cit.) modifikoval bulharský zeolit do monoformy Ag, Pb, Tl a Hg, aby účinnejšie eliminoval nuklidy jódu z vodného prostredia. Proces opísal ako kombináciu výmeny

$$(Ag)^+ \text{ - zeolit} \rightleftharpoons (Na)^+ I^-$$

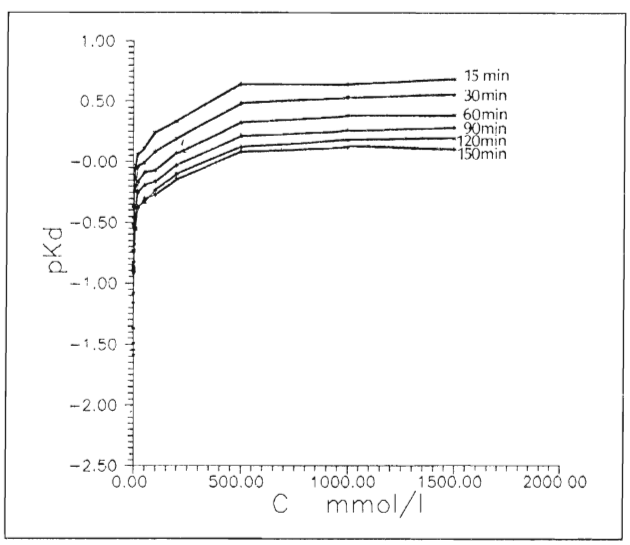
a povrchovej adsorpcie I^- na zeolit Ag^+. Ale z toxikologického hľadiska nie sú monoformy (okrem Ag^+) na úpravu vody vhodné.

Aj Thomas et al. (op. cit.) separoval štiepne produkty jódu na Ag^+ modifikácii zeolitu, avšak z odpadových



Obr. 1. Vplyv niektorých iónov na adsorpciu I^- pomocou klinoptilolitu Ag^+.

Fig. 1. Influence of some ions on Ag^+ clinoptilolite adsorption to I^- ions.



Obr. 2. Vplyv doby kontaktu zeolitu v Ag^+ modifikácii na adsorpciu I^- v prítomnosti Cl^- iónov.

Fig. 2. Influence of contact time of Ag^+ modified zeolite to I^- ions by presence of Cl^- ions.

plynných exhalátov. Zeolit následne regeneroval prúdom suchého vodíka a vytvorený HI prepúšťal cez zeolitový filter aktivovaný do formy Pb^{2+}. Filter odporúčal dlhodobo uskladniť.

V tejto štúdii opisujeme základné vlastnosti klinoptilolitu z ložiska Nižný Hrabovec v súvislosti s možnosťou odstraňovať rádioizotopy jódu z vody simulovaných nuklidom ^{125}I.

Použitý materiál a analytické metódy

Klinoptilolitový tuf použitý pri laboratórnych skúškach je z ložiska Nižný Hrabovec na východnom Slovensku.

Mineralogické zloženie tufu sa skúmalo semikvantitatívne pomocou rtg fázovej analýzy na difraktometri Philips za nasledujúcich podmienok: radiácia CuK_{alfa}, napätie 40 kV, intenzita 20 mA, Ni filter, diafragma 1,021.

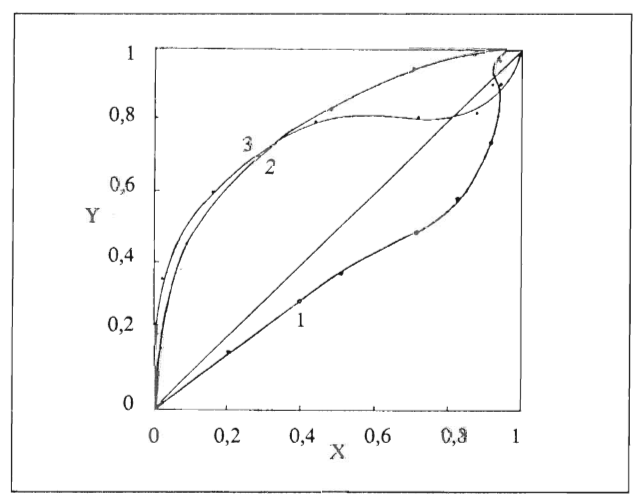
Stanovením sa zistil ca 60% obsah aktívnej zložky, t. j. klinoptilolitu, 20 - 25 % cristobalitu, 10 - 15 % živcov a približne 5 % kremeňa.

Chemické zloženie klinoptilolitového tufu sa percentuálne vyjadrilo takto: SiO_2 70,06, Al_2O_3 12,32, Fe_2O_3 1,48, CaO 3,42, MgO 0,96, TiO_2 0,71, P_2O_5 0,05, MnO 0,02, Na_2O 0,68, K_2O 2,83, SO_3 0,17, H_2O 7,3.

Maximálna iónovýmenná kapacita klinoptilolitu nameraná k amónnym iónom bola podľa metodiky Kozáča a Očenáša (1982) 1,4 mmol.g^{-1}. Prírodný tuf je katiónového typu Ca, K, Mg, Na.

Záznamy ESM sa vykonali na elektrónovom mikroskope JEOL a termoanalytický rozbor vzoriek na prístroji DuPont 990 TGA 951 modulom v teplotnom intervale 30 - 1000 °C pri rýchlosti záhrevu 10 °C.min^{-1} a prietoku N_2 1 cm^3 . s^{-1}.

Koncentráciu Cs, Ba a Co v roztokoch sme stanovili pomocou rádioindikácie nuklidom ^{137}Cs, ^{133}Ba a ^{60}Co na



Obr. 3. Bezrozmerové izotermy systémov: (1) octan kobaltnatý/pôvodný klinoptilolit, (2) dusičnan cézny/pôvodný klinoptilolit, (3) chlorid bárnatý/pôvodný klinoptilolit.

Fig. 3. Dimensionless ion exchange isotherm in the systems: (1) cobalt acetate/natural clinoptilolite, (2) cesium nitrate/natural clinoptilolite, (3) barium chloride/natural clinoptilolite.

spektrometrickej súprave s jednokanálovým analyzátorom na meranie aktivity gama fy TESLA typu NZG 601 v spojení so studnicovým gamascintilačným detektorom NaI (Tl). Koncentráciu jodidov v roztokoch sme merali rádioindikátorom ^{125}I na spektrometrickej súprave JNG 401 (výrobok ÚRVJT Košice) so 16-kanálovým detektorom typu RIA counter a scintilačným kryštálom.

Chemikálie na prípravu roztokov v deionizovanej vode boli analytickej čistoty.

Pôvodný zeolit sme chemicky upravili do želanej viac-menej monoiónovej formy prípravou cyklu NH^+_4. 20 g tufu sa v 1 l roztoku koncentrácii 0,5 mol $NH_4Cl.l^{-1}$ veľmi intenzívne vytrepávalo 2 dni (5 kmitov/s). Po oddelení fáz sa tuf vyžíhal v muflovej peci pri teplote T = 450 °C. Za predpokladu, že sa pri tepelnej úprave uvoľnil NH_3, vzniknutý zeolit H^+ sa opätovne, za analogických podmienok ako predtým, vytrepával 2 dni v roztoku $AgNO_3$ o koncentrácii 0,5 $mol.l^{-1}$. Takto získaný zeolit sme premývali deionizovanou vodou až po negatívnu skúšku na $AgNO_3$ (zrážacia reakcia s NaCl). Zeolit sme napokon vysušili v laboratórnej sušiarni pri 105 °C do konštantnej hmotnosti.

Na experimenty sa použil preosiaty zeolit vo frakcii 0,355 - 0,630 mm (Rusnáková, 1993).

Výsledky a diskusia

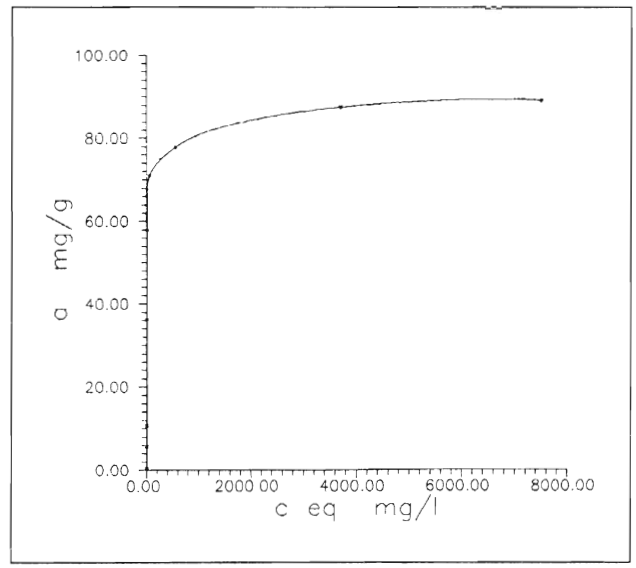
Imobilizácia aniónov jódu pomocou zeolitu z vodných roztokov úzko súvisí s produktom rozpustnosti vyzrážanej soli na povrchu zeolitu.

Tab. 1 ilustruje niektoré hodnoty súčinov a produktov rozpustnosti vo vode málo rozpustných látok, spomedzi ktorých výrazne nízke hodnoty produktov vykazujú AgI, HgI_2 a Ag_2S.

Vzhľadom na to, že sme v práci kontamináciu vody jódom simulovali len aniónom I^-, iné zlúčeniny jódu neuvádzame. Aj keď HgI_2 je vo vode takmer nerozpustný, spolu s PbI_2 a TlI nepredstavuje potenciálnu formu na fixáciu jodidov z vody pomocou zeolitu (všetky tri sú prudko jedovaté). Navyše doterajšie experimentálne výsledky s klinoptilolitom z Nižného Hrabovca poukázali na prevažne nevýraznú afinitu k tomuto prvku pri kontakte s vodnými roztokmi.

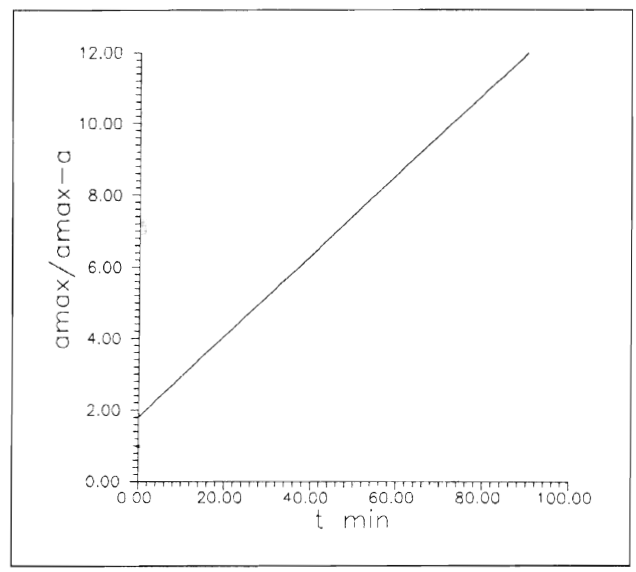
Tab. 1. Súčiny a produkty rozpustnosti niektorých zlúčenín
pK_S and P_S constants of some compound

Zlúčenina	pK_S	P_S
AgCl	9,75	$1,78.10^{-10}$
AgI	16,08	$8,32.10^{-17}$
Ag_2S	49,20	$6,31.10^{-50}$
Ag_2SO_4	4,77	$1,70.10^{-5}$
$AgCO_3$	11,09	$8,13.10^{-12}$
AgOH	7,71	$1,95.10^{-8}$
Ag_2CrO_4	11,61	$2,45.10^{-12}$
AgCN	15,92	$1,20.10^{-16}$
HgI_2	13,3720	
PbI_2	8,15	$7,08.10^{-9}$
TlI	7,19	$6,46.10^{-8}$



Obr. 4. Adsorpčná izoterma systému: roztok KI/Ag^+ klinoptilolit.

Fig. 4. Adsorption isotherm of the system: Ag^+ clinoptilolite/potassium iodide.



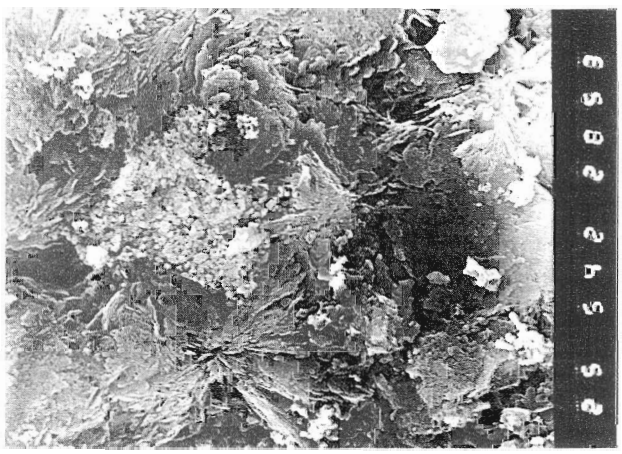
Obr. 5. Vyjadrenie poriadku reakcie adsorpcie I^- na zeolite Ag^+.

Fig. 5. Graphical expression of reaction order of iodide adsorption on Ag^+ zeolite.

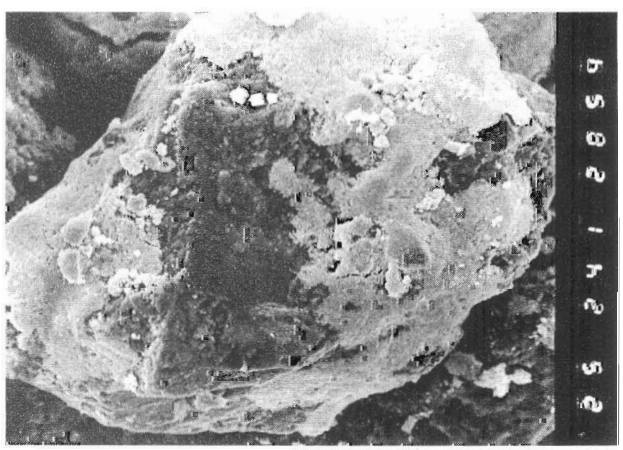
Ako uvádza tab. l, halogenidy striebra sú vo vode veľmi slabo rozpustné. Rozpúšťajú sa vo vodnom roztoku amoniaku, ktorý môže byť prítomný v odpadovej vode JE. Ale tendencia rozpustnosti klesá v prospech jodidov. Vlastnosťami sa halogenidom veľmi podobá AgCN, s porovnateľným pK_S. Ag_2S je slabo rozpustný do tej miery, že sa nerozpúšťa ani vo vodnom roztoku amoniaku, resp. tiosíranu, aj keď s nimi tvorí rozpustné komplexy (Gažo et al., 1981). Ostatné uvedené strieborné soli možno klasifikovať ako slabo rozpustné.

Vzhľadom na polyiónové zloženie odpadovej vody JE,

Obr. 6. ESM záznam klinoptilolitu modifikovaného do formy Ag^+.
Fig. 6. SEM of clinoptilolite modified into Ag^+ form.



Obr. 7. ESM záznam Ag klinoptilolitu chemicky upraveného v roztoku 0,1 mmol KI/l.
Fig. 7. SEM of Ag^+ clinoptilolite chemically treated in solution of 0.1 mmole KI/1.



Obr. 8. ESM záznam Ag^+ klinoptilolitu chemicky upraveného v roztoku 0,5 mmol KI/l.
Fig. 8. SEM of Ag^+ clinoptilolite chemically treated in solution of 0.5 mmole KI/1.

Tab. 2. Niektoré údaje o iónoch a. i. v nm
Some data of ions and other parameters in nm

Ión	Iónový polomer	Efektívny priemer pórov klinoptilolitu
NH_4^+	0,143	
Na^+	0,095	0,35
Ag^+	0,129	Efektívny priemer molekuly H_2O
I^-	0,216	
Pb^{2+}	0,120	0,28
Hg^{2+}	0,110	
Tl^+	0,140	

sprevádzané navyše rôznym obsahom komplexných zlúčenín ap., preskúmali sme vplyv niektorých vo vode bežne sa vyskytujúcich aniónov, ako je napr. Cl^-, PO^{3-}_4, NO^-_3, SO^{2-}_4, na adsorpciu I^- pomocou klinoptilolitu modifikovaného do Ag^+ formy.

Kým dusičnany a v podstate aj sírany ani so zvyšujúcou sa koncentráciou v roztoku neinterferujú proces adsorpcie jodidu na zeolite Ag^+, čo je na obr. 1 demonštrované približne konštantnou kapacitou zeolitu k rádionuklidu ^{125}I, fosforečnany, a najmä chloridy adsorpčnú kapacitu klinoptilolitu Ag^+ k I^- výrazne znižujú (až o ca 50 %).

