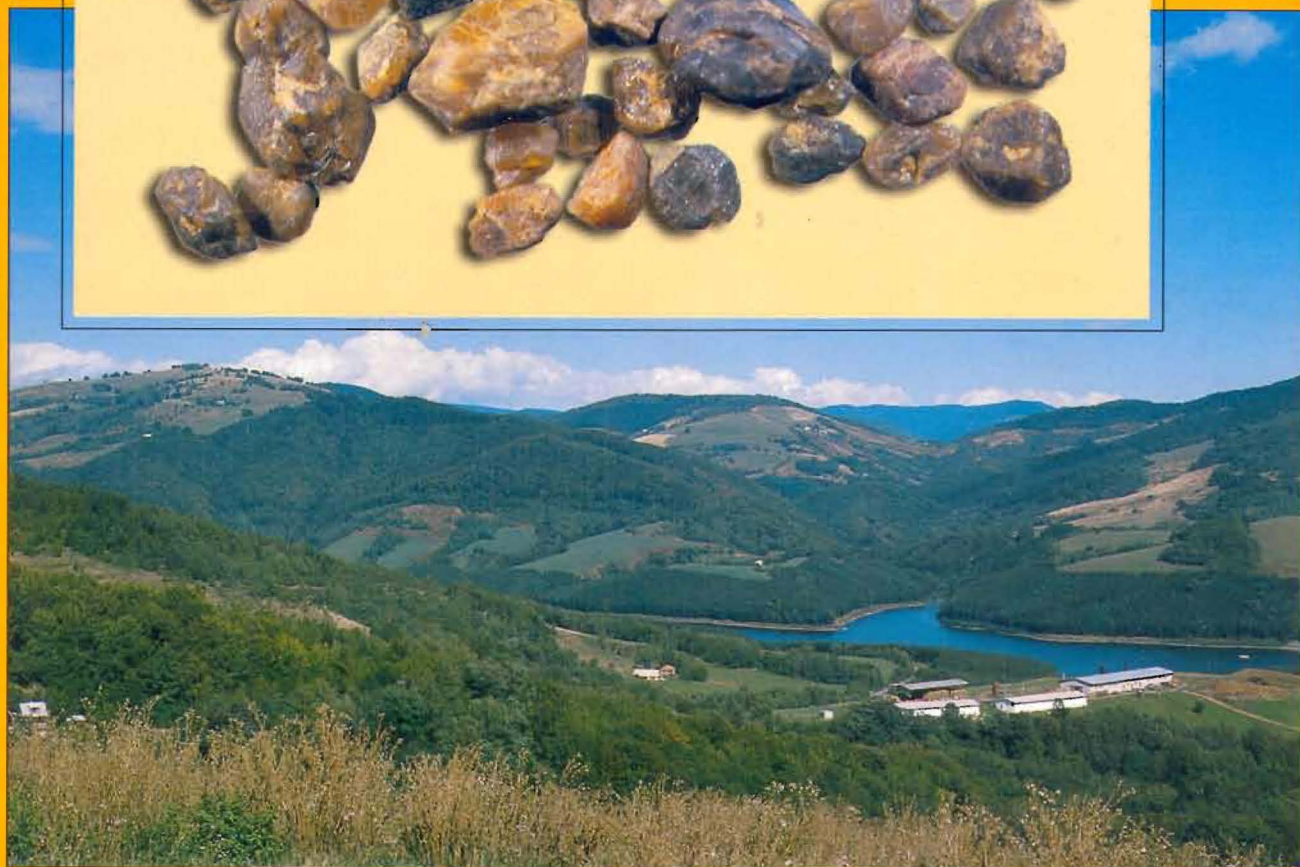


5/33/2001
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Šľichová prospekcia a akcesorické minerály
Heavy mineral prospecting and accessory minerals

Banský Studenec

14.–16. november 2001



**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 GREČULA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman

Michal Kaličiak

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Jozef Daniel, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvoždara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Vlastimil Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Lanc, Geocomplex, a. s., Bratislava
František Marko, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Karol Marsina, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Lubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Miroslav Pereszlenyi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ján Soták, Geologický ústav SAV, Banská Bystrica
Dionýz Vass, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor – Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie – Production editor

Alena Wolfová

Jazykový redaktor – Lingual editor

Pavol Kušnir – Zoltán Németh

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman

Jozef Franzen

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
MŽP SR, Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica
Envigeo, s. r. o., Banská Bystrica
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.

Predplatné v roku 2001: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 90,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 250,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčíslo je 100,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.

Subscription for 2001 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 and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.

Advertising: Contact managing editor Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia; Phone: ++ 421/55/625 00 46. © Geocomplex, a. s., Bratislava.

ČLÁNKY – ARTICLES

Horáková, M.

Vzpomínka na první dva organizátory a propagátory šlichové prospekce na Slovensku a v českých zemích – Ing. Ján Slávik a RNDr. Ivana Tenčíka

Remembrance of first two organizers and propagators of heavy mineral prospecting in Slovakia and Czech areas – Ing. Ján Slávik and RNDr. Ivan Tenčík 411

Abraham, M.

Regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic

Regionálna šlichová prospekcia v Českej republike 413

Knésl, J. & Knéslová, A.

Niekoľko poznámok o prospekčných možnostiach šlichovania na Slovensku

Several remarks about the prospecting possibilities of panning in Slovakia 423

Švestka, J.

Mikroanalýzy koncentrátů těžkých minerálů

Microanalyses of heavy mineral concentrates 426

Žáček, M.

Heavy minerals and metallogenic model of territory

Šlichová prospekcia a metalogenetický model územia 429

Pramuka, S.

Vplyv zrudnenia banskoštiavnickej oblasti na zloženie riečnych sedimentov

Influence of ore mineralization in Banská Štiavnica region on stream sediments composition 433

Chlupáčová, M., Kašparec, I., Hanák, J., Abraham, M. & Švestka, J.

Thorium a uran ve šlichových koncentrátech a jejich význam pro geologii a životní prostředí

Th and U contents in heavy mineral concentrates and their impact on geology and environmental hazards 437

Fediuk, F.

Enigma šlichových koncentrací v centrální části české křídové pánve

Enigmatic heavy-mineral concentrations in the central part of the Czech Cretaceous Basin 445

Dudek, A.

Anomálie těžkých minerálů jako indikátory zlomové stavby a metamorfní zonálnosti v krystaliniku Českého masívu

Heavy minerals anomalies as indicators of fault structures and metamorphic zones in the crystalline complexes of the Bohemian Massif 449

OBÁLKA: 1. Panoramatický pohľad na veporikum v oblasti Klenovca (foto P. Hvoždára). 2. Úlomky kryštálov monazitu (skutočná veľkosť 1–4 mm) z deluviálnych sedimentov – lokalita Podrečany (foto L. Osvald).

COVER: 1. Panoramic view on Veporicum in the area of Klenovec (photo: P. Hvoždára). 2. Fragments of monazite crystals (real dimensions are 1–4 mm) from deluvial sediments – locality Podrečany (photo: L. Osvald).

ŠLICHOVÁ PROSPEKCIA A AKCESORICKÉ MINERÁLY

HEAVY MINERAL PROSPECTING AND ACCESSORY MINERALS

Špeciálne číslo Mineralia Slovaca – Special issue of the Mineralia Slovaca

Odborný garant – Scientific guarantee

Pavel Hvoždára

Organizátori – Organizers

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
GEOMIN družstvo, Jihlava

Spoluorganizátori – Co-organizers

Prírodovedecká fakulta UK
Geologický ústav SAV
Ministerstvo životného prostredia SR, sekcia geológie a prírodných zdrojov
Ministerstvo životného prostredia ČR, odbor geológie

Organizačný výbor – Organizing committee

Pavel Bačo, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Košice (predseda – chairman)
Miloš Abraham, GEOMIN družstvo, Jihlava
Pavel Hvoždára, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Igor Broska, Geologický ústav SAV, Bratislava
Miroslav Žáček, GEOMIN družstvo, Jihlava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR,
sekcia geológie a prírodných zdrojov, Bratislava
Petr Šponar, Ministerstvo životného prostredia ČR, odbor geológie, Praha

ŠLICHOVÁ PROSPEKCIA A AKCESORICKÉ MINERÁLY

HEAVY MINERAL PROSPECTING AND ACCESSORY MINERALS

PRÍSPEVKY Z KONFERENCIE – PROCEEDINGS OF THE CONFERENCE
BANSKÝ STUDENEC, 14. – 16. novembra 2001

Zostavili – Edited by

Pavel BAČO
Pavel HVOŽĐARA
Miloš ABRAHAM
Igor BROSKA

Mineralia Slovaca, Bratislava 2001

Bakos, F. & Žitňan, P.

Supergénne obohatené zóny – možný zdroj zlata v rozsypoch v oblasti Tribeča

Supergene enriched zones – possible source of gold in placers in Tribeč Mts. 453

Stankovič, J. & Andráš, P.

Inklúzie zlata v arzenopyrite v asociácii minerálov telúru v zrudnení Jasenie–Kyslá, Nízke Tatry

Gold inclusions in arsenopyrite associated by tellurian minerals from Jasenie–Kyslá deposit, Nízke Tatry Mts. 459

Broska, I.

Paragéneza a typomorfizmus vzácneprvkových akcesorických minerálov v granitoch Západných Karpát

Paragenesis and typomorphism of the REE-accessory minerals of the Western Carpathian granites 462

Sulovský, P.

Accessory minerals of the Třebíč durbachite massif (SW Moravia)

Akcesorické minerály z trebíčskeho durbachitového masívu (jz. Morava) 467

Aubrecht, R.

Jurassic heavy mineral distribution provinces in the Western Carpathians

Distribučné provincie ťažkých minerálov v jurských sedimentoch Západných Karpát 473

Jablonský, J., Sýkora, M. & Aubrecht, R.

Detritické Cr spinely v sedimentárnych horninách mezozoika Západných Karpát (prehľad nových poznatkov)

Detritic Cr-spinels in Mesozoic sedimentary rocks of the Western Carpathians (overview of the latest knowledge) 487

Spišiak, J., Soták, J., Biroň, A. & Mikuš, T.

Cr spinely zo serpentinitických pieskovcov šambronskej zóny

Cr-spinels from serpentinitic sandstone of the Šambron Zone (Eastern Slovakia) 499

Stankovič, J., Ivan, P. & Andráš, P.

Akcesorické chrómové spinely v ťažkej frakcii riečnych sedimentov pri Jasení v Nízkych Tatrách

Accessory chromian spinels in heavy fraction of stream sediments at Jasenie in Nízke Tatry Mts. 505

Čopjaková, R., Sulovský, P. & Otava, J.

Využití chemismu detritických granátů pro určení provenience a litostratigrafii kulmu Dražanské vrchoviny

Use of detrital garnet chemistry for determination of provenance and lithostratigraphy of the Dražany Upland Culm 509

ABSTRAKTY – ABSTRACTS

Zuberec, J.

Možnosti výskytu priemyselných akumulácií ušľachtilých minerálov v klastogénnych sedimentoch kvartéru a neogénu niektorých oblastí Západných Karpát

Possibilities of occurrences of industrial accumulations of rare minerals in clastogene Quaternary and Neogene sediments in some areas of Western Carpathians 512

Kvítková, L.

Zhodnocení použitelnosti jednotlivých metod přípravy vzorků pro studium TM ve spraších

Rate of using individual methods of sample preparation for heavy minerals studies in loess 513

Bahna, B., Smirnov, A., Chovan, M. & Bakos, F.

Zmeny chemického zloženia zlata pri transporte v aluviálnych sedimentoch (príklady z lokalít Západných Karpát)

Changes of gold chemical composition during transport in alluvial sediments (examples from Western Carpathians localities) 514

Na úvod

Regionálne šlichovacie práce sa v bývalom Česko–Slovensku začali využívať na rozhraní 50. a 60. rokov 20. stor. Táto prastará prospekčná metóda nevzbudzovala na území s vyše dvetisícročnou tradíciou v ťažbe nerastných surovín veľké nádeje odborných kruhov na úspech. Aj preto sa šlichovanie vo väčšom rozsahu začalo vo Vihorlate, kde – na rozdiel od radu iných geologických jednotiek – väčšia exploatácia nikdy neprebiehala, a tak sa v bansky relatívne málo aktívnom prostredí očakával aký-taký prínos do poznania mineralizácií, najmä rudných.

Iniciátorom, autorom a napokon aj organizátorom prvých prospekčných šlichovacích projektov vo Vihorlate bol Ing. Ján Slávik, DrSc., ktorý vďaka svojej mimoriadnej erudícii, odbornej fundovanosti a rozhľadenosti v ložiskovej geológii, ako aj vďaka odvahe riskovať presadil ich realizáciu vo východoslovenských neovulkanitoch. Pozitívne výsledky, medzi ktoré patrili aj nové poznatky o distribúcii rudných minerálov – osobitne rumelky a Au, umožnili rozšíriť šlichovanie na kryštalinikum a neskôr takmer na celé Slovensko.

Približne v rovnakom období ako J. Slávik na Slovensku začal plniť šlichový program v Českom masíve RNDr. Ivan Tenčík. Je prirodzené, že napriek dobrým skúsenostiam z Vihorlatu na to potreboval podobné vlastnosti a prednosti, aké mal J. Slávik. Po úvodných projektoch v moldanubiku sa postupne spracovalo celé územie Českej republiky. Výsledky regionálnej šlichovej prospekcie potom zhrnul **Atlas ťažkých minerálov Českej republiky**. GEOMIN Jihlava skompletizoval rozsiahly materiál z projektov, ktorých iniciátorom a sčasti aj realizátorom bol I. Tenčík. Práve I. Tenčík sa zaslúžil aj o úspešný „export“ prospekčných šlichových metód do viacerých krajín Ázie, Afriky a Južnej Ameriky. Jihlavské pracovisko pokračuje v tejto činnosti naďalej.

Regionálne šlichovanie na Slovensku prinieslo – okrem iného – aj nové údaje o rozšírení kassiteritu, scheelitu, wolframu a minerálov vzácnych zemín, podstatne rozšírilo poznatky o zastúpení Au v kryštaliniku a sčasti aj v klastogénnych sedimentoch, pomohlo opätovne objaviť rozsypy Au v mladších útvaroch, ktoré zrejme exploatovali už Kelti a po ktorých sa doteraz často nachádzajú rozsiahle ryžoviská.

V súvislosti s rozsypmi Au nemožno nespomenúť RNDr. S. Poláka a jeho vynikajúcu interpretáciu výsledkov šlichovania, vďaka ktorej objavil rad dôležitých objektov v Považskom Inovci, Tribeči a v Malej Magure.

V súčasnosti sa plní projekt **Reinterpretácia šlichového prieskumu na území Slovenska** a jeho cieľom je rozšíriť, kompletizovať a systematizovať výsledky čiastkových projektov, ktoré na Slovensku prebiehali v ostatných štyroch deceniách. V Českej republike sa v súčasnosti šlichovacie práce realizujú v oblasti vonkajšieho šlichového pásma Západných Karpát a toto územie je zároveň priestorom dvojstrannej spolupráce medzi Českou a Slovenskou republikou.

Touto našou konferenciou chceme nadviazať na tradíciu seminárov o šlichovej prospekcii, ktoré priniesli kvalitatívny posun v aplikácii tejto metódy a pri štúdiu akcesorických minerálov. Veríme, že to bude tak aj teraz.

Pavel Hvoždara a Pavel Bačo

Foreword

Regional heavy mineral prospecting in former Czecho–Slovakia has its beginnings at the turn of 1950s and 1960s. This very old exploration method appeared not very promising for economic geologists because of more than two thousand years of old mining tradition in the territory. It was the reason why more intensive prospecting started specially in the Vihorlat Mts., where, contrary to numerous other geological localities, a bigger exploitation has never performed, and therefore in relatively inactive mining area the improvement of knowledge about mineralizations, mainly of ore-type, has been expected.

First heavy mineral prospecting projects in Vihorlat Mts. were initiated, prepared and organized by Ing. Ján Slávik, DrSc., who owing to his extraordinary experiences, insight in economic geology, as well as his courage to risk, enforced their realization in East-Slovakian neovolcanites. Positive results, including new knowledge about distribution of ore minerals – particularly cinnabar and Au, allowed spreading of prospecting into crystalline basement of the Western Carpathians and later to the whole Slovakia.