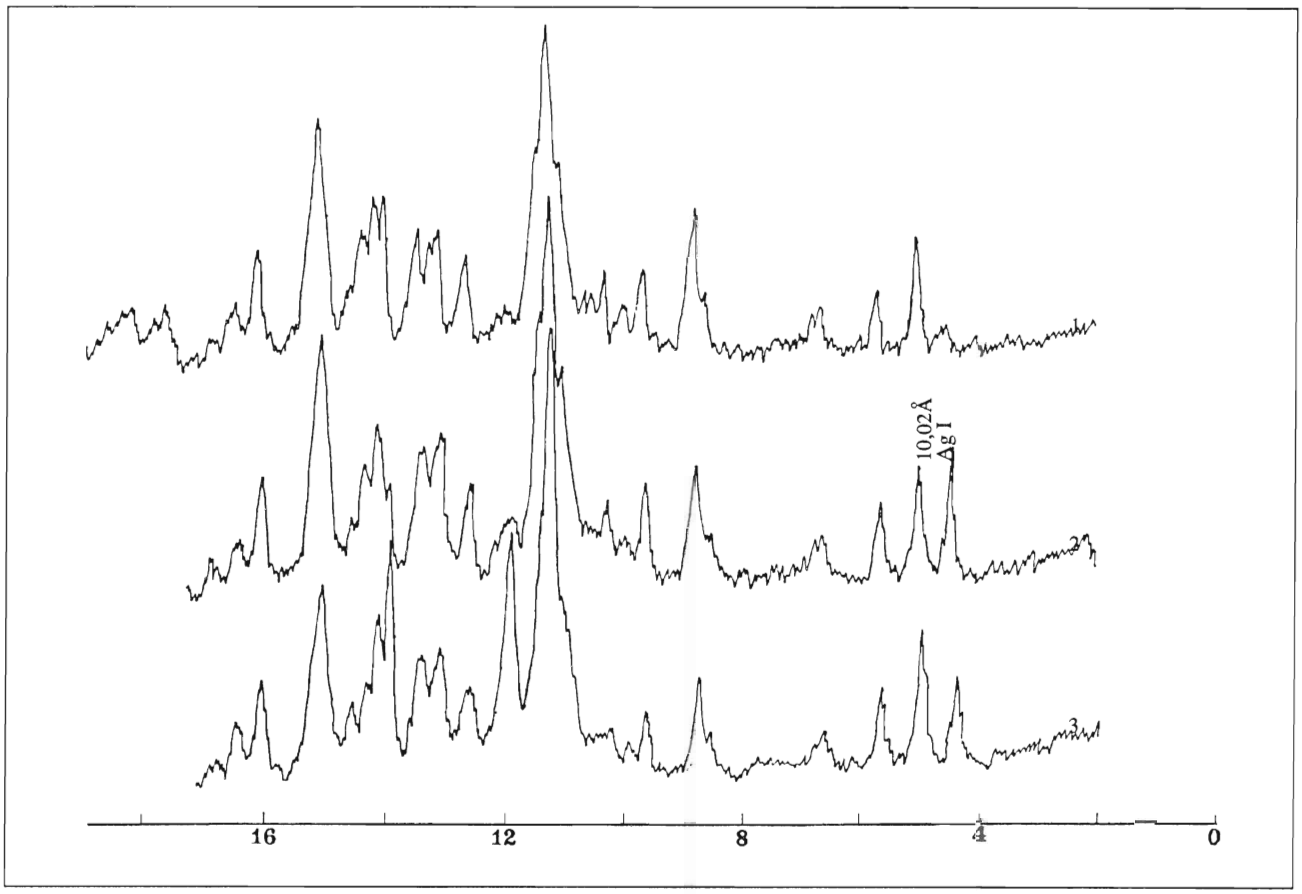
Súčasne sme sledovali vplyv doby kontaktu zeolitu v modifikácii Ag^+ na adsorpciu I^- v prítomnosti chloridových iónov. Po ca 150 min intenzívnej mixácie suspenzie sa hodnota distribučného koeficienta pK_D ($K_D = a\ c_{eq.}$ l/g) už kvázi stabilizuje, ako to ilustruje obr. 2, a v súlade s uvedenou interpretáciou a grafickým znázornením (obr. 1) vplyv zvyšujúcej sa koncentrácie chloridov na adsorpciu jodidov zeolitom rastie exponenciálne.

Aktivácia prírodného zeolitu do monoformy Ag^+ má okrem uvedeného značné prednosti pri úprave vody, pretože pôsobí baktericídne. Klinoptilolit prejavuje k iónom Ag^+ vysokú selektivitu a kapacitu, lebo stereochemické vlastnosti iónov Ag^+ korešpondujú s vlastnosťami ľahko mobilných iónov Na^+ a NH^+_4 (tab. 2).

Vzhľadom na charakter náboja aniónu I^-, ako aj objemnosť molekuly AgI (pozri tab. 2), ktorá môže byť okrem toho hydratovaná molekulami H_2O, proces odstraňovania rádioizotopov jódu pomocou zeolitu nemožno pokladať za ionovýmenný tak, ako je to v prípade ^{137}Cs, ^{133}Ba a ^{60}Co (Chmielewská-Horváthová, Lesný a Horváth, 1993).

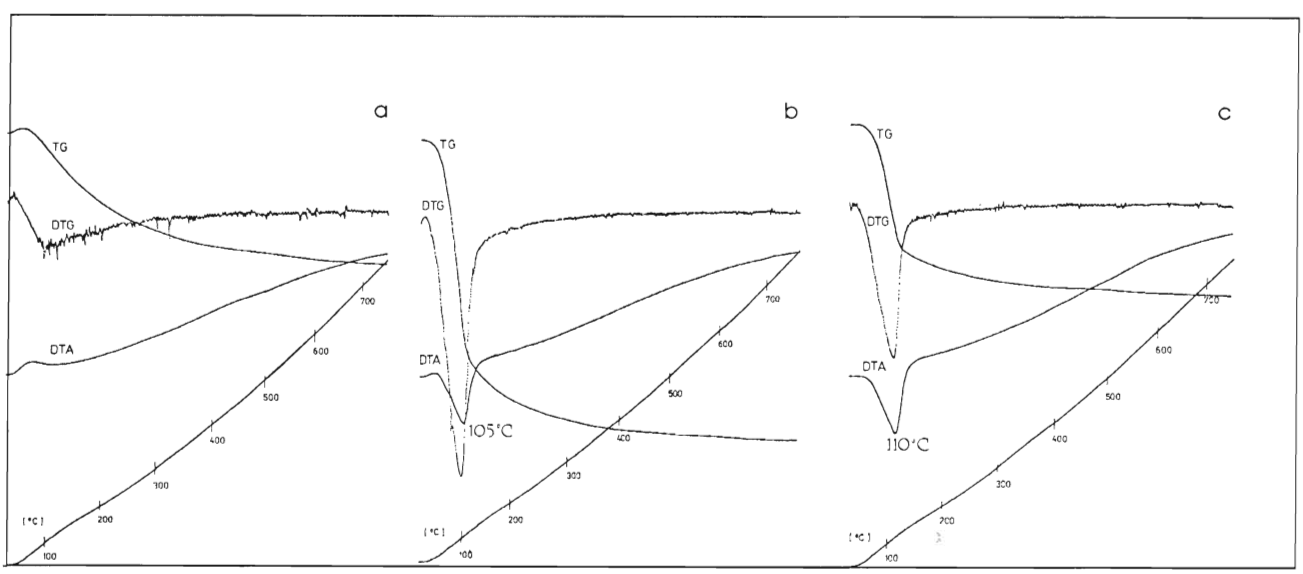
Selektivitu klinoptilolitu z Nižného Hrabovca k iónom Cs^+, Ba^{2+} a Co^{2+} graficky vyjadrujú bezrozmerové izotermy na obr. 3. Pri nižších koncentráciách iónov Ba^{2+} vo vode je selektivita klinoptilolitu k týmto iónom dokonca o niečo vyššia ako k iónom Cs^+, avšak potom sa relatívne rýchlo stráca, kdežto pri iónoch Cs^+ prevláda v celom koncentračnom rozsahu. Zeolit k iónom CO^{2+} takmer - s výnimkou najvyšších koncentrácií - selektivitu neprejavuje.

Podľa rozmerovej izotermickej krivky adsorpcie jódidu na klinoptilolite Ag^+ (obr. 4) maximálne nameraná kapacita zeolitu, ktorú na rozdiel od selektivity možno porovnať s kapacitou už preštudovaných iónov,
a_{Cs^+} ...81$^+$,3 mg/g (0,61 mmol/g); c_o = 75 mmol/l; S/L = 0,1 g/10 ml



Obr. 9. Difraktogram klinoptilolitu (1) modifikovaného do formy Ag^+, (2) následne chemicky upraveného v roztoku 0,1 mmol KI/1, (3) chemicky upraveného v roztoku 0,5 mmol KI/1.

Fig. 9. XRD-patterns of clinoptilolite (1) modified into Ag^+ form, (2) after that chemically treated in solution of 0,1 mmole KI/1, (3) chemically treated in solution of 0,5 mmole KI/1.



Obr. 10. Termogravimetrické analýzy vzoriek (10a) Ag^+ klinoptilolitu, (10b) Ag^+ klinoptilolitu sorbovaného s I^- v 0,1 mmol KI/1, (10c) Ag klinoptilolitu sorbovaného s I^- v 0,5 mmol KI/1.

Fig. 10. Thermogravimetric analyses of samples (10a) Ag^+ clinoptilolite, (10b) Ag^+ clinoptilolite sorbed with iodide in 0,1 mmole KI/1, (10c) Ag^+ clinoptilolite sorbed with iodide in 0,5 mmole KI/1.

a_{Ba}^{2+}...18,5 mg/g (0,13 mmol/g); c_o = 50 mmol/l; S/L = 0,1 g/10 ml
a_{Co}^{2+}... 8,3 mg/g (0,14 mmol/g); c_o = 50 mmol/l; S/L = 0,1 g/10 ml, konverguje k hodnote a_{I^-} = 89 mg/g (0,7 mmol/g); c_o = 60 mmol/l;
S(solidus)/L (liquidus) = 0,1 g/10 ml.

Táto pozoruhodne vysoká hodnota kapacity klinoptilolitu sa dosiahla za nasledujúcich podmienok vyhotovenia izotermy:

$$T = 20\ °C \pm 2\ °C,$$

čas kontaktu suspenzie v trepačke s intenzitou 5 kmitov/s-1 150 min,
pH roztokov KI 6 - 7,
zrnitosť zeolitu 0,355 - 0,630 mm.
Priebeh izotermy sme matematicky opísali podľa Langmuira

$$a = 89{,}170 \cdot \frac{0{,}026 \,.\, c(eq)}{1 + 0{,}026 \,.\, c\ (eq)}$$

a celkový proces adsorpcie sme kineticky vyjadrili ako reakciu 2. poriadku, pretože spĺňala podmienku priamkovej závislosti $a_{max}.(a_{max} - a)^{-1}/t$ (obr. 5).

Výsledok je v súlade s tvrdením, že nejde iba o jednoduchú výmenu Ag^+/K^+ v kanálikoch sorbentu, ale aj o povrchovú fixáciu aniónov I^- na prístupné katióny Ag^+, čo viditeľne dokumentujú snímky ESM (obr. 6, 7, 8). Sorpcia I^- na zeolite Ag mení veľkosť, textúru a morfológiu kryštálov zeolitu.

Z difraktogramov na obr. 9 vidieť, že v porovnaní s klinoptilolitom modifikovaným do formy Ag^+ (1) sú rtg spektrá vzoriek upravených s KI (2, 3) obohatené o reflex pri 10,02 Å (výrazný hlavne pri vzorke s difraktogramom pod 2). Ten by mohol poukazovať na prítomnosť AgI precipitátu na povrchu zeolitu.

Správanie mobilných a viazaných molekúl vody v závislosti od teploty a stabilita primárnej štruktúry klinoptilolitu sa skúmali termogravimetrickou analýzou (obr. 10). Kým pri pôvodnom zeolite nastáva najväčšia dehydratácia pri 167 °C a strata na hmotnosti analyzovanej vzorky až do rozsahu najvyššej teploty (1000 °C) je 11,1 % (Horváthová, 1985), pri predmetných modifikovaných vzorkách sa najväčšie endotermické maximum vyskytuje podstatne skôr (približne okolo 100 °C). Strata na hmotnosti, a to hlavne pri vzorkách s predpokladaným precipitátom AgI sa pohybuje v rozmedzí ca 23 - 25 %. Vplyv adsorbovaného jodidu na povrchu Ag^+ zeolitu je teda viditeľný v rýchlejšom uvoľňovaní molekúl H_2O zo štruktúry hmoty.

Pri vzorkách chemicky upravených len do formy Ag^+ sa na DTA krivke (obr. 10a) vyskytuje dokonca exotermické maximum, ktoré by mohlo súvisieť so spôsobom prípravy monoformy (oxidácia NH^+_4).

Poďakovanie. Autori ďakujú Ing. Ivanovi Horváthovi, CSc., vedeckému pracovníkovi ÚACH SAV v Bratislave, za rtg a TG analýzy, ako aj za vyhotovenie ESM snímok testovaných vzoriek zeolitu.

Literatúra

Gažo, J. a kol. 1981: Všeobecná a anorganická chémia. *Bratislava, Alfa, 227 - 228.*

Gradev, G. D. 1987: Sorption of ioide ions on cations forms of clinoptilolite. *J. Radioanal. Nuclear Chem., Articles, 116, 2, 341 - 346.*

Horváthová, E. 1985: Odstraňovanie amoniakálneho dusíka z vôd pomocou klinoptilolitu. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - STU Bratislava.*

Chmielewská-Horváthová, E., Lesný, J. & Horváth, I. 1993: Sorption of some nuclear fission species on natural zeolite. *Intern. Symposium on Zeolites and Microporous Crystals, Nagoya, Japan, August 22 - 25, 1993, 169.*

Kozáč, J. & Očenáš, D. 1982: Stanovenie obsahu klinoptilolitu v zeolitových tufitoch. *Mineralia slov., 14, 549 - 552.*

Rusnáková, R. 1993: Štúdium sorpcie jódidov na modifikovanom klinoptilolite s použitím ^{125}I. [Diplomová práca.] *Manuskript - CHTF STU Bratislava.*

Thomas, B. A. Staples & Murphy, L. P. 1978: U.S. Patent 4, 088, 737: Recycling Ioide-Loaded Silver Zeolite.

Geovestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč.26, č. 4

Obsah

Geochémia na prahu 21. storočia 1
Georgius Agricola 6
Informácie 8
Informácie z vysokých škôl 9
Aktivita SGS, semináre 10
Činnosť SGS roku 1993 13
Naši jubilanti 14
Plán odborných akcií SGS na II. polrok 1994 15

GEOCHÉMIA

na prahu 21. storočia

JÁN BABČAN
katedra geochémie PF UK, Bratislava

Významné geochemické jubileá pripadajúce na rok 1994 (25 rokov katedry geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, 70 rokov od vydania slávneho Clarkovho diela The Data of Geochemistry) a rok 1995 (50 rokov od smrti velikánov geochémie Vernadského a Fersmana, 150 rokov od vydania Bischofovej Lehrbuch der physikalischen und chemischen Geologie, pokladanej za prvú učebnicu geochémie, ako aj blížiaci sa koniec storočia), nás podnietili zamyslieť sa nad súčasnosťou, ale aj budúcnosťou geochémie.

Konštatovanie, že geochémia zaznamenala v 20. stor. veľký rozmach, by bolo málo presvedčivé, pretože sa to dá povedať o každej vede. Geochémia sa však za ostatných 100 rokov rozvinula do takej hĺbky a šírky, že to nečakali ani geochemici klasici.

Pohľad na vývoj geochémie v 20. stor.

Na vznik a dejiny geochémie, najmä pred 20. stor., sú rozličné náhľady, ale táto problematika patrí do inej oblasti. Vývoj geochémie v 20. stor. azda najlepšie dokumentujú definície, ktorými sa ju geochemici usilovali prezentovať ako vedu.

Na začiatku 20. stor. Clarke v známom diele The Data of Geochemistry (publikovanom v prvom vydaní roku 1908, ale v známejšom 5. vydaní roku 1924) videl úlohu geochemikov „v sledovaní chemických reakcií, ktoré prebiehajú v horninových systémoch ako výsledok prínosu nejakých látok do týchto systémov. Geochemik má určiť, ako, kedy a za akých podmienok môžu tieto reakcie prebiehať a k akému konečnému efektu môžu viesť." Na jednej strane je to dosť široké vymedzenie poľa pôsobnosti geochémie - - všetky možné chemické reakcie vedúce k zmene zloženia horninových objektov Zeme, avšak na druhej strane predsa len úzke, lebo všetko to, čo tvorí Zem ako planétu, nemá iba formu hornín. Clarke mal zrejme na mysli len zemskú kôru.

Vernadskij (1927) nezdôrazňoval chemické reakcie v pravom slova zmysle, aj keď to z jeho definície geochémie nepriamo vyplýva. Píše „Geochémia má skúmať chemické prvky, t. j. atómy zemskej kôry, a pokiaľ možno - aj celej planéty. Má skúmať ich históriu, distribúciu a pohyb v priestoročase, ich genetické vzťahy na našej planéte." Objektom skúmania geochémie je uňho už celá Zem, pohyb a genetické vzťahy prvkov späté s chemickými reakciami.

Podľa Fersmana (1933) geochémia „skúma históriu chemických prvkov v zemskej kôre a ich správanie sa v rôznych fyzikálnochemických podmienkach prírody. Geochémia skúma chemické zloženie i tých oblastí Zeme, kde nie sú minerály, ale skúma i vesmírne telesá, hlavne hviezdy." Fersman zdôraznil to, čo Vernadskij naznačil, ale spomedzi geochemikov si hádam ako prvý uvedomil, že súvislosti medzi vznikom Zeme a jej chemickým zložením nebude možno odhaliť bez štúdia mimozemských objektov. Je to úplne nový pohľad na zameranie geochémie a ako to naša úvaha potvrdí, úplne správny a prognostický.