*Approximately at the same time period like J. Slávik in Slovakia, the prospecting program in Bohemian Massif has been fulfilled by RNDr. Ivan Tenčík. It is obvious, that paralelly with good experience from the Vihorlat Mts., he disposed with similar qualities and priorities than J. Slávik. After introductory projects in Moldanubicum the whole territory of Czech Republic has been gradually processed. The results of regional heavy mineral prospecting were later summarized in the **Atlas of heavy minerals of Czech Republic**. GEOMIN Jihlava Company completed extensive material from various projects, being initiated and partly realized by I. Tenčík. Exclusively I. Tenčík deserved in successful “export” of heavy mineral prospecting methods into several countries of Asia, Africa and Southern America.*

Regional heavy mineral prospecting in Slovakia brought – besides other things – also new data about distribution of kassiterite, scheelite, wolframite and REE minerals, as well as essentially enlarged knowledge about presence of Au in crystalline basement and partially in clastogenic sediments, and allowed to find again the Au placers being already exploited by Celtic miners in the past.

In relation to Au placers we would like to mention here RNDr. S. Polák and his outstanding interpretation of prospecting results, which allowed to find numerous important objects in the Považský Inovec Mts., Tribeč and Malá Magura Mts.

*Recent works on the project **Reinterpretation of exploration results of heavy mineral prospecting on the territory of Slovakia** are targetted to enlarge and make more complete and systematic the results of partial projects of the last four decades.*

The recent heavy mineral prospecting in Czech Republic is focussed on territory of outer flysh belt of Western Carpathians, representing the space of bilateral collaboration between Czech and Slovak Republics.

This conference intends to follow the tradition of seminars about heavy-mineral prospecting that brought important qualitative shift in application of this methodics and in study of accessory minerals. We believe that it will be the same also recently.

Pavel Hvožd'ara and Pavel Bačo

Vzpomínka na první dva organizátory a propagátory šlichové prospekce na Slovensku a v českých zemích – Ing. Jána Slávika a RNDr. Ivana Tenčíka

MILADA HORÁKOVÁ

Jar. Heyrovského 833/9, 674 01 Třebíč, Česká republika

(Doručené 15. 8. 2001)

V této době, kdy je ukončena šlichová prospekce celého území České republiky a většiny území Slovenska, považuji za vhodné vzpomenout na oba průkopníky této metody vyhledávání nerostných surovin. Měla jsem tu čest oba dobře poznat a to štěstí, že jsem mohla pracovat v jejich kolektivu. Byla jsem u toho, když J. Slávik přinesl první šlichové vzorky z území Štiavnického pohoří. Potom jsem 16 roků pracovala jako mineraložka a později jako metodička ve šlichovém středisku jihlavské Geoindustrie.

V roce 1958 jsem po ukončení vysoké školy nastoupila do Geologického průzkumu v Turčianských Teplicích. V té době měly všechny země východního bloku za úkol zajišťovat nerostné suroviny z vlastních zdrojů. Proto i na Slovensku probíhal intenzivní geologický průzkum.

Nová dvouposchodová budova průzkumu s laboratořemi a dílnami ve dvoře měla původně sloužit jako středisko pro vyhledávání uhelných ložisek v této oblasti. Významný slovenský geolog ruského původu Vsevolod Čechovič totiž předpokládal, že uhelné souvrství handlovské pánve pokračuje do Turčianské kotliny. Pozdější paleontologické výzkumy však ukázaly, že sedimenty Turčianské kotliny jsou mladší, neuhlonosné. V budově tedy vznikl Geologický prieskum, zaměřený na výzkum nerudných surovin. Technologické, chemické, mineralogické, petrografické a paleontologické studium hornin náleželo do oddělení tzv. speciálních složek, jejichž vedoucím byl Jano Slávik.

Jano Slávik byl výraznou a nevšední osobností. Měl bystrý postřeh a díky studiu odborné literatury všeho druhu měl značný přehled. Svými ironickými poznámkami se značnou dávkou humoru dovedl získávat lidi pro své záměry a nepřímou tak nutil své podřízené ke studiu literatury, nevšednímu zájmu o práci a k přemýšlení. Když mne přijímal, řekl mi:

„Budeš robiť sedimentárnu petrografiú a mineralógiu.“

„Ale já jsem dělala jen tvrdou petrografií z výbrusů brněnské vyvřeliny.“

„To je ako prejsť z električky na trolejbus,“ pravil Jano.

V té době pod jeho vedením probíhal průzkum na uhlí v Lehotě pod Vtáčnikom, v handlovské pánvi a u Lučence, dále výzkum nového solného ložiska ve Zbudzi u Michalovců, průzkum jílu poltárské formace a ušlechtilých jílu

na východním Slovensku. Když jsem ve vrtu z Čelovců na východním Slovensku našla v sedimentech na rozhraní paleogénu a neogénu úlomky vulkanického skla, odpovídajícího ryolitu, byl Jano nadšen. Tento nález svědčil o iniciálním vulkanizmu na východním Slovensku. Tím jsem získala jeho důvěru.

Někdy v roce 1960–1961 mi přinesl zvláštní vzorek. Byl hrubozrnný a bylo nutno prohlížet jej pod binokulární lupou a ne pod polarizačním mikroskopem.

„Je to šlich,“ pravil, „urči, čo tam vidíš!“

Jediné, co jsem poznala, byla rumělka. Matně šedé oktaedry, které jsem považovala za magnetit, patřily sfaleritu. Vzorek byl ze Štiavnických hor.

Vyhledávání rudních ložisek metodou šlichové prospekce J. Slávika nadchlo a stal se jejím nadšeným propagátorem. Především jeho zásluhou vzniklo specializované pracoviště na výzkum šlichů ve Spišské Nové Vsi. V 60. letech zaslavoval J. Slávik do této metodiky i své české kolegy, především Ivana Tenčíka, v nově vzniklém Geologickém průzkumu v Jihlavě.

Když jsem v roce 1974 nastoupila do jihlavské Geoindustrie, měla šlichová skupina I. Tenčíka již částečně zpracované značné území Českého masívu. Vyhodnocovaly se jednak říční šlichové vzorky – z aluvií, ale i z eluvií, odebírané při ověřování zrudnění. Základní rozdíl mezi českým a slovenským vyhodnocováním šlichů spočíval v kvantifikaci minerálů. Jihlavská skupina používala metodu, která spočívala v tom, že se vzorky po dělení v těžké kapalině magneticky separovaly a množství minerálů se odhadovalo do semikvantitativních tříd, odpovídajících určitému množství minerálů v g/m³. Na Slovensku se množství minerálů vyhodnocovalo v objemových procentech.

Postupem času byly v jihlavském šlichovém středisku vypracovány různé speciální metody, přizpůsobované určitým cílům a u vzorků z eluvií typům zrudnění. Zásluhou manažerských schopností I. Tenčíka byla ovzorkována téměř celá předmesozoická část Českého masívu. Pracovníci šlichové skupiny jihlavské Geoindustrie se později podíleli na šlichovém výzkumu různých zemí třetího světa, např. Etiopie, Iránu, Kubu, Laosu, Libye, Maroka, Mongolska, Mozambiku, Vietnamu, ale i Rakouska a Řecka.

K chemickému zpracování jemných frakcí šlichových vzorků spektrální metodou přispěl především vysoce odborně erudovaný a minulým režimem pronásledovaný, vedoucí chemické laboratoře, ing. Dušan Němec a jeho kolektiv.

V současné době se regionální šlichová prospekce v České republice i na Slovensku postupně završuje a uzavírá. Je tedy na místě vzpomenout na oba naše kolegy, kteří se výsledků své práce nedožili a upozornit na jejich význam. Dovolte mi srovnání těchto dvou osobností, které se přímo vnucuje.

Oba měli výrazné modré oči. Kromě toho, že byli odlišného vzrůstu, měli některé vlastnosti stejné: oba byli nápadně bystří, měli velký smysl pro humor a uměli získávat lidi pro své záměry. Oba byli velmi pracovití a obětaví. Oba byli nesmírně odborně zvědaví a oba uměli žasnout nad každou odhalenou záhadou a nad každým překvapením, které geologie přináší.

Už Albert Einstein prohlásil: „Nejkrásnější pocity vyplývají ze záhad. Jsou to pocity, které stojí u kolébky skutečného umění a skutečné vědy. Člověk, který tento pocit nezná, který se neumí divit a který neumí žasnout, je prakticky mrtvý. Je jako zhasnutá svíce.“

Bohužel, k překvapení a zármutku všech oba zemřeli

velmi mladí: J. Slávik v roce 1974 ve věku pouhých 43 let a I. Tenčík po krátké nemoci v roce 1986 ve věku pouhých 46 let.

Jsem přesvědčena, že by se chovali stejně i kdyby se dožili stařeckého věku. Že by v nich stále zůstávala ona zvědavost při hledání a jiskra nadšení z výsledků, která činí člověka mladým a dodává mu energii pro další práci.

Během svého krátkého, ale velmi plodného života, J. Slávik napsal kolem jednoho sta odborných prací, objevil na Slovensku nová ložiska keramických jíílů, uhelné ložisko Cígel a indicie rudních mineralizací ve východoslovenských neovulkanitech.

Výsledky práce I. Tenčíka tvoří součásti mnohých závěrečných zpráv celého kolektivu, který on přímo usměrňoval a vedl. Stopy jeho práce spočívají na březích mnoha potoků a řek, kde byly odebírány vzorky. Anonymně je přítomen na každé mapě distribuce minerálů a prvků, které zhotovili jeho následovníci na počítačích.

J. Slávik i I. Tenčík žili tak, jak podle J. Tuwima člověk má žít:

„Žij tak, aby se tví známí začali nudit, až zemřeš.“

A nám nezbývá, než si pro útěchu říci slova řeckého učence Meandra:

„Koho bohové milují, ten umírá mlád.“

Regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic

MILOŠ ABRAHAM

GEOMIN družstvo, Znojemská 78, 586 56 Jihlava, Česká republika

(Received August 15, 2001)

Abstract

In the frame of heavy mineral prospecting, which started in the mid of sixties, in total about 87 000 of heavy mineral concentrates were collected and treated. The results gained of heavy mineral prospecting on the territory of the Czech Republic are compiled and presented in the form of graphical outputs on three scale levels: 1) Heavy mineral maps 1 : 50 000 – they are made in two versions and aimed to the purposes of exploration for Sn-W, Au, Hg, F-Ba raw materials and base metals. All the indicated anomalous source areas are characterized in detail in the catalogue of anomalies. 2) Mineral and element distribution maps 1 : 200 000 – they are presented in the form of Czech-English Atlas of Heavy Minerals, comprising of map sheets 1 : 200 000. Atlas encompasses 23 distribution maps of selected rock-forming and ore minerals and 12 maps of element distribution within the fine fraction of heavy mineral concentrates and the text explanations describing the methodology of heavy mineral prospecting and the opportunities for the application of results of this method. 3) Maps of mineral and element distribution in synoptic scale. They are presented in the form of "Atlas of Heavy Minerals of the Czech Republic 1 : 500 000", which represents annex of comprehensive final report of the project "Regional Heavy Mineral Prospecting of the Czech Republic." Atlas embraces distribution maps of 23 minerals and 14 elements. Another minerals and elements (32 variables) are presented on the scale 1 : 1 000 000. Integral part of this atlas is formed with reference maps and synoptic and interpretation maps. The whole comprehensive report exists also in electronic form on CD. The next single CD contains reduced version of this report in English, intended for the advertising purposes abroad. Exploration for raw material deposits has been always the main goal of heavy mineral prospecting. The results of heavy mineral prospecting play also very important role in the comprehensive elaboration of prognosis for various types of raw materials. The next contribution of heavy mineral prospecting consists in huge amount of original and new information, applicable in relation to the basic research from viewpoint of regional geology, petrology, metallogeny and geochemistry. The results of regional heavy mineral prospecting however play more and more important role in environmental problems, especially in searching for and in assessment of environment contamination and loadings.

Key words: heavy minerals, heavy mineral prospecting, atlas of maps, distribution maps, reference maps, synoptic and interpretation maps, environment, exploitation of heavy mineral prospecting results, environment contamination

Preface

In 1999–2000 the "Atlas of Heavy Minerals of the Czech Republic 1 : 500 000" was compiled as one of the final outputs of the national geological project "Regional Heavy Mineral Prospecting in the Czech Republic". The investor of the project is the Ministry of Environment, the work itself was carried out by GEOMIN Jihlava Company – the Center of Heavy Mineral Prospecting and the Center of Geochemistry.

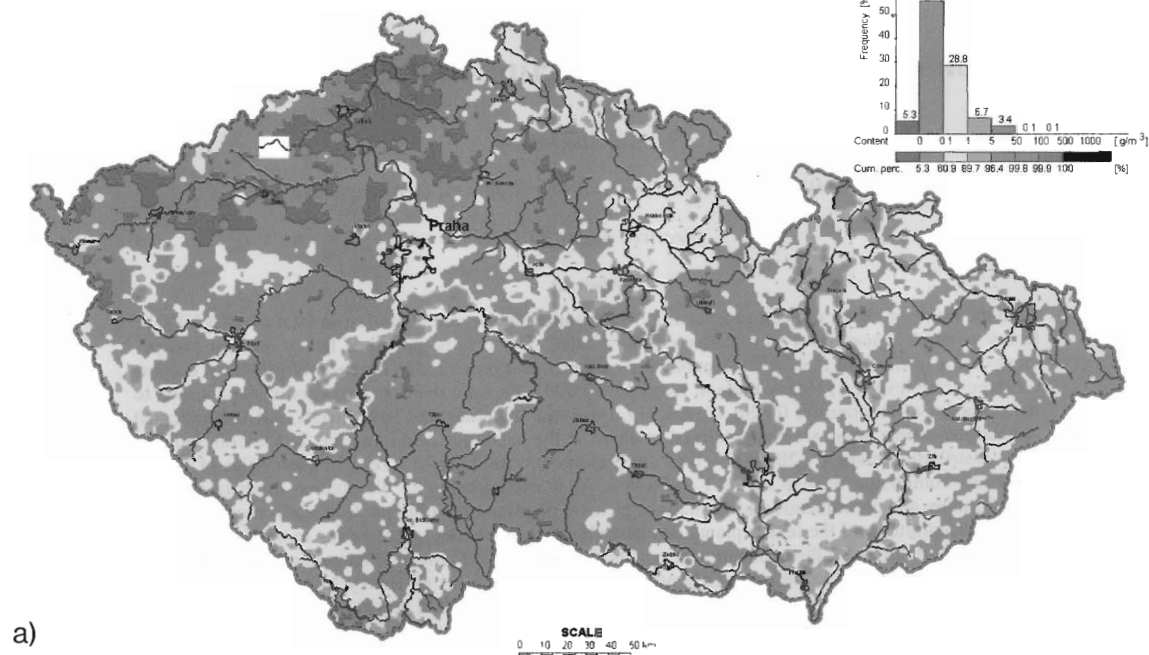
Systematic regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic started in the half of the sixties. All pre-Mesozoic crystalline units of the Bohemian Massif were sampled and analyzed for heavy minerals during the several regional heavy mineral prospecting stages, later on – in the nineties – followed by all platform units and the area of the West Carpathians. In total approx. 85 000 of heavy mineral samples were collected and analyzed within the framework of regional heavy mineral prospecting in

the territory of the Czech Republic. Over 30 years of regional heavy mineral prospecting thus gave rise to the large collections of mineralogical and geochemical data which within the framework of particular regional stages and adequately to the then available techniques were subjected to the step-by-step evaluation. The respective results were presented in the progress reports. The complex elaboration of gathered data and the presentation of results for the whole territory of the country were then taken up in the nineties. Results of heavy mineral prospecting in the Czech Republic have been processed and presented in three scale levels.