Ďalší vynikajúci geochemik Goldschmidt (1954) uvádza medzi objektmi štúdia geochémie aj pôdu, vody a atmosféru Zeme. Okrem toho tvrdí, že geochémia „študuje cykly prvkov v prírode založené na vlastnostiach ich atómov a iónov. Striktne sa neobmedzuje len na štúdium atómov chemických prvkov ako najmenších jednotiek, ale skúma aj rozšírenie a distribúciu rôznych izotopov prvkov, ako aj ich kozmický výskyt a stabilitu jadier prvkov." V Goldschmidtovom pohľade na úlohy geochémie možno veľmi názorne vidieť realizáciu toho, čo bolo zmyslom požiadavky Schönbeina (1838). Nové poznatky chémie a fyziky - zistenie existencie izotopov prvkov, rozpracovanie dezintegračnej teórie rádioaktívnych prvkov, poznatky o energetických zdrojoch hviezd atď. - považuje Goldschmidt za dôležitý podklad na plnenie úloh geochémie.

Japonec Miyake (1965) vidí úlohy geochémie už v podstatne širšom rozsahu: „Náplňou geochémie je - štúdium chemického zloženia Zeme a jej súčastí, - určenie chemických reakcií, ktoré tak v minulosti, ako aj v súčasnosti podmieňujú zmenu tohto zloženia, skúmanie vzťahov fázových premien látok a energetických zdrojov Zeme, - objasňovanie chemických a fyzikálnych podmienok vzniku života, - štúdium vplyvu biologických efektov vrátane činnosti človeka na chemický systém Zeme, - pomocou chemických a fyzikálnych metód určovať vek Zeme."

Prakticky všetko, čo Miyake požadoval, priamo alebo nepriamo

súvisí s cieľom geochémie poznať chemické zloženie Zeme, t. j. Zeme ako planéty, v celom rozsahu jej telesa a priestorových súčastí, od zemského jadra až po okraj zemskej pôsobnosti, kde sa nachádzajú tak atómy, ako aj ostatné stavebné častice chemických prvkov - jadrá, ióny a izotopy. Jeho požiadavkou je poznať aj väzby atómov medzi sebou v zlúčeninách, minerálach, roztokoch, taveninách, atmosfére, v biosfére a pod.

Jedným z atribútov vedy ako spoločenskej kategórie je predvídanie nepoznaného, čiže prognostická funkcia, t. j. na základe poznania istých zákonitostí predvídať ešte nepoznané, budúce javy atď. Zmysel tohto atribútu v prípade geochémie treba vidieť v tom, že poznanie zákonitostí geochemického javu v určitom zemskom objekte je podkladom na vysvetlenie obdobných javov prebiehajúcich na inom mieste alebo v inom čase. Preto je poznávanie zákonitostí zmien chemického zloženia zemských objektov neoddeliteľnou a veľmi dôležitou súčasťou štúdia geochémie.

Z toho, čo sme povedali, z definičných vzťahov vyslovených rozličnými autormi a zo súčasného stavu geochémie (ako o tom bude reč v ďalšej kapitole) vychodí veľmi jednoduchá definícia geochémie (Babčan, 1992): „Geochémia skúma chemické zloženie Zeme a zákonitosti, ktorými sa riadia jeho zmeny."

V takto formulovanej definícii je jednoznačne určený obsah geochemického štúdia i jeho objekt - planéta Zem. Osobitne sa nezdôrazňuje, že sa zmeny týkajú priestoru a času, lebo každá zmena vyžaduje istý čas a priestor. Vzťahuje sa to aj na vývojové etapy Zeme, lebo je samozrejmé, že každej vývojovej etape Zeme prislúcha isté chemické zloženie, ktoré by geochémia mala poznať.

Geochémia súčasnosti

Charakterizovať súčasnú geochémiu podľa jej definícií čiže vlastne predstáv niektorých geochemikov v niekoľkých desiatkach riadkov je veľmi ťažká úloha, lebo sa za posledných 100 rokov nezvyčajne rozvinula do hĺbky aj šírky. Dnešná geochémia má 24 - 25 disciplín. Niektoré sú viac, iné menej samostatné, ale ich spoločným znakom je sledovanie vzťahov medzi chemickým zložením istých objektov Zeme a zmenami, ktoré nastali pri ich vzniku a nastávajú alebo môžu nastať pri ich zániku, a to tak ich premenou, ako aj úplným rozpadom, deštrukciou.

Náročnú úlohu opísať geochémiu súčasnosti nám uľahčí opis stavu geochemických vedných disciplín. Podľa účelu možno geochemické disciplíny rozdeliť do troch základných skupín. Sú to:

1. všeobecné disciplíny (teoretického, experimentálneho a zovšeobecňujúceho zamerania),
2. disciplíny zamerané geologicky,
3. ostatné disciplíny.

Treba povedať, že medzi skupinami nie sú ostré hranice, pretože napríklad aj geologicky zamerané disciplíny majú teoretické, experimentálne a zovšeobecňujúce časti, disciplíny sa vzájomne prelínajú a pod.

V skupine všeobecných disciplín sú:

1. analytická geochémia,
2. experimentálna geochémia,
3. fyzikálna geochémia,
4. historická geochémia,
5. izotopová geochémia,
6. organická geochémia,
7. systematická geochémia,
8. teoretická geochémia,
9. všeobecná geochémia.

Všetky geochemické vedné disciplíny potrebujú na argumentáciu konkrétne podklady, rozličné merania, výsledky kvalitatívnych a kvantitatívnych chemických, mineralogických, izotopových analýz a pod. Ich veľkú časť poskytuje *analytická geochémia*. Pred 50 - 60 rokmi možnosti bežnej chemickej analytiky, a to tak pokiaľ ide o medze stanovovania chemických prvkov, ako aj rýchlosť spracúvania množstva vzoriek, geochemikov neuspokojovali. Okrem toho mnohé terénne a iné študijné geochemické materiály vyžadujú oproti iným materiálom, napr. technologickým a pod., osobitné postupy prípravy vzoriek na analýzu, špeciálny typ rozkladu vzoriek atď. Pre nespokojnosť s tým, čo dostávali, si geochemici vytvorili vlastnú disciplínu - analytickú geochémiu.

Aj keď dnes už sú aj iné vedné odvetvia s prakticky rovnakými požiadavkami, ako má geochémia (polovodičová technika, spracúvanie nerastných surovín a pod.), ktoré by mohli časť úloh analytickej geochémie prevziať, niektoré úlohy, napr. v oblasti hydrogeochémie, atmogeochémie, geochémie životného prostredia atď., aj naďalej vyžadujú osobitné postupy, ktoré musí poskytnúť analytická geochémia. Mnohé jej úlohy vyplývajú z požiadaviek ďalších disciplín.

Fyzikálna geochémia a experimentálna geochémia sú disciplíny, ktoré v plnom rozsahu plnia požiadavky Schönbeina na geochémiu. Z bežného pohľadu fyzikálna geochémia v princípe plní úlohu fyzikálnej chémie, akú má táto disciplína v chemických alebo iných vedách. Úsilie nahradiť fyzikálnu geochémiu fyzikálnou chémiou narážajú na ťažkosti späté s osobitosťou geochemických procesov v porovnaní s rýdzo chemickými. Špecifiká geochemických procesov sú nielen v rozdielnych časových, priestorových a koncentračných parametroch, ale aj v takých javoch, ako je izomorfné zastupovanie, migrácia a akumulácia chemických prvkov atď., na ktoré fyzikálna chémia neprihliada alebo neprihliada s takým dôrazom ako fyzikálna geochémia. Rozdielny efekt chemických a geochemických procesov môže byť napríklad až taký, že klasickú chemickú termodynamiku pre neobyčajnú zložitosť geochemických či geologických procesov nemožno v plnom rozsahu na geochemické procesy aplikovať. Preto sa fyzikálna geochémia v teoretických, ale aj v praktických aplikáciách opiera a ešte dlho bude opierať o terénny výskum, o experimentálnu geochémiu, ako aj o výsledky iných vedných odvetví (mineralógie, keramiky, hutníctva, biológie a i.).

Aj keď sa na tomto úseku geochémie vykonalo veľa, úlohy fyzikálnej geochémie stále rastú tak, ako sa rozširuje obsah ostatných geochemických disciplín, ktorých teoretické základy by fyzikálna geochémia mala zastrešovať.

Historická geochémia má nezastupiteľné miesto v poznávaní chemických procesov prebiehajúcich na Zemi, ale dnes už aj na iných planétach, a to od počiatku ich vzniku. Pretože tieto procesy bezprostredne nadväzujú na predchádzajúce etapy vzniku planét, je úlohou historickej geochémie zúčastňovať sa spolu s kozmochémiou aj na riešení predplanetárnych otázok, resp. predslnečných etáp ich vývoja. Exaktné riešenie týchto úloh je doteraz z rozličných príčin na veľmi nízkej úrovni.

Izotopová alebo nuklidová geochémia je napriek mnohým výraznému úspechom v súčasnosti ešte stále viac-menej na úrovni sústreďovania štatistických podkladov. Týka sa to aj využitia časti jej poznatkov (z oblasti rádionuklidov) v geochronológii. Niektoré ďalšie údaje, napríklad o diferenciácii izotopov, sa stali podkladom na špecifikáciu podmienok geologických procesov (teplota dávnych morí, magmatických a metamorfných procesov, podmienky diferenciácie pôvodných látok Zeme atď.). Podľa teoretických úvah možno očakávať, že využitie poznatkov o diferenciácii a dezintegrácii izotopov prinesie prenikavé úspechy najmä pri poznávaní histórie Zeme alebo aspoň jej objektov.

Organickú geochémiu možno v podstate charakterizovať obdobne. Je zameraná najmä na poznávanie organických látok ako súčastí objektov Zeme, živej, ako aj neživej prírody. Skúma vznik jednotlivých organických látok, ich výskyt a vlastnosti. V širšom meradle skúma aj účasť organických látok v geochemických procesoch,

najmä pri vzniku uhlia, ropy, plynných uhľovodíkov, a v poslednom desaťročí intenzívnejšie aj migráciu chemických prvkov.

Vo vzťahu k takmer 4 miliardy rokov trvajúcemu životu na Zemi a zatiaľ neznámemu času v ktorom organické látky vznikali, treba očakávať, že participácia organických látok na tvorbe najmä zemskej kôry mohla byť enormná, čo by mala geochémia budúcnosti odhaliť.

Systematická geochémia sa v súčasnosti orientuje najmä na geochémiu jednotlivých chemických prvkov, na ich prirodzený výskyt, vlastnosti a na súvislosti vyplývajúce z ich vlastností a výskytu. Je, prirodzene, podmienená úrovňou vedomostí ostatných geochemických disciplín všetkých troch skupín. Ukazuje sa nevyhnutnosť dôkladne na podobnom princípe spracovať aj systematiku organických látok.

Obsah *teoretickej geochémie* sa zatiaľ nevysvetľuje jednotne. Niektoré učebnice do nej napríklad zaraďujú fyzikálnu geochémiu, kryštalochémiu, učenie o klarkoch atď. Ale fyzikálna geochémia je samostatná geochemická vedná disciplína. Zaradenie kryštalochémie do geochémie je ešte problematické a učenie o klarkoch by malo patriť do všeobecnej geochémie.

Existenciu teoretickej geochémie treba vidieť v tom, že geochémia ako veda musí mať ucelený teoretický základ zovšeobecňujúci geochemické poznatky, geochemické zákony a zákonitosti. Disciplína takéhoto zamerania sa ako osobitná geochemická disciplína v súčasnosti začína konštituovať. Patrí do nej napríklad učenie o geochemickej klasifikácii prvkov, izotopov a pod. Isté je, že táto disciplína je pre geochémiu veľmi potrebná.

Všeobecná geochémia sústreďuje poznatky o vzniku a rozvoji geochémie ako vedy, ale aj o histórii poznávania geochemických súvislostí a objavovania geochemických zákonov a zákonitostí. Zdôvodňuje postavenie geochémie v systéme prírodných vied. Hoci sa na absenciu súvislých dejín geochémie sťažoval už Fersman (1933), aj dnes treba konštatovať, že sa situácia v tomto zmysle príliš nezmenila. Týka sa to aj miesta geochémie v systéme prírodných vied, kde je jej súčasné zaradenie problematické.

Do skupiny geologicky orientovaných disciplín geochémie patria:

1. geochémia geologických procesov,
2. geochémia geosfér,
3. geochémia krajiny,
4. geochémia ropy a uhľovodíkových plynov,
5. geochemická prospekcia,
6. geochronológia,
7. regionálna geochémia.

Túto skupinu geochemických disciplín možno označiť za aplikovanú geochémiu, čo je v podstate správne, ale treba dodať, že každá z disciplín má aj svoju teoretickú časť, ako aj prvky ďalších disciplín a pod. Vyčlenením tejto skupiny sa majú odlíšiť jej disciplíny od disciplín tretej skupiny, ktorá tiež reprezentuje aplikovanú geochémiu, ale iných oblastí.

Pri tejto skupine geochemických disciplín treba zdôrazniť, že súčasná geochémia vďačí za svoj rozvoj najmä geológii, resp. jej vedným disciplínam, a to od mineralógie po tektoniku. V súčinnosti s týmito, ale aj ďalšími vedami geochémia nahromadila obrovský vedomostný potenciál, z ktorého dnes ťaží, a to pri riešení geologických otázok, ako aj úloh z negeologických oblastí.

Ak sa hovorí o geologických zdrojoch poznatkov geochémie, treba pripomenúť aj spätný tok informácií - prínos geochémie do rozvoja geologických disciplín. Geochémia poskytla geologickým disciplínam množstvo poznatkov rozhodujúceho významu práve tým, že sa jej informácie opierajú o objektívne zistené hodnoty.

Najširšie a najhlbšie poznatky geochémie z oblasti objektov, ktoré skúmajú geologické vedné disciplíny, patria najmä systémom prístupným priamemu alebo sprostredkovanému skúmaniu. Zodpovedajúce geochemické disciplíny - *geochémia geologických procesov* a *geochemická prospekcia* - už nahromadili obrovský materiál o správaní sa chemických prvkov, ich izotopov a pod., o podmienkach ich migrácie a akumulácie v endogénnych a exogénnych procesoch, takže podklady vyplývajúce z tohto štúdia sa stávajú opornými informáciami pre geológov. Sú to často aj prekvapujúce informácie. Iba na ilustráciu uvádzame, že napríklad zvýšená koncentrácia hélia a radónu indikuje tektonické poruchy, čo môže byť predzvesťou blížiacich sa zemetrasení a pod.

Poznanie procesov vedúcich k akumulácii chemických prvkov sa stalo dôležitým vodidlom pri vyhľadávaní ložísk nerastných surovín. Súbor mnohých vyhľadávacích metód, študovaných a rozpracovaných v jednej z najdôležitejších aplikovaných disciplín - v geochemickej prospekcii, sa široko využíva a podstatne uľahčuje a zefektívňuje geologické prieskumné práce.

Geochémia geosfér je podľa doterajších vstupných údajov prevažne teoreticko-hypotetická disciplína. Teoretická preto, že sa opiera o isté konkrétne údaje kozmochemického charakteru, o údaje zo štúdia magmatických a metamorfných procesov a pod., ale ich zakomponovanie do vnútorných geosférnych systémov Zeme je ešte stále hypotetické.

Regionálna geochémia a *geochémia krajiny* sa zaraďujú do skupín disciplín geologického zamerania, ale podľa účelu, na aký slúžia ich výsledky, by mali patriť do tretej skupiny. Ich riešenia zvyčajne vychodia z geologických podkladov - máp, ale praktické využitie ich podkladov je v pedológii, životnom prostredí, v medicíne a pod.

Z prísne vedeckého hľadiska je súčasným nedostatkom týchto disciplín skoro výhradne štatistický charakter. Na uvažované využitie mapových a iných podkladov, ktoré sú spravidla ich rezultátom, by bolo treba údaje doplniť o chemické väzby príslušných prvkov, z ktorých by napríklad vyplynulo ich akútne nebezpečenstvo, prínos pre ekológiu atď.

Geochémia ropy a uhľovodíkových plynov je síce typická aplikovaná disciplína zameraná na vyhľadávanie ložísk ropy a zemného plynu, avšak patrí do nej aj rozsiahla výskumná činnosť orientovaná na procesy vzniku organických uhľovodíkov, ich migráciu a akumuláciu. Táto disciplína zaznamenala v 20. stor. veľký rozvoj.

Geochronológiu možno nazvať aplikovanou časťou izotopovej geochémie na poskytovanie objektívnych údajov o geologickej časomiere, aj keď je jasné, že sa výsledky z izotopového datovania môžu využívať aj v rade iných odvetví. Poznatky, ktoré geochronológia poskytla geológii, sa všeobecne hodnotia vysoko, ale niektoré rozporné údaje bude treba riešiť v dopracovaní teórie frakcionácie a následnej migrácie, resp. akumulácie izotopov v jednotlivých typoch geologických procesov.

V tretej skupine geochemických disciplín sú zdanlivo „mladé" disciplíny. Zdanlivo preto, že pri väčšine z nich možno nájsť doklady o ich existencii aj v dávnej minulosti.

Do tejto skupiny patrí nasledujúcich osem disciplín:

1. atmogeochémia,
2. biogeochémia,
3. geochémia životného prostredia,
4. hydrogeochémia,
5. medicínska geochémia,
6. pedogeochémia,
7. porovnávacia geochémia (kozmochémia),
8. technogeochémia.