Heavy mineral¹ prospecting maps 1 : 50 000. These maps represent on the one hand the basic groundwork containing the localization of collected and analyzed heavy mineral samples, on the other hand they contain detailed information on the distribution of selected heavy minerals. Heavy mineral prospecting maps are purposefully intended for the application in prospecting for mineral

DISTRIBUTION MAP OF EPIDOTE

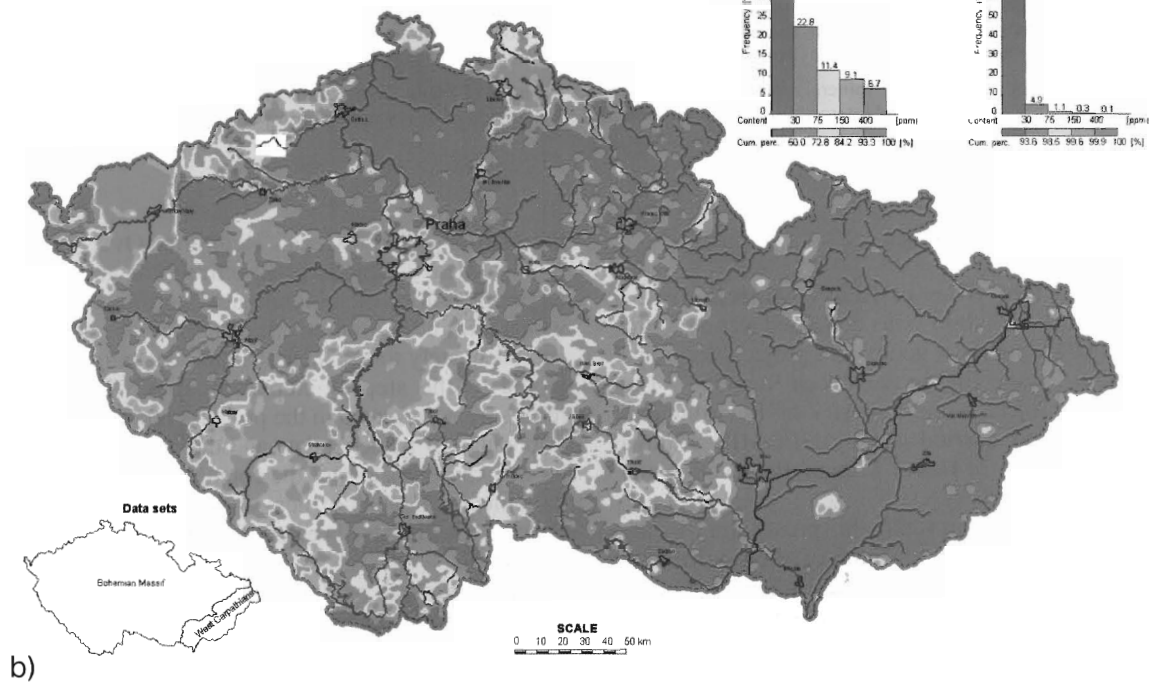
Heavy mineral concentrates, fraction 0.15 - 2.00 mm



a)

DISTRIBUTION MAP OF TUNGSTEN - W

Heavy mineral concentrates, fraction < 0.15 mm



b)

Fig. 1. Distribution map of epidote (a) and tungsten - W (b).

resources and are constructed in the two variants. The first variant is focused on the indication of Sn-W mineralization. The identified contents of cassiterite, scheelite, wolframite and topaz are indicated in a map in form of a five-member range of concentration for every sample, together with the graphic indication of so-called anomalous source areas of the presented minerals. The latter variant is focused on the indications of Au, Hg, F-Ba and base-metal mineralization. Barite, pyrite, cinnabarite and gold are presented there as the main indicating minerals, followed by fluorite, sulphides and some of the secondary minerals. All the indicated anomalous source areas are characterized in detail in the catalogue of anomalies. Heavy mineral prospecting maps and catalogues of anomalies form parts of the final reports on the particular stages and projects of regional heavy mineral prospecting (Tenčík et al., 1982; Albrechtová et al., 1984; Doležalová et al., 1986; Abraham et al., 1994; Abraham et al., 1995; Abraham et al., 1997; Abraham et al., 1998; Abraham et al., 1999). The universal evaluation of results in the individual sections at scale 1 : 50 000 for the whole territory of the Czech Republic was completed in 1999.

Maps of distribution 1 : 200 000. The evaluation of results in this scale for some parts of the Bohemian Massif was used in the first half of the eighties. Modern systematic processing of results of regional heavy mineral prospecting in the form of atlas of heavy minerals then started in 1993 with the help of more advanced computer techniques. Single parts of the atlas correspond to the map section sheets at scale 1 : 200 000. The atlas is presented in Czech-English version. It contains 23 maps of distribution of selected heavy minerals (rock-forming as well as metalliferous minerals), 12 maps of distribution of selected chemical elements analyzed in the fine-grained fraction of heavy mineral concentrates, plus the text explanations describing the methodology of heavy mineral prospecting and the opportunities for the application of results of this method. The basic atlas collection, formed of 19 map sections at scale 1 : 200 000, was completed in 1998. After the extension of heavy mineral prospecting to the platform cover units the atlas was supplemented in 1999 with additional two parts including the distribution of heavy minerals and elements in the central part of the Bohemian Cretaceous Basin and in the Neogene basins of the West Carpathians.

Maps of distribution 1 : 500 000. The evaluation of results for the whole territory of the Czech Republic was made in 1999–2000 within the framework of the final phase of the national project "Regional Heavy Mineral Prospecting in the Czech Republic". The graphic outputs are presented in the form of the "Atlas of Heavy Minerals of the Czech Republic 1 : 500 000", which forms an appendix to the comprehensive final report of the presented project (Abraham et al., 2001). The atlas contains the maps of distribution of 23 basic minerals and 14 elements from the fine-grained fraction at scale 1 : 500 000 (examples in Fig. 1) The distribution of other minerals and elements (32 variables) is illustrated at scale 1 : 1 000 000. The comprehensive and interpretation maps of mineral and

element associations, maps of contamination and others also form a part of the atlas. The comprehensive final report including the atlas exists in electronic form, too. The English version of the atlas of heavy minerals of the Czech Republic containing the maps of distribution of the most significant 22 heavy minerals, 12 elements in the fine-grained fraction, and the text part on the methodology of heavy mineral prospecting and the application of its results is then presented on a separate CD.

Regional heavy mineral prospecting stages

Three basic stages can be defined in the history of regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic. Stage I includes the crystalline units of the Moldanubian and the Upper Proterozoic in the areas of the Českomoravská Highland, the Krušné hory and the Slavkovský les Mountains as well as the Lužické hory Mountains, the Jizerské hory Mountains and the Orlické hory Mountains. Heavy mineral prospecting was carried out there within the framework of six regional subprojects. The area of approx. 21 150 km² was investigated during the stage I. Heavy mineral sampling was carried out there in 1965–1969 within the framework of prospecting for Sn, W, Au ores and rare-earth minerals. In total 34 900 heavy mineral samples were collected. The method of elutriation for the major part of samples, and the method of magnetic separation for the smaller part of samples were applied in the laboratory preparation of samples for analyses. Mineralogical analyses of ore minerals of interest (cassiterite, wolframite, gold and others) were made quantitatively (the outputs of analyses in g/m³). Other selected accessory minerals and rock-forming minerals were evaluated in the Hutton's classes where the outputs of analyses are in percentage by volume. The fine-grained fraction of part of the samples was analyzed qualitatively with the application of the OES method, the outputs of analyses are in percentage by orders. The graphic outputs of the evaluation of results in partial final reports were heavy mineral maps at scale 1 : 25 000 or 1 : 50 000. Simple maps of metalliferous minerals at scale 1 : 200 000 were constructed locally. The stage I was terminated in 1973.

Stage II of regional heavy mineral prospecting lasted since 1970 until 1986. It includes three separate regional projects covering the Moldanubian and the Upper Proterozoic to the Paleozoic of the SW part of the Bohemian Massif, part of the Lusatian region and most of the Moravian-Silesian region and the Tertiary volcanites of the České středohoří Mountains area. The sampling proceeded in the years 1970–1982. Approx. 33 000 of heavy mineral samples were collected during this period. The laboratory preparation of the samples was made by magnetic separation. The samples were analyzed with the application of the method of complete semi-quantitative mineralogical analysis resulting in 5–8 contents grades, the outputs of analyses are in g/m³. The fine-grained fraction of the concentrates was systematically analyzed by the semi-quantitative OES method, the outputs of analyses are in the ppm values. During the stage II, a footing for modern

evaluation of results of regional heavy mineral prospecting was laid down. The graphic output are heavy mineral maps 1 : 50 000 in two variants including the catalogue of anomalies of the minerals of interest and the maps of distribution of selected minerals and elements 1 : 200 000, constructed within the areas of individual projects.