Je málo známe, že *atmogeochémia* priestorovým rozsahom svojho pôsobenia patrí medzi najvýznamnejšie geochemické disciplíny. Skúma javy dotýkajúce sa chemického zloženia plynného obalu Zeme siahajúceho až do vzdialenosti mnoho miliónov kilometrov od povrchu Zeme, ale čiastočne aj pod jej povrch. Rozsiahly je predmet štúdia atmogeochémie: atmosféra v užšom aj širšom slova zmysle, jej ovplyvňovanie vetrom, počasím, podnebím, ale aj vulkanickou

činnosťou, činnosťou človeka a biosféry vôbec atď. Patrí sem aj skleníkový efekt, ozónová vrstva, procesy jadrových premien za vzniku ^{14}C, T a možno aj iných izotopov, a to všetko vo vzájomnom pôsobení s povrchom Zeme, hydrosférou a biosférou. Patria do nej aj procesy disociácie molekúl ($H_2 \rightarrow 2\ H$, $H_2O \rightarrow 2H + O$ atď.) a otázky úniku ľahších prvkov do vesmírneho priestoru. Vo vzdialenosti siahajúcej do oblasti van Allenových pásov vysokej radiácie možno okrem fyzikálnych procesov očakávať aj chemické, resp. fyzikálnochemické reakcie.

Medzi významné úlohy atmogeochémie patrí aj problematika vzniku a vývoja atmosféry od samého začiatku Zeme. Naliehavosť štúdia otázok atmogeochémie pramení najmä z toho, že sa v mnohých otázkach týkajúcich sa atmosféry prejavuje rad negeochemických a dokonca nevedeckých predstáv.

Biogeochémia - zvyčajne s organickou geochémiou a prípadne aj s ďalšími geochemickými disciplínami - sleduje základný cieľ vysvetľovať účasť biologických indivíduí na migrácii a akumulácii chemických prvkov, a to tak za ich života, ako aj po ich smrti. Jej druhou úlohou je už štúdium priameho vplyvu biologických jedincov na tvorbu zemskej kôry a jej súčastí - uhlia, ropy, uhľovodíkov a pod. V budúcnosti bude treba skúmať aj komplexné pôsobenie celej biosféry na zemskú kôru, príp. aj na vrchný plášť.

Geochémia životného prostredia s inými geochemickými disciplínami - biogeochémiou, medicínskou geochémiou, pedogeochémiou atď., je jednou zo základných disciplín environmentalistiky a ekológie vôbec. V súťaži o prednostné využívanie rozličných vedných disciplín zaoberajúcich sa životným prostredím sa často zabúda na to, že najmä pohyb chemických prvkov pozitívne alebo negatívne ovplyvňuje prostredie a podmienky života. Ak sa hovorí o vplyve chemických prvkov, myslia sa tým všetky formy existencie prvkov, vrátane rozličných väzieb - zlúčenín, minerálov a pod. Práve v tomto smere sa od geochémie životného prostredia očakáva oveľa viac.

Hydrogeochémia by podľa tradície mala skôr patriť do skupiny disciplín geologického zamerania, ale predmetom jej štúdia sú nielen podzemné, ale aj všetky typy povrchových vôd, ktoré, ako je známe, prevažujú, takže jej zaradenie do tejto skupiny disciplín je oprávnené. Je tesne spätá s geochémiou životného prostredia a platí o nej to, čo sme uviedli v predchádzajúcom odseku.

Medicínska geochémia je geochémia orientujúca sa na život, živé organizmy. Jej počiatky siahajú do minulého storočia, najmä na jeho koniec, keď sa zovšeobecňovali poznatky o osobitnom vplyve chemických prvkov v prostredí, vo vode a v strave na zdravie ľudí a zvierat (humánna a veterinárna geochémia). Dnes sú takéto poznatky už bežnou súčasťou napr. aj alternatívnej medicíny. Ale chýbajú tu ešte mnohé základné poznatky o formách, resp. väzbách, v akých sa chemické prvky v prírodných materiáloch vyskytujú a v akých môžu vstupovať do organizmov a zúčastňovať sa v aktívnych biochemických reakciách.

V geochémii, ale aj v pedológii sa stále nedoceňuje *pedogeochémia*. Jej význam nespočíva len v tom, že sa zaoberá pohybom chemických prvkov v systéme geologický substrát $\rightleftharpoons$ hydrosféra $\rightleftharpoons$ biosféra $\rightleftharpoons$ atmosféra pri vzniku a premene pôdy, ale má aj historický význam pre tvorbu zemskej kôry. Ak sa vychádza z toho, že pôda je najvrchnejšia zvetraninová vrstva zemskej kôry a ak sa do procesov jej vzniku zahrnú všetky známe činitele, potom vždy musela byť dôležitou zložkou dynamicky sa vyvíjajúcej zemskej kôry. Táto dynamika podmieňovala etapy vývoja pôdy, tým aj zemskej kôry, a preto jednou z podmienok dešifrovania histórie zemskej kôry je aj poznanie histórie rozličných druhov pôdy na Zemi. Z doterajších skúseností vychodí, že najdôležitejšie miesto tu má práve pedogeochémia s ďalšími disciplínami, napr. geochémiou exogénnych procesov v tesnej súčinnosti s paleopedológiou, paleontológiou a pod.

Technogeochémia sa spravidla nepokladá za samostatnú geochemickú disciplínu, pretože jej obsah je zvyčajne predmetom iných geochemických disciplín - environmentalistiky, pedológie náuky o vodách, ale napr. aj geochemickej prospekcie a pod. Pri technickej činnosti človeka pri spracúvaní obrovského množstva nerastných surovín, pri hromadení odpadu rozličného druhu, exhalátov atď. nastáva veľmi výrazná migrácia chemických prvkov, a tým aj ovplyvnenie objektov najvrchnejšej zóny zemského povrchu, ale dnes už aj hlbších zón zemskej kôry. Preto technogeochémia má, a najmä bude mať veľký význam.

Porovnávacia alebo *planetárna geochémia* je ešte len vznikajúca disciplína. Základných poznatkov na jej skutočné konštituovanie je zatiaľ málo, pretože údaje súhrnne sa dotýkajúce Zeme, Mesiaca, ale aj Marsu a Venuše sú veľmi skromné. Ako sme už konštatovali, ani o Zemi nie je dostatok exaktných dôkazov o geochémii hlbších geosfér. Predpokladáme, že táto disciplína čoskoro prevezme gesciu nad subdisciplínami súhrnnej geochémie Zeme a geochémie ostatných planét a z toho potom vyplynú aj možnosti vzájomne porovnávať geochémiu Zeme s geochémiou ostatných planét a planetárnych systémov vrátane mesiacov atď. Možno azda dodať, že pod súhrnnou geochémiou rozumieme všetko, čo sme naznačili, že to má byť aj geochémia predplanetárnych sústav, vzniku a vývoja planét atď.

Porovnávacia geochémia už podľa doterajších definičných vzťahov zasahuje do poľa pôsobnosti kozmochémie. Prelínanie sfér pôsobnosti geochémie a kozmochémie vyplýva z historického vývoja týchto vied.

Geochémia budúcnosti

Prognózovanie vývoja geochémie v 21. stor. má dve stránky. Tá ľahšia vychodí z analýzy jej súčasného, ale aj minulého stavu, z nedostatkov, resp. z prázdnych miest, ktoré z rozličných dôvodov doteraz nezaplnila. Ťažšie je prognózovať, čo by geochémia mala v porovnaní s doterajším stavom ešte plniť. Mnohé námety v tomto smere sme sústredili v hodnotení súčasného stavu jednotlivých disciplín, a preto sa k nim nevraciame.

Z hierarchie dôležitosti úloh geochémie súčasnosti a budúcnosti vyplýva, že predmetom jej záujmu by na prvom mieste mali byť otázky späté s ochranou životného prostredia. Zem je naozaj v takom stave antropogénneho ohrozenia, že je najvyšší čas, aby človek v maximálnej miere rešpektoval vedecké poznatky environmentalistiky, ktorých súčasťou sú aj poznatky radu geochemických disciplín.

Úmyselne kladieme dôraz na vedecké poznatky podložené meraniami, analýzami, ale aj porovnávaním javov s ich minulosťou. Napríklad hrozbu skleníkového efektu, ktorá súvisí so zvýšenou koncentráciou CO_2 v atmosfére, treba dať do súvislosti s cca 4-násobne vyššou koncentráciou CO_2 v atmosfére Zeme pred 35 - 40 mil. rokmi, keď sa napriek tomu skleníkový efekt neprejavil, ba teplota dokonca o niekoľko stupňov poklesla. Nechceme tým povedať, že proti zvyšovaniu CO_2 v ovzduší netreba pôsobiť, ale nemožno z toho vyvodzovať nepodložené závery.

Geochemické vedné disciplíny zúčastňujúce sa na environmentalistickej charakteristike prostredia, a teda na poznávaní účinkov na živé organizmy - počínajúc analytickou geochémiou a končiac technogeochémiou - by sa mali zamerať na formy výskytu a pôsobenia chemických prvkov, a to tak škodlivé, ako aj podporné. Je rozdiel, ak sa v istom prostredí vyskytuje nejaký prvok vo vysokej koncentrácii, ale vo väzbe nerozpustnej vo vode, resp. v iných prírodných činidlách, alebo naopak v rozpustnej forme. Veľmi dôležité je poznať podmienky, v akých nerozpustná forma prechádza do rozpustnej a naopak.

To zároveň zvyšuje požiadavky aj na všeobecné geochemické disciplíny, najmä experimentálnu geochémiu, ale aj organickú geochémiu, aby zintenzívnili výskum vplyvu organických látok na väzby

chemických prvkov, pretože na migračné schopnosti chemických prvkov v ekologických systémoch majú najväčší vplyv organické látky.

Z hľadiska ekologického nebezpečenstva je nevyhnutné, aby geochémia s ostatnými vedami zvládla otázku rozpadu ozónovej vrstvy. Jeho podstata je naozaj geochemická - ide o chemické reakcie v atmosfére. Ale rozpad ozónovej vrstvy nemusí byť dôsledkom iba antropogénnej činnosti, veď chlórované uhľovodíky typu freónov produkujú napr. sopky. Ak sa výrazný vplyv sopiek potvrdí, bude treba hľadať iné spôsoby ochrany živočíchov pred ultrafialovým žiarením.

Doslova „terra inkognita" pre všetky oblasti geochémie je katalýza. Pozitívne alebo negatívne pôsobiace katalyzátory sa využívajú v technologických postupoch anorganickej aj organickej výroby. Ak sa k tomu pripočítajú ďalšie látky uplatňujúce sa v katalýze - promotory, katalytické jedy, aktivátory atď., potom je zrejmé, že prírodné systémy musia byť látkami tohto druhu doslova popretkávané. Tie môžu byť príčinou rozdielov v priebehu procesov pri makroskopicky zhodných systémoch, čo je veľmi časté. Geochémia by konečne mala začať výskum aj v tejto oblasti.

Z úloh, ktoré geochémiu v budúcnosti očakávajú, treba pripomenúť doteraz iba veľmi slabo splnenú požiadavku japonského geochemika Miyakeho (1965), a to objasniť chemické a fyzikálne podmienky vzniku života. Čiastočným malým splnením tejto úlohy je nález a zhodnotenie izotopického zloženia uhlíkatých materiálov z lokality Isua v Grónsku. Zastúpenie izotopov uhlíka grafitických polôh isuánskych karbonátov s vekom 3,83 mld. rokov poukazuje na materiál, v ktorom izotopová diferenciácia prešla biologickým cyklom. Z toho sa vyvodzuje, že pôvodné organizmy boli podstatne staršie ako 3,83 mld. rokov. Keď sa k tomu pripočíta čas potrebný na masový rozvoj organizmov, potom vychádza, že pôvodcovia - živé organizmy - vznikli pred cca 4 mld. rokov a na to potrebné organické látky ešte skôr.

Prvotné organizmy, a to bez ohľadu na to, či išlo o rastliny alebo živočíchy, neboli „vystužené" pevnými kostrami, a preto sa v meniacej sa zemskej kôre nezachovali. Mohli sa však zachovať aj na iných miestach Zeme, nielen v Grónsku. Nie je vylúčené, že sa v istých pochovaných vrstvách nájdu stopy po ich živote, či už v podobe diferencovaných izotopov alebo nezvyčajného chemického zloženia karbonátov, alebo iných sedimentárnych minerálov a pod. Geochémia prakticky jediná je schopná tieto otázky vyriešiť.

Geochémiu, príp. geochémiu a kozmochémiu, čaká v teoretickej časti riešenie otázky vzniku Zeme a slnečnej sústavy. Termodynamický model Grossmana a Larimera (1974) sa s ohľadom na postupnosť vzniku minerálov pri predpokladanej kondenzácii protoplanetárneho oblaku ukazuje ako neudržateľný. Kinetika reakcií, o ktorých autori uvažujú, je v rozpore s predpokladanými koncentráciami chemických prvkov v protoslnečných a protoplanetárnych materiáloch. Spomínanej hypotéze odporujú aj súčasné poznatky získané z medziplanetárnych družíc a iných pozorovaní.

Medzi podobné úlohy sa nesporne zaradí aj úloha vypracovať nový geochemický model vzniku a vývoja Zeme. Zrejme nadviaže na predchádzajúcu úlohu, pretože objektívne vstupné parametre na riešenie geochemického modelu nie sú prístupné. Istá nádej sa vkladá do výsledkov z pozorovaní automatických družíc zo vzdialeného konca slnečnej sústavy (Neptún, Pluto), ktoré by mohli potvrdiť alebo vyvrátiť predpokladaný rozsah diferenciácie protoslnečných a protoplanetárnych materiálov.

Pred geochémiou je aj úloha vymedziť si vlastné poslanie a postavenie v systéme prírodných vied a osobitne vo vzťahu ku kozmochémii. Od pôvodných predstáv a názorov na poslanie geochémie a jej miesto v systéme vied sa veľa zmenilo. Geochémia prestala byť len geologickou vedou, objekty jej skúmania sú podstatne širšie ako objekty geológie. Dnes už nemožno tvrdiť, že geochémia je akýmsi spájacím článkom medzi geológiou a chémiou, ani to, že je interdisciplinárnou vedou, pretože dnes je každá veda interdisciplinárna. Geochémia má svoje vlastné metódy skúmania a hodnotenia geochemických javov. Dokazuje to aj fakt, že sa hovorí o „geochémii Mesiaca", „geochémii Marsu" a pod., čiže pojem geochémia dostáva úplne iný zmysel. Význam predpony „geo-" ako predpony s významom „Zem" sa stratil.

Prenesenie geochemických metód na iné kozmické objekty a to, že Zem je súčasťou kozmu, nás vedie k názoru, že geochémia je súčasťou kozmochémie. S prihliadnutím na historický vývoj by sa objekty štúdia geochémie mali špecifikovať a v definícii vyznačiť napríklad konštatovaním, že „Geochémia skúma chemické zloženie vesmírnych objektov planetárneho typu a zákonitosti jeho zmien."

Kozmochémii by sa mal prisúdiť širší obsah: „Kozmochémia skúma chemické zloženie vesmíru vrátane medzihviezdnej hmoty, kozmického žiarenia a pod."

Z našich úvah vyplýva, že kozmochémia s geochémiou implicitne je základnou prírodovednou disciplínou, vedou, a to podobne ako chémia, geológia, biológia atď. S tým sa aj napriek istým historicko-etické-psychologickým zábranám bude musieť geochémia i ostatné vedy už v blízkej budúcnosti vyrovnať.

Záver

20. stor. bolo pre geochémiu obdobím neobyčajného rozmachu. Dokumentuje to aj permanentné spresňovanie jej definície, v ktorom sa mnohí autori pokúšali čo najpresnejšie vystihnúť jej poslanie pri poznávaní chemického zloženia Zeme v celej jej histórii a prehistórii. Objekt štúdia geochémie sa postupne rozšíril od zemskej kôry až na celú planétu Zem a zahŕňa všetky jej abiogénne, ako aj biogénne súčasti.

Veľký rozvoj geochémie potvrdzuje aj vznik nebývalého počtu geochemických vedných disciplín. Mnohé z vyše dvadsiatky disciplín sa získavaním poznatkov prepracovali na vysokú úroveň, a tak zabezpečili svoj vlastný rozvoj, ako aj rozvoj geochémie vôbec, ale poskytujú aj základné poznatky pre rad iných vied a vedných disciplín.

Naša úvaha je pokusom o zhodnotenie súčasného stavu geochemických vedných disciplín s poukazom na zaostávajúce, resp. prázdne miesta, ktoré geochémia 20. stor. nestačila vyplniť. Zároveň naznačuje aj niekoľko nových smerov, ktorým by sa geochémia, zrejme už až v budúcom storočí, mala uberať.

Literatúra

Babčan, J. 1992: Fyzikální geochemie v současné geochemii. *Čas. Mineral. Geol., 37, 240 - 242.*

Clarke, F. W. 1924: The Data of Geochemistry (5th ed). *Covernement Printing Office, Washington, 841.*

Fersman, A. E. 1933: Geochimija. *In: Izbr. trudy, t. III, Izd. AN SSSR, Moskva 1955, 13 - 798.*

Goldschmidt, V. M. 1954: Geochemistry. Clarendon Press, Oxford, 478.

Grosmann, L. & Larimer, J. W. 1974: Early chemical History of the Solar System. *Rew. Geophys. Space Phys., 12, 71 - 100.*

Miyake, Y. 1965: Elements of Geochemistry. (Ruský preklad.) *Izd. Nedra, Leningrad, 1969, 327.*

Schönbein, C. F. 1838: *Ann. Phys., 45, 277 - 280.* (Cit. podľa Fersman, 1933).

Vernadskij, V. I. 1927: Očerki geochimiji. *In: Izbran. sočinenija, t. 1, Izd. AN SSSR, Moskva, 1954, 5 - 392.*

Georgius Agricola – 500 rokov od narodenia zakladateľa geológie ložísk nerastných surovín

Na prahu novoveku 24. marca 1494 sa v Glauchau narodila v Sasku najosvietenejšia hlava novovekých dejín geológie, baníctva, hutníctva, mineralógie, lekárstva, zemepisu a dejepisu v modernom chápaní, Georgius Agricola.