Stage III lasted since 1990 until 2000 within the framework of the project "Regional Heavy mineral Prospecting in the Czech Republic", divided into the 12 subprojects. The remaining territories of the Czech Republic, i. e. platform units of the Bohemian Massif and the flysch area of the West Carpathians were subjected to the step-by-step sampling during this stage. In total approx. 19 100 heavy mineral samples in the territory of about 28 000 km² were collected during this last stage. Concentrates of heavy minerals were subjected to mineralogical analyses resulting in 8 semi-quantitative contents grades (g/m³), the fine-grained fraction was analyzed semi-quantitatively by the OES method (the outputs of analyses in the ppm values). Most of heavy mineral samples collected in the sixties during the stage I were processed and reevaluated in the stage III in accordance with the currently applied methodology. This allowed to complete the evaluation of results in accordance with a universal conception in the form of heavy mineral prospecting maps 1 : 50 000 in the whole territory of the Czech Republic. At the same time, results of regional heavy mineral prospecting were presented in the form of the atlas of maps of distribution of selected heavy minerals and elements, covering the individual map sections at scale 1 : 200 000 in the whole territory of the Czech Republic. In the final phase of the stage III then the whole 35-year period of regional heavy mineral prospecting was described and evaluated in detail in the comprehensive final report. The results were processed in a synoptic scale and presented in the form of the "Atlas of Heavy Minerals of the Czech Republic 1 : 500 000". The atlas is an appendix to the final report which also exists in electronic form on CD.

Sampling

In total approx. 87 000 of samples were collected in the territory of the Czech Republic from the beginning of regional heavy mineral prospecting. Some areas of the crystalline complex were primarily sampled very closely in the sixties. Later – within the framework of the revaluation of these samples – the selection was made in such a manner so that the spacing of the sampling network corresponded to the values of approx. 1 sample/km². Therefore, only 71 528 heavy mineral samples were used for the data processing and construction of distribution maps.

As a valuable fact can be considered the statement that the manner of sampling for the whole long period of regional heavy mineral prospecting has not practically changed. The sampling was carried out by collectors under professional supervision of a geologist. Samples of a constant volume of 10 litres were collected, if possible, from the whole profile of recent sediments of active

streams (both natural and regulated) from the depth of up to 20–30 cm, the best in two points within the sampling place. The optimal material are ungraded sediments with a wide grain-size range – gravel sands and gravel. Collected material was sieved under water on the sieves with 2 mm mesh size. The oversize fraction > 2 mm was quantified by the estimation (percentage by volume) and after a fleeting visual assessment liquidated on the spot. The undersize fraction < 2 mm was subjected to careful mud and clay discharging, then quantified by the estimation (percentage of panned fraction) and panned in order to gain "grey heavy mineral concentrate". Documentation in writing as to the sort of sampled sediment, the level of rounding of clastic components, specification of the nature of a sampling point, and velocity of a stream was made out in a sampling point. From the beginning of the eighties, the level of anthropogenic contamination in the oversize fraction of heavy mineral samples was also observed and documented.

In the nineties, all occasional streams at that time dry were also subjected to the systematic sampling. An important and rather large group is then represented by heavy mineral sampling from deluvia in shallow valleys and depressions where surface water practically does not flow through, but where gravitational differentiation of material occurs without any doubt. Flat basinal areas with large fluvial, deluvio-fluvial and eolian quaternary cover, where the drainage network of streams is insufficiently developed, also belong to this group. In such cases, after removing the top humic layer, again 10-litre samples were collected from the test pits manually dug up to the depth of 50–60 cm, taken to a place with the sufficient amount of water and panned there. During the last stage, heavy mineral samples, as far as possible, were also collected in large towns such as Prague and Ostrava. The only unsampled areas remained giant coal open pits in the northern Bohemia.

The preparation of samples for analyses

The preparation of samples for mineralogical and spectral analyses during the long period of carrying out regional heavy mineral prospecting experienced crucial changes. Major part of samples collected during the stage I in the sixties was processed in the first phase by the method of so-called elutriation, applied until the beginning of the seventies. Ferromagnetic fraction was separated from the dried concentrate of heavy minerals with the use of permanent magnet. Heavy mineral concentrate was then sieved on a set of sieves with mesh size 0.15–0.25–0.40–0.63–1 mm in order to get six grain-size fractions. Fine-grained fraction < 0.15 mm after manual rubbing up to analytical fineness was handed over to optical spectral emission analysis. Remaining grain-size fractions were separated by elutriation in water stream in order to get heavy, control and light-weight fractions. All fractions gained from the heavy mineral concentrate were weighed and documented in the elutriation protocol. Light-weight and control fractions were deposited and

**Sfalerit** (Trhové Dušniky)**Kasiterit** (Šafářské Domky)**Sillimanit** (Kočkov u Ústí n. L.)**Staurolit** (Česká Ves)**Pyroxeny** (Doupov)**Sférulky** (Vamberk)**Fig. 2.** Photographs of selected heavy minerals.

subjected no more to analyzing. Mineralogical analysis was made for heavy fractions only. In order to identify reliably some important minerals, heavy fractions of all samples were subjected to staining tests for cassiterite, part of the samples also for barite and wolframite. Essen-

tial in staining tests are the specific selective chemical reactions, after the application of which the above listed minerals of interest are coated with a thin coat of a characteristic colour, which then allows their reliable identification in the mineralogical analysis.

Tab. 1
Optical emission spectroscopy – detection limits (ppm)

Stage (year) Spectrograph	Lower and upper detection limits																		
	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	La	Mo	Nb	Ni	Pb	Sb	Sn	W	Zn	Zr
1966–1970 Q 24	0,11 32	19 5500	2,8 210	1 500	– –	– –	– –	4 4600	8 3250	2900 33 200	1,2 200	300 11 250	1,3 1500	1,3 5000	10 5000	2 500	30 4000	35 4500	650 10 000
1970–1974 PGS 2	0,11 16	43 6000	2,7 190	2 250	– –	– –	– –	1 5500	22 2200	2800 56 000	1,4 370	90 20 150	6,2 450	1 1800	20 2300	1,9 1200	27 1050	47 4700	105 7000
1974–1978 ISP 22	0,06 28	10 6000	3 140	1 250	– –	– –	– –	1 9000	1 3000	1000 41 000	1,1 370	150 11 000	1,7 230	1 1800	20 1600	2 600	30 3000	22 4700	180 9000
1983–1984 PGS 2	0,03 90	38 8300	3 210	0,4 210	– –	1 130	20 8100	1 11 000	35 8000	400 2400	1 280	350 4500	3 400	1 1500	20 9000	2 10 000	11 1100	38 10 000	200 6300
1992–1993 PGS 2	0,04 47	30 9000	3 190	1,2 250	1 800	1 170	30 3000	1 11 000	30 9000	1000 60 000	1 300	300 16 000	4 750	5 1500	25 20 000	2 30 000	25 3500	33 30 000	150 10 300
1993–1994 PGS 2	0,04 14	30 21 000	3 190	0,5 150	1 850	1 150	32 2150	1 11 000	30 10 000	500 100 000	1 130	310 50 000	5 500	5 1200	30 10 000	4 5500	30 4000	25 27 000	300 37 000

The preparation of samples by the method of elutriation at the turn of the sixties and the seventies was replaced by a new method based on an entirely different footing. The essence of this method is magnetic separation of heavy minerals and separation in heavy liquids. This method is also nowadays applied without major changes as follows: Heavy mineral concentrates are sieved on a sieve with 0.15 mm mesh size. Fine-grained fraction < 0.15 mm is weighed and after manual rubbing up to analytical fineness handed over to optical spectral emission analysis. Oversize fraction 0.15–2 mm is separated with the use of permanent magnet in order to get ferromagnetic fraction, paramagnetic fraction and diamagnetic (non-magnetic) fraction. All light-weight minerals are removed from diamagnetic fraction by the subsequent separation in heavy liquids (bromoform, $\rho = 2.89 \text{ g/cm}^3$). Non-magnetic fraction of heavy mineral concentrate samples is then subjected to staining tests for barite. Concentrates of heavy minerals prepared in this manner are handed over to the mineralogical analysis. This manner of preparation was applied in the nineties for the new processing of samples formerly processed by the method of elutriation.