Vlastným menom sa volal Bauer a študoval na latinských školách v Lipsku v čase nábožen-ského vrenia v Nemecku za Lutherovej reformácie (1517). Po skončení štúdia učil doma na latinskej škole v Zwickau a v rokoch 1518 - 1522 tam bol rektorom, teda riaditeľom školy. Potom šiel do talianskej Ferrary na štúdiá lekárstva (1523 - 1526) a tam získal aj titul doktora lekárskych vied. Potom sa vrátil do Nemecka a v rokoch 1526 - 1527 vykonával funkciu mestského lekára v Jáchymove. Tu na príklade svetoznámeho ložiska päťprvkovej rudnej formácie (Cu, Pb, Zn, Au, Ag) začal študovať mineralógiu, geológiu, baníctvo a hutníctvo.

Výsledkom jeho niekoľkoročných štúdií bolo roku 1525 základné a prvé geologickoložiskové dielo o Jáchymove, ktoré sa stalo východiskom jeho ďalších prác. Princípy práce o Jáchymove sa stali základom jeho prvého publikovaného diela BERMANNUS SIVE DE RE METALLICA DIALOGUS. Prácu ešte pred jej vytlačením posudzoval známy filozof a reformátor Erazmus Rotterdamský a odporučil ju publikovať v tom čase už rozpracovanou technikou knihtlače. Roku 1530 ju v Bazileji vydal J. Treben a potom vyšla ešte v mnohých vydaniach.

Roku 1531 sa Agricola presťahoval do saského mesta Chemnitz. Venoval sa najprv štúdiu baníctva, od roku 1533 bol lekárom, neskôr členom mestskej rady a mešťanostom. V Chemnitzi roku 1555 zomrel na mŕtvicu (mozgovú porážku).

Agricola sa ako veľký humanista stal v rokoch 1520 - 1530 stúpencom reformácie, ale jeho voľnomyšlienkárstvo vyvolalo útoky z rôznych strán, a to ho v poslednom období jeho života priviedlo do rímskokatolíckej cirkvi. Preto keď roku 1555 zomrel, luteránsky pastor Tienelbach v Chemnitzi ho odmietol pochovať, a tak jeho mŕtvola ležala päť dní doma. V tom čase už v Chemnitzi rímskokatolícka cirkev nebola, a tak sa jeho mŕtvoly ujali rímskokatolícki veriaci v meste. Žiť a pochovali ho v tamojšom rímskokatolíckom kostole ako významnú osobnosť.

Agricola sa právom pokladá za polyhistora počiatku novoveku, lebo napísal rad prác najrôznejšieho zamerania. Geografického charakteru bola práca Topographie von Meissen (Topografia Meissenska), ktorá sa zachovala len v rukopise a nebola vydlačená, historického Geschichte des Sachsen-Stammes (Dejiny saského kmeňa), takisto nevydlačená a zachovaná iba v rukopise.

Ale najvýznamnejšie sú Agricolove mineralogické, geologické a banícke práce, diela o banskom meračstve, banskom vzdelávaní a o hutníctve, ktoré pre odbornú fundovanosť, presnosť, šírku a hĺbku pohľadu vyšli niekoľkokrát už za autorovho života a mnohoráz po jeho smrti.

Základom ložiskovej geológie v modernom slova zmysle sa stali nasledujúce Agricolove práce.

- Prvá práca o ložiskách Cu, Pb, Zn, Au, Ag a Bi formácie v Jáchymove z roku 1525 stala sa základom jeho ďalších prác, v ktorých rozvíjal idey z diela o Jáchymove.
- Práca De ortu et causis subterraneorum (O miestach a podzemných príčinách vzniku ložísk) vyšla v Bazileji roku 1544 a 1558.
- De re metallica (O rudných ložiskách) vyšla v Bazileji roku 1530 a 1561.
- Bergwerksbuch (Kniha o baníctve) je nemeckým prekladom predchádzajúcej knihy z latinčiny a vyšla roku 1557, 1621 a 1928.
- De mensuris et ponderibus Romanorum etque Graecorum (O mierach a váhach Rimanov a Grékov) vyšla v Bazileji roku 1533, 1550.
- Mineralogische Schriften z latinčiny do nemčiny preložil a vydal Lehmann v rokoch 1806 - 1813 (4 zväzky).
- Gespräche über den Bergbau je Schmidtov nemecký preklad z latinského originálu (originál je z r. 1530, preklad z roku 1806).
- De natura eorum que effluunt ex terra (O povahe tých ložísk, ktoré vytekajú zo zeme) vyšla roku 1546.
- De natura fossilium libri X (O povahe skamenelín) vyšla roku 1546.
- De veteribus et novis metallo, libri V (O starých a nových kovoch, 5 knih) vyšla roku 1546.
- Viaceré práce o mierach a váhach v Nemecku a v strednej Európe písané po latinsky a nemecky vyšli v Bazileji roku 1550.
- De re metallica, libri XII (O rudných ložiskách) vyšla prvý raz roku 1556 a obsahuje opis mnohých baní, hút, má veľa drevorytov (obrazov), vyšla veľaráz a bola preložená do viacerých jazykov: roku 1590 do nemčiny, Bechius, roku 1626 tiež do nemčiny a vyšla v Bazileji (Bergwerksbuch). Je to najdôležitejšie dielo Agricolu.

V uvedených prácach je mnoho výkresov baní v nárysoch a geologických rezoch, nákresy banských ťažných a úpravníckych strojov, čerpacích zariadení, opis mnohých minerálov, okolo 20 nových, dovtedy neznámych, opis spôsobov výskytu minerálov ap.

Agricola písal aj články o cene kovov a mincí, ktoré sa razili najmä zo zlata a striebra.

Ďalšia oblasť sa dotýkala práce baníkov v podzemí, chorôb, ktoré ich postihovali, banických svietidiel a nástrojov používaných pri rozličných úkonoch.

Ďalšou sférou záujmu bola publicistika o význame baníctva a hutníctva pre vtedajšiu ekonomiku krajín. Roku 1529 zdôvodnil nevyhnutnosť vojny proti Turkom. Bol to doklad o strategickom význame nerastných surovín a ich ťažbe pre Nemecko a iné priemyslové krajiny Európy.

Agricola ako prvý v Európe publikoval bohaté faktografické informácie o ložiskách a baniach, hutách a hámroch, o soľných baniach, sklárskych surovinách, ako aj o výrobe jedovatých látok (As, S, Hg, H_2SO_4).

Po prvý raz opísal odlučovanie (získavanie) bizmutu od striebra z medňatých rúd, olova a zinku ap. Viaceré kovy, ktoré získal a opísal, sa dovtedy v praxi ani nepoužívali. Ako prvý opísal ságrovaciu techniku, t. j. odlučovania striebra a zlata od medi a iných kovov, čo aj na rudných ložiskách Slovenska koncom 15. a začiatkom 16. stor. zavádzali Turzovci a Fuggerovci (Banská Bystrica, Spiš).

Ložiská, bane a huty opísal v celej strednej a východnej Európe: v Nemecku, Česku, Poľsku, Uhorsku, Rumunsku, Srbsku, Bulharsku, Slovinsku a na Ukrajine (v Halič). Tu vlády v baníctve pracovali nemeckí kolonisti ako baníci, hutníci, podnikatelia, mešťania a tí pre Agricolu zbierali informácie, dáta a výkresy (mapky, rezy), ktoré potom Agricola spracoval a dal vydlačiť v harmonickom kontexte svojich prác.

V novších vydaniach prác De re metallica, uvádzajú iní, mladší autori aj prvé použitie strelného prachu v Banskej Štiavnici roku

1627, čo znamenalo revolúciu pri razení banských diel nielen v Uhorsku, lež v celej Európe.

Agricola opísal lokality ložísk nerastných surovín podľa jednotnej schémy s najdôležitejšími údajmi, ako je názov lokality, rudné minerály, začiatok ťažby a jej historické etapy, banské oprávnenia, údaje o význame bane a ložiska. Uvádza aj dáta o sociálnych pomeroch a sociálnych hnutiach v príslušnom regióne, o technike ťažby, technike odvodňovania a o rozličných zariadeniach, napr. o gápľoch na vertikálnu ťažbu, o horizontálnych banských dielach a ťažbe, ako aj o doprave po nich. Pojmy, ktoré Agricola opísal, sa v mnohých sférach používajú dodnes.

Keďže rudné ložiská, ktoré Agricola opisoval, boli v rozličných krajinách, uvádzal vždy príslušné banské práva, privilégiá, nariadenia, hámorské predpisy, sklárske privilégiá, regálne a feudálne práva ap. Takéto práva mali najmä mestá a feudáli.

Mestá charakterizoval ako lokality, kde bol ránhojič, lekáreň, kúpeľ, nemocnica, kostol, škola, remeselnícke dielne, výrobne mincí a iné zariadenia. Mestá mali aj svoju architektúru: námestia, ulice, hradby a brány. Agricola postrehol veľkú podobnosť v stavebnom štýle kostolov a oltárov Saska a Spiša v Hornom Uhorsku (na Slovensku). Z toho možno usudzovať, že Slovensko precestoval, aj keď to bolo v čase tureckých vpádov veľmi nebezpečné.

Agricola opísal aj cesty furmanov, po ktorých sa na veľkú vzdialenosť prepravovali rudné suroviny do centier spracovania a spotreby, resp. po ktorých sa prepravovali potraviny do stredísk baníctva a hutníctva.

Jeho dôraz na sociálne pomery pramenil z faktu, že medzi robotníctvom a mešťanmi, ako aj roľníctvom, príp. aj feudálmi boli napäté vzťahy - vznikali revolúcie a povstania (1514 - Dóžovo povstanie v Uhorsku, 1525 - povstanie v Taliansku, na strednom Slovensku a v Nemecku - Vojna volov).

Mapa rudných revírov v jv. Európe a na Balkáne podľa G. Agricolu z rokov 1550 - 1555 (in Willsdorf, 1971).

Roku 1536 Agricola z tureckých archívov odpísal dokumenty v latinskom, srbskom a tureckom jazyku o ťažbe a baniach na území obsadenom Turkami (Srbsko, Rumunsko, Bulharsko). Niektoré z nich odpísal benátsky veľvyslanec Catarino Zeno roku 1550. Písal, že Turkami obsadené bane vynášali ročne 200 000 dukátov zisku, ale bane sa rabovali a práca v nich bola otrocká. Agricolovi správy z týchto oblastí zrejme dodávali nemeckí osadníci a banskí odborníci, ktorí tam žili a pracovali pre Turkov, lebo zo západnej Európy sa sotva niekto mohol dostať na územie obsadené Turkami.

Údaje o baniach pod tureckým panstvom na Balkáne uvádzal aj francúzsky rytier Bertrandon de la Briquiére, ktorý v rokoch 1432 - 1433 a 1455 - 1457 písal tajné správy pre francúzskeho kráľa Karola VII. Tieto správy boli v tajných archívoch francúzskej koruny až do roku 1805, keď ich za Napoleona Bonaparta publikovali ako podklady na jeho veľkolepé ťaženia do Egypta a Ruska. Ale Agricola o nich vedel.

Z Horného a Dolného Uhorska (ako sa vtedy Slovensko volalo) Agricola pomerne podrobne opísal nasledujúce rudné ložiská a lokality: Staré Hory (Altgebürg, Óhegy), Brezno (Presa, Bries), Pukanec (Bugganz, Bakabánya), Banská Belá (Dilln, Fejérbánya), Dobšiná (Dobschau), Prešov (Preschau, Eperies), Gelnica (Göllnitz), Špania Dolina (Herrengrund, Úrvölgy), Hodruša (Hodritz), Kopanica, Košice (Kassa), Nová Baňa (Königsberg, Újbánya), Kremnica (Kremnitz, Körmöczbánya), Ľubietová (Liebethen, Libetbánya), Huta Luptschiva (Liptscher Seiffen), Moštenica (Moschnitz), Spišská Nová Ves (Zipser Neudorf, Igló), Banská Bystrica (Neusohl, Beszterczebánya), Medená huta v Liptove (Revúca), Rožňava (Rosenthal, Rosenau, Rosznyóbánya), Rudník a Medzev (Metzenseifen), Rudno nad Hronom, Banská Štiavnica (Schemnitz, Selmecbánya), Smolník (Schmöllnitz), Solivar (Sóbánya), Tajov (Teyba), Žakarovce, Nemecké Pravno (Deutsch Proben) a Prievidza. Ako vidno, niekde sú trojjazyčné názvy lokalít, ale viaceré z nich nemajú ešte ani maďarské podoby, lebo v nich Maďari nežili.

K uvedeným lokalitám zo Slovenska publikoval Agricola vyše 10 nákresov (mapiek, profilov, obrázkov baní, banských strojov ap.), hlavne zo Smolníka, Banskej Štiavnice, Rožňavy, Banskej Bystrice atď.

Z rudných ložísk Slovenska opísal 60 minerálov (primárnych a sekundárnych).

Agricolove diela sa stali základom a osnovou geologických a ložiskových opisov rukopisných aj publikovaných diel bádateľov v tejto oblasti do 20. stor. Napr. o Smolníku je takáto správa a obrázky z roku 1505 a rukopisná správa z roku 1566 a 400 rokov bola vzorom pre tunajšie bane a ložiská a celú plejádu autorov. Ich vecný, metodický a dokumentačný význam pre praktické a vedecké ciele a výskum bol obrovský už za života ich autora. Viaceré preklady jeho prác do nemčiny a iných jazykov svedčia o nevšednom záujme banských odborníkov, geológov, mineralógov, paleontológov, baníkov, hutníkov, meračov od 16. stor. až po súčasnosť (Slávik et al., 1967; Bartalský et al., 1993).

Génius Agricolu pretrval v jeho dielach 500 rokov, stali sa odkazom pre ďalšie generácie, súčasnosť a budúcnosť. Bolo by záslužné aj užitočné preložiť do slovenčiny Agricolove opisy všetkých lokalít Slovenska, lebo ich dokumentačná hodnota je mimoriadne veľká a mali by ich poznať všetci naši odborníci z oblasti geológie, mineralógie, náuky o rudných ložiskách, metalogenézy, baníctva, meračstva, úpravníctva, hutníctva, topografie, histórie i lekárstva.

Agricola bol aj veľkým stratégom ekonomiky nerastných surovín a vytvoril pojmy stratégie ich využívania, charakterizoval pojmy dôležitosti zdrojov a spracovateľských centier pre celú strednú Európu. Videl a predvídal, aké veľké a nebezpečné pre surovinovú politiku sú sociálne nepokoje, a preto varoval pred ochudobňovaním baníkov a podceňovaním banských prác vôbec, lebo ich sám dobre poznal z autopsie z Jáchymova a Saska. Bol tvorcom stratégie jednotného informačného systému o nerastných surovinách Európy, ku ktorému sa novoveká Európa prepracovala až v 2. pol. 20. stor. v rámci metalogenetických máp Európy, ktoré vydáva UNESCO.

Agricola si právom zaslúži, aby po ňom bola pomenovaná niektorá geologická nadácia alebo cena za veľké úspechy v ložiskovej geológii v Európe a vo svete.

Bibliografia

Der Grosse Brockhaus, 1928: Agrocola-Bauer Georg. *Leipzig, Bd. I, 112.*

Darmstaedter, E. 1926: Georgius Agricola ?

Hoffmann, R. 1898: Dr. Georgius Agricola aus Glauchau.

Jacobi, 1889: Der Mineraloge Georg Agricola und seine Verhaltniss zur Wissenschaft seiner Zeit ?

Meyers Neues Lexikon, 1970: Georgius Agricola. *VEB, Leipzig, 132.*

Ottuv slovník náuční, 1888: Agricola Georgius. *I, 1, A-Al, 468 - 469.*

Werner, A. G. 1819: Georg Agricola - Bauer. *Jena.*

Wielka encyklopedia powszechna, 1962: Agricola Georgius. *P. W. V. Warszawa, 1962.*

Wilsdorf, H. et al., 1955 - 1959: Ausgewählte Werke von Georg Agricola. *Berlin, VEB, 1 - 5.*

Willsdorf, H. & Quellmaltz, W. etc., 1971: Agricola. Ausgewählte Werke-Bergwerke und Hüttenanlage der Agricola-Zeit. *VEB, Berlin, 40, 616.*

30. medzinárodný geologický kongres (4. - 14. august 1996, Peking, Čína)

Na 29. medzinárodnom geologickom kongrese (ďalej MGK) roku 1992 v Kjóte prijalo plenárne zasadnutie Medzinárodnej únie geologických vied (IUGS) ponuku Čínskej ľudovej republiky usporiadať 30. MGK roku 1996 v Číne. Na zasadnutí výkonného výboru IUGS v januári 1994 v Londýne početná čínska delegácia informovala o stave príprav kongresu a distribuovala návrh 1. cirkuláru kongresu na vyjadrenie prípadných pripomienok k nemu. Prísľub distribuovať 1. cirkulár 30. MGK do júna 1994 splnila koncom apríla, keď ho expedovala.

Pokladám za vhodné a užitočné poskytnúť touto cestou kolegom a organizáciám o 30. MGK základné informácie.

30. MGK bude v Pekingu (Beijing) 4. - 14. augusta 1996 (vo Veľkej ľudovej hale v strede mesta). Čestné predsedníctvo v prípravnom výbore kongresu prijal ministerský predseda ČĽR Li Peng. V prípravnom výbore, resp. v jeho rôznych komitétoch sú špičkoví odborníci, politici, reprezentanti štátnej správy, výskumných a prieskumných organizácií, ako aj oficiálni delegáti IUGS.