The methodological adjustment applying to the processing of fine-grained fraction of heavy mineral concentrates was made for the laboratory preparation of samples from the flysch belt area of the West Carpathians. The project in this case required the determination of mineral gold in this fraction. In order to make this determination easier, fine-grained fractions were separated in bromoform, and light-weight fraction was liquified. Heavy fraction after the determination of gold was homogenized and subjected to the spectral analysis. However, the removal of light-weight fraction from fine-grained fraction led to considerable concentration of all observed elements, therefore the results of spectral analyses from the flysch belt area are not comparable with the results from other areas of the Czech Republic where fine-grained fraction was not separated in heavy liquids.

Mineralogical analysis of heavy mineral concentrates

The basic method of assessment of heavy mineral concentrates was a complete semi-quantitative mineralogical analysis. Its purpose is to determine all the components contained in heavy mineral concentrate and to express their quantity in concentration grades in g/m^3 of the sediment collected. When classifying minerals into the content grades, number of grains, their size and shape as well as specific gravity of minerals are taken into consideration. The concentration grades are as follows: 0, < 0.1, 0.1–1, 1–5, 5–50, 50–100, 100–500, 500–1000, >1000 g/m^3 . Contents of gold are expressed by a number of grains in a sample.

The determination of minerals and their quantity is made under binocular stereomicroscope (Fig. 2 – photos of selected minerals). Polarizing microscope or spectral analysis, microprobe, and/or RTG analysis are applied for the determination of hardly identifiable and problematic minerals. UV light was used for the identification of scheelite.

Ferromagnetic fraction, in most cases consisting of magnetite and industrial metallic contamination, was not analyzed. As far as paramagnetic and non-magnetic fractions are concerned, all the minerals present, metallic and non-metallic contamination as well as possible rock fragments were identified.

With respect to difficult identification of some of the mineral types, these were only classified in the respective mineralogical group (garnet, amphibole, pyroxene, the epidote group). Closer identification is presented for some characteristic types only, for example garnet – pyrope, pyroxene – diopside, etc.

Standard control semi-quantitative mineralogical analysis was made for approx. 3 % of the samples. Another type of control was quantitative mineralogical analysis allowing to determine with high accuracy the real contents of minerals in g/m^3 .

Spectral analysis of fine-grained fraction of heavy mineral concentrates

Fine-grained fractions (< 0.15 mm) of heavy mineral concentrates were analyzed by the method of optical spectral emission analysis with the visual assessment of the intensity of spectral lines blackening. The major part of the fine-grained fractions was analyzed in the laboratory in Jihlava which used spectrographs Q 24 (until the beginning of the seventies) and PGS 2. The small part of the samples was analyzed with the use of spectrograph ISP 22 in the Rýmařov laboratory. Concentrations of elements were read visually according to the level of spectral lines blackening and with the use of calibrated scale converted to ppm values. Three standard samples serving for the control of the level of determination of individual elements were included regularly in the set analyzed. The semi-quantitative assessment was made for 17–20 elements. The elements' detection limits for various spectrograph types in the particular periods of time are presented in Table 1.

Optical spectral emission analysis was used as an inexpensive semi-quantitative method, in particular suitable for the determination of easily and medium volatile elements. With respect to the fact that heavy mineral prospecting in the territory of the Czech Republic was carried out in several stages within more than 30 years, it was not possible to maintain identical analytical conditions for the whole set of samples for this period of time. However, it may be stated that the results of semi-quantitative spectral analysis are sufficiently reproducible and applicable for the purposes of regional heavy mineral prospecting.

Data base of heavy mineral prospecting

All the gathered data are stored in storage media in the data bank of regional heavy mineral prospecting. The data according to the respective type are divided into several groups. The first group contains the identification data including the indication of a map section at scale 1 : 25 000, a number of a heavy mineral sample, and coordinates of a sample. The next group contains the data gained during the sampling in the field. In an optimal case (samples collected in the period since 1981) they include the nature of a sampling point, the sort of sampled material, the level of rounding of the clastic particles, percentage of oversize and undersize fractions after mud discharging, the level of anthropogenic contamination, the collector's name and the sampling date. Another two separate groups contain for every sample all the results of the mineralogical analysis and the spectral analysis of the fine-grained fraction of heavy mineral concentrates.

The data base produced is divided into the several basic sets that correspond to the time and regional stages of step-by-step covering the territory of the Czech Republic by heavy mineral prospecting. These basic sets have been integrated into the one data base which serves as a source of data for the calculations, construction and drawing of maps at scale 1 : 500 000 for the whole territory of the Czech Republic.

Data processing and computer drawing of distribution maps

The system of mathematical data processing as well as the programs for drawing the maps with the application of computer graphics were made out by the employees of the Center of Geochemistry of the GEOMIN company in Jihlava. For the purpose of graphic illustration of the distribution of minerals and elements in the area, both the irregular and discontinuous nature of the sampling grid and the semi-quantitative nature of analyses were to be taken into consideration. For this reason, a method similar to kriging was used in the process of calculation of values for drawing the maps.

Means of intervals of the content grades in g/m³ for minerals, concentration values in ppm for the chemical elements, and numbers of grains in a sample for mineral gold served as the input data for the calculation.

The principle of the mathematical solution is the division of the map sheet area into square cells with the edge of 3 km, with every cell in all directions overlapping at 50 % with the neighbouring cell (moving window method). The representative value of concentration, calculated as geometric mean of non-zero values in the cell, corrected by a number of negative analyses, was co-ordinated to every cell. The next step is densening of the grid which was made by dividing the original cells into 36 microcells with the edge of 500 m each. The characteristic value for every microcell was calculated as weighted arithmetic mean of the previous values, where weight is a function of distance of the microcell center from the basic cell center. In the map output then the microcell values are co-ordinated to the respective concentration grades, and the microcells are spaced with the corresponding colours.

The number of microcells created in the map is much bigger than the number of samples collected. Histogram expresses the frequency of concentrations calculated for microcells and corresponds fully to the map content.

In total 9 concentration grades that are identical with the former semi-quantitative grades used for the mineralogical analysis of heavy mineral concentrate samples were used in order to illustrate the distribution of minerals.

In order to illustrate the distribution of minerals in the fine-grained fraction of heavy mineral concentrates it was necessary to define the optimal concentration intervals, uniform for the whole territory of the Bohemian Massif. Considerable inhomogeneity of the analytical data sets resulting from the conditions of their origin was a problem. The data sets suffered from multiple time effects owing to the fact that they were formed in stages during several tens of years. The samples were analyzed by various spectrograph types under unequal operation conditions. Adverse effects were eliminated by the application of statistical methods. The data sets corresponding to the individual regional and time stages of heavy mineral prospecting within the Bohemian Massif region were assessed statistically; frequency histograms for individual elements in every set were made. On the basis of histograms, five concentration grades were defined for every element in the

individual sets. The grade limits then were unified step by step in order to reach the optimal limits so that the individual grades include the sequence of such values that with respect to the frequency form, if possible, a homogeneous agglomerate. The resulting limits defined in this way represent an acceptable compromise between the individual data sets and are valid for the whole of the Bohemian Massif region.

Spectral analyses of fine-grained fractions of heavy mineral samples from the flysch belt of the West Carpathians form a separate data set which as to the level of the results determined is incomparable with the Bohemian Massif region. The reason for a differing level of results in this case is a different way of preparation of fine-grained fractions for analysis. Therefore, in order to define the concentration grades and illustrate the elements in the distribution maps of the whole territory of the Czech Republic, the results of spectral analyses of samples from the flysch belt area had to be assessed separately.

The importance and application of heavy mineral prospecting

In evaluation of the importance and application of heavy mineral prospecting results as very positive there can be considered the fact that after more than 30-years' period of using this method in the Czech Republic it turned out well to process all the gathered data in a uniform manner and present the results to the geological public. Heavy mineral prospecting is particularly applied in the geological fields, however, environmental aspects of this method are also highly appreciated.

The first and the most important objective of this method always was prospecting for various types of deposits of mineral resources, sometimes leading to their exploitation. This method was successfully applied in the Bohemian Massif particularly in prospecting for primary Sn-W mineralization and its placers. Suitable objects are particularly greisen types of deposits with wolframite, cassiterite and topaz. Heavy mineral prospecting reliably indicates also various types of scheelite mineralization, such as scattered on joints or in rocks of granitic to granodioritic massifs, or more important mineralization bound to the Moldanubian metamorphic complexes, often in association with gold.