Vedecký program kongresu tvoria kolokviá, sympóziá, špecializované sympózia, zasadnutia posterových sekcií, krátke kurzy a „workshops". Prednášky na kolokviách prednesú vyzvaní odborníci. 11 špecializovaných sympózií bude mať takýto obsah: pôvod a história Zeme, geovedy a prežitie ľudstva, životné prostredie a prírodné riziká, globálne zmeny a životné prostredie budúcnosti, štruktúra litosféry a hlbinné procesy, súčasné pohyby litosféry, globálne tektonické zóny, orogénne pásma, bazénová analýza, energia a suroviny 21. storočia, nové technológie geovied, pokrok v riešení medzinárodných vedeckých projektov.

Každé zo špeciálnych sympózií sa delí podľa čiastkových tém, napr. špeciálne sympózium G - Orogenic Belts na témy:

G1. Types of orogenic belts and their evolution

G2. Reconstruction of paleoplate tectonics of orogenic belts

G3. Kinetic partial melting and fluid effects in the crust of orogenic belts

G4. Processes, mechanism, and models of orogeny

G5. Mountain building on active continental margins and in back-arc regions.

Sympózia pokryjú 22 oblastí geovedných aktivít. V duchu tradícií medzinárodných geologických kongresov organizátori predbežne navrhli 24 predkongresových 7 - 10-dňových exkurzií, 23 krátkodobých exkurzií počas kongresu a 95 (!) postkongresových exkurzií, ale organizačný výbor má právo exkurzie v prípade malého záujmu zrušiť, resp. organizovať ďalšie.

Najdôležitejšie informácie pre potenciálneho účastníka kongresu sú:

- Dotazník pripojený k 1. cirkuláru treba doručiť organizačnému výboru 30. MGK do 31.10.1994.
- Vložné na kongres (účastnícky poplatok) je 300 USD (po zverejnenom termíne 350 USD).
- Abstrakty budú prijaté len od účastníkov (teda tých, ktorí zaplatia vložné).
- 2. cirkulár sa doručí len tým, ktorí zašlú vyplnený 1. dotazník.
- Cena exkurzií (iba približne) je 100 - 200 USD na deň (väčšina exkurzií je v hodnote pri dolnej hranici uvedenej sumy, t. j. okolo 120 USD na deň).

Veľmi zaujímavá je situácia okolo konania 31. MGK roku 2000. Už pred zasadnutím pléna IUGS v Kjóte roku 1992 Brazília oficiálne požiadala (s príslušnými organizačnými a odbornými zárukami) o súhlas s organizovaním kongresu. V priebehu 29. MGK ponuku usporiadať 31. MGK predložila aj Juhoafrická republika. Tam sa však v súčasnosti výrazne mení politická orientácia, a tak otázku miesta konania 31. MGK bude riešiť (a musí vyriešiť) plenárne zasadnutie IUGS v Pekingu roku 1996.

Dovoľujem si upozorniť na to, že súčasťou kongresu bude aj rozsiahla výstava GEOEXPO '96. Organizačný výbor 30. MGK už v 1. cirkulári vyzval organizácie a akademické inštitúcie, aby prihlásili svoje výstavy (rezervovali si výstavnú plochu). Záujemcovia sa majú obracať na adresu: Prof. Wang Bingxi, GEOEXPO '96 Office, Geological Museum of China, Xisi, Beijing 100034, P. R. China.

V tejto súvislosti si dovoľujem navrhnúť, aby orgán štátnej správy, a to odbor Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky vytvoril 3 - 5-členný prípravný výbor (zo zástupcov rezortu a akademických inštitúcií - univerzít) na prezentáciu geologických vied SR na 30. MGK. Výbor by mal urýchlene vypracovať scenár našej oficiálnej účasti, zverejniť ho, po pripomienkach upraviť, ale najmä sa ho pokúsiť realizovať.

D. Hovorka

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského

Katedra geochémie

Zameranie katedry geochémie vyplýva z jej interdisciplinárneho postavenia ako integrujúceho článku medzi geologickou a environmentálnou sekciou Prírodovedeckej fakulty UK. Cieľom je geochemický výskum abiotického prírodného prostredia z hľadiska geochémie endogénnych procesov alebo environmentálnej geochémie a výchova odborníkov v obidvoch zameraniach.

Vedeckovýskumná práca katedry je orientovaná na geochemický výskum hlbinných a vulkanických hornín (granity, bazalty), metamorfovaných hornín (čierne bridlice, ruly, svory), akcesorických minerálov a hydrotermálnych karbonátov. Okrem toho sa zaoberá aj fyzikálnymi vlastnosťami rudných minerálov (najmä termoelektrickým napätím), experimentálnym štúdiom prenosu kovov organickou hmotou, ako aj charakteristikou organickej hmoty v geologických materiáloch, hydrogeochémiou a zvetrávacími procesmi.

Druhým smerom vedeckovýskumnej aktivity je environmentálna geochémia, najmä štúdium ťažkých kovov v životnom prostredí, v lesnej aj poľnohospodárskej pôde, ako aj medicínska geochémia.

Pedagogickí pracovníci: prof. Ing. J. Babčan, DrSc., RNDr. T. Filipovič, RNDr. E. Gurinová, RNDr. P. Ivan, CSc., RNDr. J. Milička; *Vedeckí pracovníci:* RNDr. O. Ďurža, CSc., RNDr. J. Forgáč, CSc., RNDr. M. Khun, CSc., doc. RNDr. J. Veselský, CSc; *Odborný pracovník:* RNDr. Š. Méres; *Technickí pracovníci:* V. Dideková, M. Lanáková, I. Pistlová, L. Strešková.

Pedagogická činnosť

Na katedre geochémie skončilo v školskom roku 1993/1994 štúdium päť študentov.

Zoznam diplomantov a ich prác (meno študenta, názov diplomovej práce, meno vedúceho diplomovej práce):

Balázs Kronome: Geologické a petrograficko-geochemické štúdium metabazaltov meliatskej jednotky (RNDr. P. Ivan, CSc.)

Miriam Ďurčová: Distribúcia kovov v prírodných vodách Jasenia, Dúbravy a Magurky (RNDr. S. Rapant, CSc.)

Michaela Ďuríková: Geochemické aspekty utrácania priemyselných odpadov na vyťaženom ložisku Brodské-Vysoká kryha (RNDr. J. Milička)

Marcela Kondelová: Ťažké kovy a magnetická susceptibilita pôd v okolí suchej haldy VSŽ, a. s., Košice (RNDr. O. Ďurža, CSc.)

Pavol Lajčiak: Ílové minerály ako indikátory geologických procesov (RNDr. V. Šucha, CSc.)

Igor Slaninka: Geochemicko-ekologické mapovanie v oblasti Jasenie - Dubová (RNDr. D. Bodiš, CSc.)

V rámci postgraduálneho štúdia sa na katedre riešia tieto výskumné témy:

RNDr. S. Čimborová: Vývoj kvality podzemných vôd
RNDr. S. Kušíková: Geochemicko-ekologické štúdium distribúcie ortuti, kadmia, arzénu a olova v pôdach regiónu Hornej Nitry
RNDr. Š. Káčer: Mineralógia, geochémia a genéza skarnov štiavnického ostrova
Mgr. V. Kollárová: Mineralógia, geochémia a petrológia neoidných vápenato-alkalických bazaltov a bazaltoidných andezitov Západných Karpát
RNDr. T. Lanczoš: Ťažké kovy v prírodných vodách
RNDr. J. Vozár: Geochemicko-ekologické štúdium distribúcie ťažkých kovov v pôdach - lokalita Veľká Bratislava

Okrem toho sa v rámci ašpirantského štúdia riešili nasledujúce témy (budú sa oponovať roku 1994):

RNDr. J. Milička: Výskum organickej hmoty sedimentov podunajskej panvy
Salem Y. Mejeed, MSc.: The groundwater influence on the geochemical processes in the Žitný ostrov region, Slovakia

Výskumná činnosť

V rámci inštitucionálneho výskumu organizovaného na fakulte rieši katedra úlohy:

1. Predalpínsky vulkanizmus Západných Karpát (zodp. riešiteľ RNDr. P. Ivan, CSc.)

2. Výskum zdrojov toxických prvkov ohrozujúcich región Malých Karpát (zodp. riešiteľ doc. RNDr. J. Veselský, CSc.)

V rámci výskumu organizovaného Grantovou agentúrou pre vedu sa na katedre riešia dva grantové projekty:

1. Environmentálno-geochemický výskum v chránenej krajinnej oblasti Malé Karpaty (zodp. riešiteľ prof. Ing. J. Babčan, DrSc.)
2. Materiál oceánskej kôry v západokarpatskom orogénnom pásme (zodp. riešiteľ RNDr. P. Ivan, CSc.)

Ste zapojení do medzinárodných vedeckých projektov, komisií, pracovných skupín?

Vážení kolegovia,

pri Spojenom geologickom komitéte Českej republiky a Slovenskej republiky (ktorý v takejto podobe bude pracovať do Medzinárodného geologického kongresu roku 1996) vznikla komisia pre projekty IGCP (traja členovia GK + šesť národných vedúcich projektov IGCP).

Komisia si ako jednu z prvých úloh vytýčila evidenciu aktivít geológov Slovenskej republiky v medzinárodných vedeckých projektoch (IGCP, Tempus a i.), ako aj evidenciu ich členstva v medzinárodných komisiách, pracovných skupinách a v iných medzinárodných orgánoch.

Dovoľujem si Vás požiadať, aby ste oznámili svoje aktivity v medzinárodných súvislostiach (uveďte svoje meno, zamestnávateľa, kontaktnú adresu, názov projektu, jeho medzinárodného vedúceho, čas trvania riešenia projektu, svoju osobnú aktivitu v rámci projektu/skupiny/komisie).

Prosím, pošlite žiadané údaje na adresu

Prof. RNDr. Dušan Havorka, DrSc.
katedra min. a petrol. PFUK, Mlynská dolina
842 15 Bratislava

Seminár Eustatická, klimatická a tektonická kontrola sedimentácie v molasových panvách Západných Karpát *(Bratislava 2.12.1993)*

K. FORDINÁL: **Mäkkýše - indikátory zmien paleoprostredia v neogéne Západných Karpát**

Mäkkýše (*Gastropoda, Bivalvia*) patria medzi bentózne organizmy a niektoré ich druhy citlivo reagujú na stupeň salinity, teploty, hĺbku vody, jej pohyb a obsah kyslíka, a preto sú veľmi dobrým indikátorom povahy prostredia a jeho zmien.

Z neogénu Západných Karpát sa študovali bádenské sedimenty (vrt HGP-3, Stupava) viedenskej panvy a panónske a pontské sedimenty (Bratislava) podunajskej panvy.

Pri štúdiu spoločenstiev mäkkýšov sa zistili nasledujúce fakty.

V bádenských sedimentoch vrtu HGP-3 sú dve litofácie, spodná, piesčitá, v ktorej sa vyskytujú zástupcovia rodu *Clithon, Rissoa, Parvilucina* atď., poukazujúci na plytkovodné prostredie (do 50 m) a na mierne zníženú salinitu, a vrchná, ílová, s výskytom druhu *Corbula gibba* (Olivi), *Cyclocardia scalaris* (Sowerby) atď., čo svedčí o hlbšom neritiku (do 200 m) a normálnom morskom prostredí.

Podľa výskumu asociácií mäkkýšov sa panónske sedimenty územia Bratislavy usádzali v plytkovodnom mezohalinnom brackom prostredí, ktoré sa vysladzovalo, a v ponte bolo na študovanom území plytké sladkovodné jazero s močiarmi na okraji.

V pontských sladkovodných sedimentoch sa zistili dva horizonty s oligohalinnou brackou faunou.

A. ZLINSKÁ: **Korelácia biostratigrafických a litostratigrafických jednotiek neogénu z južnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov**

Na základe foraminiferovej mikrofauny sa v sledovanom území preukázalo šesť litostratigrafických jednotiek stratigrafického rozpätia stredný báden až spodný panón. Je to vranovské,lastomírske, dlhoklčovské, stretavské, kochanovské a sečovské súvrstvie.

Vranovské súvrstvie stredného bádenu, ktoré mikrofaunisticky zodpovedá biozóne Spiroplectammina (Spiroplectinella) carinata, zistil vrt BB-1 (Byšta). Autochtónna asociácia foraminifer, reprezentovaná najmä aglutinovanými formami, sa viaže na vodu s mineralizáciou solí 30 - 45 %. Životným prostredím je sublitorál až plytké neritikum.

Lastomírske súvrstvie vrchného bádenu mikrofaunisticky zodpovedá bulimínovo-bolivínovej a čiastočne aj amóniovej zóne. Obsahuje normálne morské, príp. hypohalinné foraminifery a potvrdilo sa v okolí Breziny. Jeho stredná a vrchná časť laterálne prechádza do plytkovodného dlhoklčovského súvrstvia vrchného bádenu a najspodnejšieho sarmatu s brackou mikrofaunou. Súvrstvie zachytili vrty na J od Kalše, pri Ždani a na Z od Nižného Čaja.

V jeho nadloží je vyvinuté stretavské súvrstvie spodného a stredného sarmatu. Obsahuje brackické plytkovodné foraminifery biozóny Elphidium reginum a Elphidium hauerinum a tam, kde súvrstvie leží priamo na lastomírskom, aj amóniovej zóny. Faunisticky sa preukázalo v okolí Kalše, Trsteného pri Hornáde, Nižnej Myšle, Slanskej Huty, Slanca, Ždane, Slivníka, Zemplínskej Teplice, Ďurkova, Skároša, Nižného Čaja, Sečoviec a Izry.

Vysladené kochanovské súvrstvie stratigrafického rozsahu stredný až vrchný sarmat sa zistilo vo vrte K-15 (Sečovce) v podloží albínovského tufu. Mikrofaunisticky zodpovedá biozóne Elphidium hauerinum a Porosononion granosum.

Spodnopanónske sladkovodné sečovské súvrstvie vystupuje na povrch medzi obcami Dargov a Trnávka. Jeho totožnosť potvrdili ostrakóda a peľové asociácie.

Š. HLADILOVÁ, S. NEHYBA a J. HLADÍKOVÁ: **Srovnání vývoje badenské sedimentace na vybraných lokalitách v karpatské předhlubni a ve vídeňské pánvi**

Na základě sedimentologických a paleontologických výzkumů a studia izotopického složení C a O fosilií a sedimentů byly porovnány vývoje badenské sedimentace ve dvou geotektonicky zcela rozdílných oblastech: jednak v několika izolovaných denudačních reliktech mořských sedimentů karpatské předhlubně, zachovaných na východním okraji Českého masívu (lokality Hostim, Nové Syrovice, Kralice nad Oslavou) a reprezentujících sedimentaci na relativně stabilním fundamentu, jednak na východním okraji vídeňské pánve (lokalita Rohožník), která patřila v průběhu neogénu k nejmobilnějším částem Západních Karpat.

Na lokalitě Hostim u Moravských Budějovic byl zachycen postupný přechod od terrestrického k marinnímu prostředí; v tomto prostoru se po relativně dlouhou dobu nacházela pobřežní linie spodnobadenského moře v etapě transgrese s charakterem progradujícího klastického pobřeží. Moře bylo mělké (hloubka do 20 m), vysoce dynamické, teplé (14 - 20 °C), dobře prosvětlené a provzdušněné, s normální nebo jen s mírně sníženou salinitou. Sedimentační poměry v Nových Syrovicích byly velmi podobné Hostimi (o něco vyšší hloubka - do 30 m, bez vlivů vyslazení), avšak spodnobádenská mořská transgrese na této lokalitě zřejmě přeplavila starší (spodnomiocenní) sedimenty (ve fauně směs prvků spodnomiocenních a spodnobadenských). V Kralicích nad Oslavou se sedimenty spodnobadenského stáří ukládaly v moři s normální salinitou, ve větší vzdálenosti od pobřeží (hloubka 60 - 90 m). V nejsvrchnější části profilu na této lokalitě je paleontologicky i izotopicky dokumentována regrese moře (hloubka 30 - 50 m).

Do okolí Rohožníka pronikla mořská transgrese ve středním badenu, vodní prostředí bylo euhalinní, vysoce dynamické, s dobrým provzdušněním a prosvětlením. Podél pobřeží vznikla relativně stabilní facie řasových vápenců, zastupující se ve směru do pánve laterálně s facií bazálních konglomerátů a pískovců. Během středního a svrchního badenu vedly diferenciace a prohloubení pánve lokálně ke snížení dynamiky a cirkulace vody (sedimentace vápnitých jílů) a k poklesu obsahu kyslíku u dna. Příležitostná oživení dynamiky pobřeží vyvolávala redepozice hrubozrnných sedimentů z pobřežní zóny do hlubších částí pánve. Koncem badenu a v sarmatu došlo ke změlčení moře, což vyvolalo vzrůst dynamiky a pokles salinity vody.

S. NEHYBA, Š. HLADILOVÁ a N. ZDRAŽÍLKOVÁ: **Odraz relativních změn hladiny v sedimentech spodního miocénu v jz. části karpatské předhlubně**

Byly zhodnoceny vývoje sedimentace eggenburgských a ottnangských sedimentů ve vrtech PMK-5A Trboušany a PMK-1 Miroslav, provedených podnikem Vodní zdroje Holešov (Žůrek, 1985; Čtyroký, 1987).

Na krystalickém podloží leží v obou vrtech hrubozrnné kaolinizované zvětraliny. V jejich nadloží byly pak zjištěny horniny nerozlišeného eggenburgu - ottnangu, které mají ve vrtu PMK-5A mocnost 154 m, ve vrtu PMK-1 108 m. V nich bylo možno vyčlenit celkem 4 sekvence.

Sekvence I (FU charakter), reprezentovaná převážně psamitickými sedimenty, případně pestrými vrstvami (PMK-5A - 35,7 m, PMK-1 - 27,7 m), představuje terrestrické facie a byla interpretována jako postupný přechod od sedimentace charakteru aluviálních splachů a výnosových kuželů do typických fluviálních sedimentů aktivního koryta. Sekvence II (CU charakter) byla zastižena pouze vrtem PMK-5A (15,8 m) a jsou v ní zastoupeny psamity a pelity interpretované jako postupný přechod offshore-shoreface (předbřeží - břežní pásmo), jde tedy o regresivní sedimenty (teterestrické). Byla v nich zjištěna poměrně bohatá fauna měkkýšů (převažuje *Turritella*

moravica), což svědčí o relativně vyšší, avšak nikoli normální salinitě. Sekvence III (PMK-5A - 55,5 m, PMK-1 - 30 m) má celkově CU charakter, přičemž do nadloží přibývá psamitů, časté jsou bioturbace, polohy lignitu a organické hmoty. Tato sekvence může být interpretována buď jako rytmické střídání depozice v prostředí bariérových ostrovů a s ním spojené plážové plošiny a chráněné laguny, nebo jako prostředí předbřeží - prodelta - deltový svah - čelo delty - akumulační rovina. V této části profilu byla zjištěna poměrně špatně zachovaná fauna (PMK-5A - congerie, melanopsidi, clithoni, hydrobie, PMK-1 - congerie, nematurelly, hydrobie, horizonty se stlačenými ostrakody, šupiny ryb), která svědčí o vyšším stupni vyslazení. Nejvýše v obou vrtech leží sekvence IV (PMK-5A - 39,4 m, PMK-1 - 40 m), v níž se vyskytují psamity interpretované jako postupný přechod z lagunárních sedimentů do sedimentů břežního pásma (shoreface).

V sekvenci III a IV byla v obou vrtech zjištěna palynospektra obsahující různé rody brakického až sladkovodního planktonu (*Botryococcus, Ovoidites, Sigmopolis*), jejichž vzájemný poměr v jednotlivých vzorcích silně kolísá. Všechna palynospektra měla bohatě zastoupeny teplomilné prvky (*Sapotaceae, Palmae, Engelhardtia*), prvky arktoterciérní byly zjištěny sporadicky. V sekvenci III byl vyšší podíl pylových zrn čeledi *Chenopodiaceae*, jejíž mnohé prvky jsou halofyta. Sekvence IV má charakter bažinného prostředí (*Myricaceae, Taxodiaceae, Lygodium, Osmunda*).

M. KOVÁČ a I. BARÁTH: **Miocénny kolaps alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny**

Viedenská a podunajská panva sa vyvíjali v úzkom vzťahu k miocénnemu úniku Západných Karpát a Maďarského stredohoria z oblasti alpskej kolízie. Šikmá kolízia Karpát s Českým masívom viedla k vývoju dextrálnych a neskôr sinistrálnych strižných zón v oblasti alpsko-karpatského styku.

Spochmiocénne dextrálne smihy na východnom okraji Severných Vápencových Álp otvorili panvy typu „wrench fault furrow". Tento typ predstavuje Vaďovská kotlina a časť spodnomiocénnej výplne dobrovodskej depresie.

V období karpatu severovýchodne orientovaný strižný event s hlavnou zónou posunu pozdĺž okraja centrálnych Karpát otvoril viedenskú panvu a depocentrá v blatnianskej depresii mechanizmom „thin skinned pull-apart".

Počas stredného a vrchného miocénu bola subsidencia centrálnej a južnej časti viedenskej panvy, ako aj podunajskej panvy spätá s kolapsom stenčenej kôry orogénu, nasledovaným termálnou subsidenciou. V blatnianskej depresii sa v tomto období opäť aktivizovala strižná zóna smeru VSV - ZJZ, avšak v sinistrálnom režime.

Dôležité je poznamenať, že migrácia panvových depocentier smerom na J bola spätá s rozšírením sedimentačného priestoru na S počas sarmatu a panónu a s miernou inverziou počas pliocénu.

Seminár Asociácie ťažkých minerálov - indikátory zdroja, transportu a sedimentačného prostredia *(Bratislava 3.2.1994)*

P. UHER a M. KOVÁČ: **Asociácie ťažkých minerálov - indikátory zdroja, transportu a sedimentačného prostredia**

Ťažké minerály v klastogénnych sedimentárnych horninách (najmä v psamitoch) môžu poskytnúť neoceniteľné informácie o pôvode a litologickom zložení zdrojových oblastí, type transportu (vodný, eolický, vulkanogénny) a druhu sedimentačného prostredia (oxidačné/redukčné, morské/sladkovodné, resp. suchozemské).

Jedným z hlavných faktorov distribúcie ŤM v sedimentoch je ich mechanická a chemická stabilita počas transportu a sedimentácie.

Na exaktnejšiu kvantifikáciu stability ŤM v sedimentárnych procesoch navrhujeme pre jednotlivé minerály index stability ťažkých minerálov (HMSI).

$$HMSI = (cVH \cdot MI \cdot Ch) / (CI \cdot EI),$$

kde cVH je Vickersova mikrotvrdosť/100 príslušného minerálu, MI je index ich kujnosti, resp. krehkosti (MI = 1 pri krehkých a MI = 10 pri kujných ŤM), Ch je stupeň chemickej reaktivity minerálu (1 - chemicky nestály, 3 - stredne stabilný, 10 - veľmi stabilný), CI je index štiepateľnosti ŤM (1 - neštiepateľný, 2 - nedokonale štiepateľný, 5 - dobre štiepateľný, 10 - výborne štiepateľný) a EI je priemerný index predĺženia, resp. elongácia ŤM (1 - 2 - 5 - 10). Hoci je zrejmé, že navrhovaný HSMI je len semikvantitatívna, približná a priemerná veličina, ktorá zjednodušuje a ignoruje ďalšie možné faktory, vypočítané hodnoty sú zväčša v dobrej zhode s empiricky pozorovanými ultrastabilnými, stabilnými a nestabilnými ŤM. Napr. priemerný HSMI chrómspinelu je 140, zlata 109, zirkónu 70, turmalínu 55, rutilu 46, granátu 33, apatitu a staurolitu 4, amfibolu a pyroxénu 2, scheelitu 1 a cinabaritu len 0,08. Ale jeho vhodnosť a slabiny môže v budúcnosti ukázať iba ďalšie testovanie a aplikácia HMSI.

Ďalšou pomerne novou a doteraz málo používanou metódou špecifikácie zdrojov ŤM je typologická analýza zirkónu, ktorý sa vyskytuje takmer vždy v podobe idiomorfne vyvinutých kryštálov. Metóda, pôvodne aplikovaná na primárne magmatické, najmä granitoidné horniny (Pupin, 1980, 1988), umožňuje indikovať paleogeografické zmeny zdrojových oblastí v čase a priestore, korelovať ich so známymi súčasnými výskytmi plutonitov a vulkanitov, ale aj nepriamo poukázať na rozsiahlosť, resp. geologickú pestrosť zdrojovej oblasti.

Podobne aj geochemické štúdium indexových ŤM, napr. zo skupiny spinelu, granátu, turmalínu, amfibolu a pyroxénu, poskytne oveľa konkrétnejšie informácie o zdrojových horninách a geologických komplexoch ako napr. doterajšie konštatovanie o výskyte nešpecifikovaného „granátu".

Uvedené nové prístupy k štúdiu ŤM, najmä ich zdrojov, boli aplikované na príkladoch niektorých neogénnych panví západného Slovenska (viedenská, podunajská, bánovská).

Seminár Tektonika vnútorných zón Západných Karpát *(Bratislava 31.3.1994)*

R. PROKEŠOVÁ: **Štruktúrna analýza krížňanského príkrovu v jeho príkoreňovej a dorzálnej časti (Banská Bystrica - Ružomberok)**

Štúdium štruktúrneho záznamu deformačných procesov v mezozoických, prevažne karbonátových súvrstviach krížňanského príkrovu sa sústredilo do dvoch oblastí. Prvou je okolie Banskej Bystrice, ktoré predstavuje príkoreňovú zónu superficiálneho príkrovu, druhou okolie Ružomberka a Korytnice, ktoré je dorzálnou časťou príkrovu.

V obidvoch oblastiach sa v študovaných súvrstviach krížňanského príkrovu zachovali štruktúry niekoľkých deformačných štádií.

Ako relatívne najstaršie zachované mezoštruktúry sa javia tie, ktoré indikujú kompresiu smeru SZ - JV až takmer S - J. Ide najmä o vrásové štruktúry s osami zhruba smeru VSV - ZJZ až V - Z (vrásy F_1) a s nimi geneticky spätú štruktúrne prvky, ako je pôlnicová až krenulačná kliváž S_1 (kliváž osovej roviny vrás F_1), ktorá je subparalelná s osovými rovinami vrás F_1, a intersekčná lineácia kliváž - vrstvovitosť L_1, subparalelná s vrásovými osami vrás F_1. Tieto kompresné štruktúry, najvýraznejšie vyvinuté v prikoreňovej zóne, sú pravdepodobne odrazom deformačných procesov súvisiacich s pokračujúcim kompresívnym tektonickým režimom po uzavretí zliechovského rogu (Plašienka, 1985).

Niektoré štruktúry vyššieho rádu ako čiastkové jednotky a digitácie možno pokladať za odraz o niečo staršej deformačnej etapy súvisiacej so subdukciou. Je pravdepodobné, že aj čiastkové jed-

notky krížňanského príkrovu v okolí Banskej Bystrice, ktoré vyčlenil Jaroš (1971), sú geneticky späté s touto etapou deformácie.

Štruktúrny záznam mladších deformačných štádií je najvýraznejší v málo kompetentných slienitých horninách neokómu. Všeobecne možno povedať, že mladšie štruktúry majú prevažne extenzný charakter (poklesy, extenzné strižné pásy, súbory subparalelných kalcitových žiliek, extenzná krenulačná kliváž). V menšej miere sú zastúpené aj niektoré typy kompresných štruktúr, ako vrásy F_2 s osami smeru SSZ - JJV až SZ - JV, štruktúry S-C mylonitov a pomerne bežná subhorizontálna stylolitická bridličnatosť. Ich orientácia korešponduje s orientáciou extenzných štruktúr.

Kompresné aj extenzné štruktúry indikujú orientáciu extenzie smeru SZ - JV alebo subvertikálnu orientáciu kompresie SV - JZ. Možno konštatovať, že mladšie štruktúry poukazujú na zmenu tektonického režimu v neskorších deformačných etapách. Takúto zmenu tektonického režimu predpokladajú viacerí autori (napr. Kováč a Hók, 1993). Podľa ich interpretácie v miocéne rotovala maximálna kompresná zložka napätia σ_1 zo smeru SZ - JV do smeru SV - JZ a neskôr do subvertikálnej pozície.

J. MADARÁS: Alpínska tektonika vo veporiku

Veporická jednotka predstavuje alpínsky intenzívne prepracovanú doménu. Hercýnske štruktúrne prvky sú zastreté a včlenené do alpínskeho štruktúrneho plánu. Relikty blokov s hercýnskou stavbou sa zachovali len v „tektonických tieňoch" alpínskeho prepracovania.

Paleoalpínska deformácia mala dve po sebe nasledujúce etapy - presuny v transpresnom režime v smere od JV na SZ, resp. od J na S a následnú extenziu generálne v smere V - Z ako výsledok relaxácie napätí.

Jednotný alpínsky tektonický štýl je evidentný z porovnania množstva štruktúrnych údajov z metamorfovaných komplexov, granitoidov, ako aj z obalových sekvencií struženíckej a veľkobockej jednotky. Najmladšie záznamy kompresnej tektoniky sú v karbonátoch neokómu jednotky Veľkého boka. Smerovo sú totožné s údajmi z kryštalinika zo všetkých veporických komplexov. Porovnaním štruktúrnych, petrologických, sedimentárnych a geochronologických dát z vnútorných zón Západných Karpát možno násunovú etapu vo veporiku datovať do mladokimerského orogénu (vrchná jura - spodná krieda).

Následná extenzná tektonická fáza sa prejavila vznikom minerálnych lineácií a striácií v smere V - Z, extenzných žíl, gravitačným skĺzavaním más hornín kryštalinika aj obalu, poklesovými zlomami. Tieto procesy prebiehali od strednej kriedy po paleogén, keď sa kombinovali aj s horizontálnymi posunmi na už vzniknutých diskontinuitách (napr. pohorelský a muránsko-divínsky tektonický systém).

Neoalpínska tektonická fáza vo veporiku pokračovala v transtenznom režime. Charakterizujú ju strmo sklonené poklesové zlomy smeru SV - JZ, SSV - JJZ, SZ - JV so zložkou horizontálneho strihu.

J. HÓK A P. KOVÁČ: Výsledky štruktúrneho výskumu centrálnych vnútorných Karpát a ich interpretácia

Výskum sa zameral na otázku smeru presunu tektonických jednotiek paleozoika gemerika, silicika, tornaika, meliatika a príkrovu Bôrky.

Pomocou metodík štruktúrnej geológie sme analyzovali deformačný postih hornín vybraných lokalít Spišsko-gemerského rudohoria, Slovenského krasu, oblasti Rudabányе a Bukovských vrchov. Možno konštatovať, že tektonickú stavbu vnútorných Karpát na našom území (oblasť Slovenského krasu) vytvorili severovergentné násuny v kimerskej fáze alpínskeho orogénu. Tektonická stavba na maďarskom území (oblasť Rudabányе a Bukovských vrchov) je výsledkom juhovergentných násunov. Deliacim elementom je línia Darnó, ktorá sa v tektonickej histórii viac ráz rejuvenizovala. Z tohto pohľadu sa darnóovská línia javí ako tektonický ekvivalent insubrickej línie.

Z. NÉMETH: Štruktúrnogeologické pomery východného okraja nižnoslanskej depresie

Deformačnou analýzou sme v nižnoslanskej depresii vyčlenili tri alpínske deformačné štádiá. Analýza paleonapäťových polí počas deformačných fáz poukazuje na ich rotáciu.

1. Najstaršie duktilno-krehké pretvorenie D_1 s generálnym smerom extenznej zložky hlavného napätia V - Z sa prejavilo oblátnym charakterom deformácie mladopaleozoických klastík. Deformačné štádium spájame s prejavmi strednotlakovej a vysokotlakovej metamorfózy (Vozárová, 1993) spätej s uzatváraním meliatskej domény (v zmysle Mocka a Reichwaldera, 1992; Rakúsa, 1993), pričom datovanie týchto procesov (Maluski et al., 1993; Dallmeyer, osobná informácia) vykázalo strednojurský a vrchnojurský vek.

2. Mladšie, krehké deformačné štádium D_2 s orientáciou extenznej zložky hlavného napäťového poľa smeru SZ - JV spôsobilo vznik strižných systémov smeru SV - JZ a SZ - JV a mylonitizáciu hornín v miestach križovania sa disjunktívnych plôch obidvoch strižných systémov.

3. Opätovná reorientácia extenznej zložky napätia do smeru V - Z spôsobila v krehkom deformačnom štádiu D_3 vznik systémov zlomov smeru S - J a vertikálne pohyby blokov ohraničených kombináciou týchto zlomov a starších disjunktívnych plôch smeru SV - JZ a SZ - JV.

Ľ. GAZDAČKO: Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika

Gemerikum má výraznú pásmovú stavbu, často s veľmi úzkymi litologickými pruhmi. Geofyzikálne metódy, geologické mapovanie v mierke 1:10 000, geochemické, petrologické a ložiskovomineralogické práce ukázali, že vznik oblúka, resp. tektonický obraz gemerika (Grecula, 1973, 1982; Grecula a Kucharič, 1985, 1989) významne podmienili regionálne strižné zóny, ktoré boli počas paleoalpínskych udalostí v Západných Karpatoch pravdepodobne späté s globálnou transpresiou.

Foliácie mali na súbornom tektonograme dva hlavné smery, a to SZ - JV a S - J. Foliácie S_1, smeru V - Z, reprezentujúce metamorfnú bridličnatosť, koincidujú so smerom klivážových plôch vrás F_1, smeru V - Z. Mylonitová foliácia S_2 prebieha šikmo (pod uhlom 45°) na foliáciu S_1.

Lineácie vykázali tri hlavné smery. Najvýznamnejšie sú lineácie smeru SZ - JV s miernym sklonom (15 - 20°) a pozične vyvinuté na plochách mylonitovej foliácie.

Najstaršími ohybovými štruktúrami sú vrásy, so smerom osových rovín V - Z, km až metrového rádu s osami sklonenými na V (10 - 15°; F_1 vrásy). Ich osové roviny boli pretransformované mladšími pohybmi do smeru KMSZ už ako „a" vrásy.

Pozorované štruktúrne prvky sme rozdelili do troch skupín, ktoré by mohli zodpovedať nasledujúcim trom deformačným štádiám.

Deformačné štádium D_1 bolo späté s kompresnými procesmi a ich výsledkom bolo vrásnenie sedimentačnej výplne bazéna. Vznikali symetrické veľmi otvorené vrásy F_1.

Pre deformačné štádium D_2 je charakteristický vznik foliácie s_2, ktorú možno označiť aj termínom mylonitová foliácia, generálne ležiace na s_1 pod uhlom asi 45°. Na plochách mylonitovej foliácie sa nachádza lineácia $L_{1,2}$, ktorú zvýrazňuje rozvliekanie kremeňa a živcov v rule, kremenných obliakov v zlepenci, budináž kompetentných vrstiev a sľúd v kvarcitoch a tlakové tiene okolo živcových výrastlíc. Prechod od krehkoplastických do krehkých, a teda posledných štádií tejto deformačnej fázy sme dokumentovali na zalomených vrásach F_3 (vrásy typu V, resp. vrásy „chevron") a zalomených pásoch.

Deformačné štádium D_3 predstavujú nízkostupňové strižné zóny (sivecko-folkmárska a kavečianska) so sinistrálnym zmyslom pohybu, ale so smerom hraníc SZ - JV.

Najstaršiu, variskú (predovšetkým príkrovovú) stavbu modifikovali mladšie (neskorovariské), prevažne transpresné a krehké (ranoalpínske) strižné zóny.

Činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS) roku 1993

Tak ako v predchádzajúcich rokoch činnosť SGS prebiehala v rámci výboru SGS v 5 pobočkách a 11 odborných skupinách.

Výbor SGS zabezpečoval dve celoslovenské akcie. Prvá sa týkala účasti SGS na 8. zasadaní Asociácie európskych geologických spoločností v Budapešti 19. - 26. septembra 1993. Zadaniu predchádzal seminár („generálka") v Bratislave 9. septembra 1993. Seminár, ako aj zasadanie mali tému Vývoj medzihorských panví na príklade panónskej panvy. V Budapešti prednieslo 26 prednášok 25 odborníkov zo Slovenska (bližšie informácie pozri v Mineralii Slovaca, 25, 1993, Geovestník s. 16 v minulom ročníku).

Druhá akcia sa týkala slávnostného zhromaždenia pri príležitosti 100. výročia úmrtia Dionýza Štúra spojeného so seminárom. Odznelo na ňom 8 prednášok a súčasne sa konala výstava Dionýz Štúr - významný slovenský geológ. Na akcii bolo 153 účastníkov.

Banskobystrická pobočka (predseda M. Háber)

Pobočka usporiadala dvojdňový seminár s 27 prednáškami, prednášku a burzu minerálov (spolu 199 účastníkov). Seminár bol na tému Metalogenéza a prognózy rudných surovín veporského pásma a jadrových pohorí.

Bratislavská pobočka (predseda P. Reichwalder)

Pobočka usporiadala 7 seminárov, prednáškové popoludnie a prednášku zahraničného hosťa (prof. M. Götzinger). Na 44 prednáškach bolo spolu 372 účastníkov. Semináre mali tieto témy:
- Geologický vývoj a stavba Slanských vrchov a Košickej kotliny,
- Kryštalinikum Západných Karpát - nové údaje a ich interpretácia,
- Geológia mezokenozoických sedimentačných priestorov alpskokarpatskej styčnej oblasti,
- Stratiformná a žilná mineralizácia v perne Západných Karpát,
- Hercýnsky granitový magmatizmus Západných Karpát - petrologické a geodynamické aspekty,
- Poznatky a skúsenosti zo študijných pobytov a práce slovenských geológov v zahraničí,
- Pieninské bradlové pásmo.

Košická pobočka (predseda Ľ. Divinec)

Pobočka usporiadala tri prednášky (76 účastníkov).

Spišskonovoveská pobočka (predseda M. Radvanec)

Pobočka usporiadala dvojdňový seminár s 30 prednáškami, interný seminár a samostatnú prednášku (37 prednášok s 85 účastníkmi). Témy seminárov:
- Stavba, metalogenéza a prognózy nerastných surovín gemerika,
- Hydrogeologické, inžinierskogeologické a geochemické práce pri riešení problematík životného prostredia.

Žilinská pobočka (predseda Á. Tužinský)

Pobočka v spolupráci so Slovenskou asociáciou hydrogeológov usporiadala seminár, prednáškové odpoludnie a samostatnú prednášku (22 prednášok s 69 účastníkmi). Téma seminára:
- Výsledky regionálneho hydrogeologického výskumu a prieskumu z oblasti Turčianskej kotliny, M. Fatry, V. Fatry, Kremnických vrchov a Žiaru.

Odborné skupiny

Geofyzikálna (predseda M. Deščík)

Odborná skupina zorganizovala seminár s 5 prednáškami (26 účastníkov). Seminár bol zameraný na témy: Geofyzika pri riešení geofaktorov životného prostredia v Spišsko-gemerskom rudohorí; Hlavné výsledky projektu Bratislava, životné prostredie; Seizmické ohrozenie v oblasti Vysokých Tatier a Nízkych Tatier; Detailné seizmické rajónovanie a seizmická bezpečnosť energetických stavieb; Geofyzikálny prieskum a jeho miesto v programe ukladania nukleárneho odpadu.

Geochemicko-mineralogická (predseda Š. Méres)

Odborná skupina zorganizovala odborný seminár s 8 prednáškami (13 účastníkov). Téma seminára:
- Aktuálne problémy geochémie.

Hydrogeologická (predseda P. Malík)

Odborná skupina zorganizovala 4 samostatné prednášky (35 účastníkov), 2 semináre (7 prednášok a 60 účastníkov), 3 prednáškové popoludnia (14 prednášok a 57 účastníkov). Dovedna bolo 25 prednášok a 152 účastníkov. Témy seminárov:
- Podzemné vody - problémy znečistenia a sanácie.
- Znečistenie podzemných vôd a jeho odstraňovanie.

Inžinierskogeologická (predseda R. Holzer)

Odborná skupina usporiadala seminár s 8 prednáškami (16 účastníkov). Téma seminára:
- Monitorovanie geofaktorov životného prostredia.

Ložisková (predseda M. Gargulák)

Odborná skupina usporiadala seminár s 5 prednáškami, 1 prednáškové popoludnie so 7 prednáškami a 2 samostatné prednášky - jednu z nich predniesol zahraničný hosť prof. A. H. Rankin (spolu 14 prednášok a 96 účastníkov). Téma seminára:
- Poznatky a skúsenosti zo študijných pobytov a práce slovenských geológov v zahraničí (v spolupráci s bratislavskou pobočkou).

Paleontologická (predseda J. Michalík)

Odborná skupina usporiadala 2 semináre (z toho 1 terénny) s 8 prednáškami, 1 prednáškové popoludnie s 2 prednáškami a 4 samostatné prednášky (84 účastníkov). Témy seminárov:
- Poznatky z medzinárodných vedeckých stretnutí roku 1993 a perspektívy paleontologického výskumu.
- Aktuálna paleontologická a paleogeografická problematika kadlubskej sekvencie (usporiadaný na južnom úpätí Jelenca).

Ropná geológia (predseda P. Ostrolucký)

Odborná skupina usporiadala seminár s 5 prednáškami (33 účastníkov). Témy seminára:
- Aktuálne problémy vyhľadávania a prieskumu prírodných uhľovodíkov.

Sedimentologická (predseda M. Kováč)

Odborná skupina usporiadala seminár s 11 prednáškami (22 účastníkov) a prednášku zahraničného hosťa dr. Cloetingha (11 účastníkov). Téma seminára:
- Eustatiská, klimatická a tektonická kontrola sedimentácie v molasových panvách.

Štruktúrna geológia (predseda D. Plašienka)

Odborná skupina usporiadala 2 semináre s 12 prednáškami (71 účastníkov) a prednášku zahraničného hosťa dr. Cowana (18 účastníkov). Témy seminárov:
- Postavenie veporika v západokarpatskom systéme,
- Terciérna tektonika Západných Karpát.

Vulkanologická (predseda L. Šimon)

Odborná skupina usporiadala seminár spojený s filmom (4 prednášky a 35 účastníkov), prednášky a film (4 prednášky a 25 účastníkov), seminár (4 prednášky a 18 účastníkov), 2 samostatné prednášky (26 účastníkov). Dovedna bolo 14 prednášok so 104 účastníkmi. Témy seminárov:
- Nové poznatky o stredoslovenských neovulkanitoch.
- Etna - film a o Slanských vrchoch.

Zberatelia nerastov a skamenelín (predseda J. Miškovic)

Odborná skupina usporiadala 3 akcie:
- 10. stretnutie zberateľov nerastov a skamenelín v Bratislave. Organizátor J. Miškovic.
- 9. burza minerálov v Banskej Bystrici. Organizátor M. Okruhlica.
- Dvojdňová burza nerastov a skamenelín v Košiciach. 1 deň bola exkurzia na lokalitu Dubník. Organizátor R. Ďuďa.

O. Franko a M. Mašurová

Naši jubilanti

70 rokov

Doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc.	2.2.1924
Prof. RNDr. Augustín Gorek, CSc.	4.7.1924
RNDr. Ladislav Kamenický	19.12.1924
Prof. Ing. Milan Matula, DrSc.	20.5.1924
RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.	6.10.1924

60 rokov

RNDr. Vendelín Bátory	7.3.1934
Pg. Aurel Brlay	4.4.1934
RNDr. Emília Čierna, CSc.	1.1.1934
Ing. Mikuláš Erdös	2.7.1934
akad. sochár Milan Greguš	19.9.1934
RNDr. Anna Hyánková, CSc.	15.1.1934
Ing. Kvetoslava Hyánková, CSc.	18.5.1934
RNDr. Rudolf Jiříček	30.1.1934
Ing. Július Maljkovič	6.6.1934
Prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.	20.8.1934
RNDr. Juraj Orvan	11.1.1934
RNDr. Miroslav Pulec, CSc.	8.5.1934
RNDr. Miroslav Račický, CSc.	9.2.1934
RNDr. Miloš Rakús, CSc.	8.11.1934
Pg. Gabriela Slivovská	14.2.1934
RNDr. Jozef Sluka, CSc.	19.8.1934
RNDr. Eva Šamajová, CSc.	6.4.1934
RNDr. Dionýz Vass, DrSc.	30.10.1934

50 rokov

RNDr. Zora Aczelová	27.3.1944
RNDr. František Caňo	31.10.1944
RNDr. Peter Čížek	12.5.1944
RNDr. Milan Demian	14.7.1944
RNDr. Ivan Dianiška	6.7.1944
RNDr. Ján Dujčík	14.1.1944
RNDr. Rudolf Ďuďa	24.4.1944
Doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc.	22.4.1944
Doc. RNDr. Peter Holec, CSc.	18.2.1944
RNDr. Ivan Hotra	30.5.1944
P.g. Jana Hudíková	28.3.1944
RNDr. Michal Kaličiak	2.4.1944
Ing. Mária Kazmuková	3.6.1944
RNDr. Michal Kurkin, CSc.	28.8.1944
RNDr. Jaroslav Lexa, CSc.	16.1.1944
RNDr. Dušan Obernauer, CSc.	9.7.1944
Pg. Mária Rohalová	12.2.1944
P. g. Miroslav Sláma	6.3.1944
RNDr. Ivan Vadovič	14.11.1944
RNDr. Dušan Žák	27.8.1944

Všetkým jubilantom v mene výboru Slovenskej geologickej spoločnosti a celej Slovenskej geologickej pospolitosti prajeme všetko najlepšie, ďakujeme za doterajšiu spoluprácu a do ďalších rokov vinšujeme pevné zdravie, rodinnú pohodu a chuť do ďalšej činnosti na prospech slovenskej geológie.

O. Samuel

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na II. polrok 1994

V II. polroku 1994 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Banská Bystrica, Bratislava, Spišská Nová Ves, Košice a Žilina) a odborné skupiny (geofyzikálna, geochemicko-mineralogická, hydrogeologická, inžinierskogeologická, paleontologická, ropnej geológie, sedimentologická, štruktúrnej geológie, vulkanologická a zberateľov nerastov a skamenelín) pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti tieto akcie:

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. Milan Háber, CSc.)

Október 1994
Valné zhromaždenie členov pobočky SGS v Banskej Bystrici. Správa za uplynulé obdobie, voľba nového výboru pobočky, prednáška M. Hábera: Hlavné výsledky rokovania IX. sympózia Medzinárodnej asociácie vzniku rudných ložísk (IAGOD) v Pekingu (ČĽR).

27.10.1994
Seminár Genéza hydrotermálneho zrudnenia v Štiavnicko-hodrušskom rudnom revíre. Zabezpečuje M. Jeleň.

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.)

13.10.1994
Plenárne zhromaždenie bratislavskej pobočky SGS. Voľba výboru pobočky a výborov odborných skupín.

10.11.1994
Plenárne zhromaždenie SGS. Voľba výboru SGS.

17.11.1994
Seminár Nové poznatky o meliatiku v karpatsko-východoalpskej oblasti. Zabezpečuje R. Mock a P. Reichwalder.

12.12.1994
Fórum mladých geológov. Výsledky vedecko-výskumnej práce mladých pracovníkov a študentov postgraduálneho štúdia (seminár). Zabezpečuje P. Reichwalder.

14.12.1994
Seminár Organické látky a zrudnenie. Zabezpečuje I. Rojkovič.

ODBORNÉ SKUPINY

Geofyzikálna (predseda RNDr. M. Deščík)

27.10.1994
Geofyzikálny seminár. Zabezpečuje M. Deščík.

Geochemicko-mineralogická (predseda RNDr. Š. Méres)

22.9.1994
Seminár Aktuálne problémy geochémie. Zabezpečuje J. Babčan.

12.10.1994
Seminár REE v metamorfovaných horninách paleozoika Západných Karpát. Zabezpečuje Š. Méres.

2.11.1994
Ľ. Hraško: Rochovecká granitová intrúzia - nové údaje (vek, zdroj).
J. Határ: W-mineralizácia na ložisku Rochovce - porovnanie s inými lokalitami.

16.11.1994
J. Gubač: O geochemickom atlase tatrickej časti Nízkych Tatier.

30.11.1994
J. Ďurkovičová a A. Vozárová: Izotopové zloženie karbonátov karbónu a mezozoika v gemeriku.

Hydrogeologická (predseda RNDr. P. Malík)

20.10.1994
Seminár Organické látky a znečistenie v podzemných vodách.

15.12.1994
Prednáškové popoludnie: Hydrogeológia vo svete - stav poznatkov a metód výskumu a prieskumu.
Obe akcie zabezpečuje P. Malík.

Inžinierskogeologická (predseda doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.)

29.9.1994
J. Frankovská: Mechanické vlastnosti kolapsibilných zemín.
M. Krippel: Výsledky dlhodobého monitoringu svahových deformácií.

7.11.1994
M. Martinovič: GIS a jeho využitie v inžinierskej geológii. Všetky akcie zabezpečuje V. Jánová.

Paleontologická (predseda RNDr. Jozef Michalík, DrSc.)

3. - 9.10.1994
Stretnutie Projektu 362 (Tethyan and Boreal Cretaceous Correlation), Smolenice. Zabezpečuje J. Michalík.

26.10.1994
L. Ožvoldová a E. Halásová: Nové výsledky vo výskume vrchnojurských a spodnokriedových rádiolárií a vápnitého nanoplanktonu. Zabezpečuje D. Reháková.

23.11.1994
N. Hudáčková a K. Zágoršek: Nové poznatky o terciérnej biostratigrafii na základe (nevápnitých) dinoflagelát a machoviek. Zabezpečuje D. Reháková.

8.12.1994
Seminár Paleontológia v Európe: Poznatky z medzinárodných vedeckých stretnutí v roku 1994 a perspektívy nášho výskumu. Zabezpečuje J. Michalík.

Ropná geológia (predseda RNDr. Peter Ostrolucký)

3.11.1994
Seminár Aktuálne problémy v naftovej geológii. Zabezpečuje P. Ostrolucký.

Sedimentologická (predseda RNDr. Michal Kováč, CSc.)

6.10.1994
A. Vozárová, O. Fejdiová a S. Karoli: Začiatok mezozoického sedimentačného cyklu. Zabezpečuje A. Vozárová.
Seminár Transportné mechanizmy v paleogénnom sedimentačnom priestore Západných Karpát. Zabezpečuje M. Kováč.

Štruktúrna geológia (predseda RNDr. Dušan Plašienka, CSc.)

24.11.1994
Štruktúrny seminár. Zabezpečujú D. Plašienka a J. Hók.

Vulkanologická (predseda RNDr. Ladislav Šimon)

1.12.1994
Seminár Hydrovulkanizmus na Slovensku. Zabezpečuje L. Šimon.

Zberateľov nerastov a skamenelín (predseda RNDr. Ján Miškovic, CSc.)

3.12.1994
Burza bude v budove Slovenského národného múzea. Zabezpečuje O. Miko.

Košická pobočka

Október 1994
Valné zhromaždenie členov SGS košickej pobočky. Voľba nového výboru. Zabezpečujú S. Jacko a M. Kaličiak.

Spišskonovoveská pobočka (predseda Ing. Martin Radvanec, CSc.)

Október 1994
Valné zhromaždenie členov SGS spišskonovoveskej pobočky. Voľba nového výboru. Zabezpečuje M. Radvanec.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. Ábel Tužinský)

September 1994
Valné zhromaždenie členov SGS žilinskej pobočky. Voľba nového výboru.
M. Páleník: Súbor regionálnych máp 1:50 000 Malej Fatry a priľahlých kotlín. Zabezpečuje Á. Tužinský.

November 1994
Valjašek: Vodné dielo Gabčíkovo - technické opatrenia na Dunaji a riečnych ramenách (videozáznam). Zabezpečuje M. Demián.

O. Franko a M. Mašurová

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.

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 (necpakovať 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. Veľmi najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší 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, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne 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 420 x 300 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vytiahnuť.
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 obrázka.
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 inprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňovať.
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).
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", "zaslané do tlače" sú nepodstatné 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, 135 s.
   Časopis
   Veba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodisperzné rýolity. In: Romanov, V. (ed.): Stratiformné ložiská geneziká. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Simka, T. 1985: Žilné ložiská jedľovského príkrovu generika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých autorov 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 dtuje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza Ibn Kubka, J. 1975.