This method is also indispensable for prospecting for gold placers and their exploitation. The Bohemian Massif bears numerous traces of panning activities carried out as early as in Celtic times and particularly in the Middle Ages, which documents the fact that gold was always paid increased attention by the prospectors. Placer gold anomalies are often located close to gold-bearing districts, deposits and occurrences. Important indicators in prospecting for gold are also some of the elements found in the fine-grained fraction of heavy mineral concentrates – particularly Bi, As and Sb.

The method of heavy mineral prospecting reliably indicates secondary aureoles situated close to Hg mineralization.

Its significant indicator is cinnabarite in close correlation with the contents of mercury in fine-grained fraction.

This method was successfully applied in prospecting for F-Ba mineralization. The reliable indicator in this case is particularly barite, but scarcer fluorite is also of high information value. Barite is of great importance as a vein-stone mineral on some types of base-metal deposits. Ore filling of classical base-metal deposits in exogene conditions is not much resistant, despite the anomalous source areas of sulphidic minerals such as galenite, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite, and some secondary minerals (for example cerussite, malachite, etc.) may play a significant role in prospecting for ores.

This method is of great significance in prospecting for industrial mineral resources, such as kyanite, andalusite, sillimanite, garnets, staurolite, monazite, zircon, etc. Recently, successful exploration projects focused on placer deposits of garnet and staurolite where the method of heavy mineral prospecting played an irreplaceable role, were pursued in the Czech Republic. Projects of prospecting for deposits of boron-bearing mineral resources (tourmalines), ilmenite, rutile, monazite and zircon are also under way.

The results of regional heavy mineral prospecting play a very significant role in the complex elaboration of prognoses for various types of mineral resources. Matter-of-course in this field is the coordination of heavy mineral prospecting with other geochemical methods (stream sediments, hydrogeochemistry), with the results of airborne geophysics and other prognostic criteria. The results of regional heavy mineral prospecting were successfully applied in the eighties in the prognostic evaluation of the Bohemian Massif as to Au, Sn-W, Mo, Hg ores and base-metal ores, and separately then Au ores and F-Ba mineralization. A relatively open field in the Czech Republic is for those who want to deal with the prognostic evaluation of industrial mineral resources which has not been made in a complex manner so far.

The method of heavy mineral prospecting brings a lot of information that can be applied in various fields of basic geological investigation. Detailed interpretation of regional heavy mineral prospecting results at scales 1 : 200 000 and 1 : 500 000 from the viewpoints of regional geology and geochemistry as well as from the metallogenic viewpoint was made in the Czech Republic, having unveiled several problems unknown so far, and presented a number of themes for comparative petrological, metallogenic, environmental, etc. studies. It can be seen that it is possible to join discrepancies given by the nature of investigated objects themselves – on one hand, e. g. for classical petrological methods an exactly localized rock sample, and on other hand, in case of the method of heavy mineral prospecting the concentrate of heavy minerals representing huge amounts of rocks from a certain source area. Such disproportions in scale may not be a crucial problem for comparative research studies. Heavy mineral prospecting results due to a wider and relatively continuous range in many cases can better identify the real geological conditions which by applying the classical investigation

methods focused on a detail could not be fully explained in the required level of generalization.

The results of analyzing the associations of minerals in heavy mineral concentrates are well applied e. g. in the investigation of metamorphic zones in the crystalline zones and in the identification of geological processes that took place in the respective zone. Similarly, for ore minerals contained in the concentrates, a detailed analysis of their characteristics and chemism can help to estimate the association, and/or the genetic type of a primary source and contribute thus to the explanation of metallogenic issues of the area.

From the beginning of the eighties, the results of regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic have been increasingly applied in environmental issues, particularly then in the monitoring and evaluation of contamination of environment. The basic task in the interpretation of heavy mineral prospecting results is an attempt to differentiate the anomalies (it particularly applies to the elements in fine-grained fraction) of natural origin, and the anomalies caused by anthropogenic contamination. Between these two categories there occurs a mixed type of anomaly, where the natural and anthropogenic sources or indications combine to various extents. The anomalous or increased accumulations of elements of natural origin are mostly primarily bound to certain geological units and objects, often contouring and defining them against their vicinity. The areas of anomalies are usually rather large, and the association is formed of a small number of elements characterizing certain paragenesis. The anomalies of elements caused by anthropogenic contamination do not show direct relation to the geological units and objects. They are mostly related to bigger residential and industrial centers and agglomerations. The anomalies are mostly of an isometric shape concentrated around the respective source, the size and intensity of which then determines the areal extent of the anomalies. The characteristic features are often rich and variegated associations of overlapping anomalous elements, often not corresponding to the known paragenetic associations of natural origin. Besides the elements, the anomalies of mixed type are also formed by the minerals. Practically all indications bound to ore mining districts and deposits can be classified in this category. Exploited natural material deposited on dumps as well as waste from dressing plants may be a rich source of increased accumulations of minerals and elements in the areas of ore mining districts and their vicinity. The anomalies of a similar type may also arise during the construction activities, such as building the railway and roadway network, regulation of water streams, cultivation of landscape, etc., when huge cubatures of building materials are transported to big distances. It is not only building sand and gravel sand, usually with high contents of heavy minerals, but also crushed stone, often providing specific associations of heavy minerals.

The current methodology of heavy mineral prospecting allows the anthropogenic contamination in water stream sediments to be investigated on several levels. First, the level of contamination of the sampled material is registe-

red and documented in the sampling point in the field, in oversize fraction > 2 mm. It is expressed by the visual assessment and stating the intensity of mechanical contamination of the sediment in a three-stage scale. Contamination is particularly formed by municipal and industrial waste – glass, ceramics, plastic materials, ashes, iron and non-ferrous metals, bricks, concrete, slags, enamels, etc.

Heavier components of mechanical contamination are reliably captured in heavy mineral concentrates (grain size 0.15–2 mm). The components of metallic and non-metallic contamination in the concentrates are then evaluated during the mineralogical analysis in the same semi-quantitative content grades as ore and rock-forming minerals, results are presented in g/m^3 . These data finally serve for the construction of the mechanical contamination distribution maps. The individual components of contamination can be separated from a heavy mineral concentrate and subjected to further special investigation.

From the environmental viewpoint a very important step and a significant source of information is the determination and evaluation of the contents of the selected chemical elements in the fine-grained fraction (< 0.15 mm) of heavy mineral concentrates. The method of optical emission spectrometry serves for the semi-quantitative determination of the contents of all of the most important heavy metals – pollutants: Hg, Cd, Zn, Pb, Ag, Cu, Sb, As, Mo, W, Sn, Bi, Ni, Co, Cr. After filtering of the natural background then the anomalous source areas of these elements can be defined, which may contribute to the interpretation of the sources of anthropogenic contamination.

Mechanical anthropogenic contamination found in heavy mineral concentrates consists of several basic components. These are synthetic minerals, particularly used as abrasives – mostly coloured fused alumina (corundum) and spinelides. In addition, occurrences of synthetic components, by their composition corresponding to carbides and silicides, also belong to this group.

The next group are newly-formed anthropogenic minerals originating secondarily in oxidoreduction conditions in contaminated sediments. Secondary Pb minerals are the most frequent. Batteries, lead shots, fragments of lead and its alloys, etc. can be particularly considered a source of lead released for the forming of secondary minerals.

The most frequently occurring components of mechanical anthropogenic contamination are represented by metallic and non-metallic fragments. Metallic contamination includes various metallic materials (fragments, wire pieces, sheet-metal pieces, droplets) and metallic slags. The chemical composition of metallic contamination is usually highly variegated. In addition to common iron and non-ferrous metals – copper, lead, zinc, tin – there occur various alloys and other materials containing another heavy metals such as Hg, Au, Ag, As, Sb, etc. Non-metallic contamination occurs in non-magnetic fraction. Mostly it is non-metallic glass slags, coloured heavy glass, fragments of glazes, ceramics, etc.

A specific frequently occurring component of contamination is represented by spherical structures called spherules.

They form minor globules, sometimes of metallic appearance and strongly magnetic, sometimes are formed by various coloured silicate glass. The majority of spherules is probably of anthropogenic origin, however, the processes leading to their forming are rather unclear. It can be assumed that there is a certain association with metallurgical and glass melting processes and combustion of solid fuels. It can also be assumed that part of spherules could originate from volcanic glass during volcanic activities. Even a possibility that spherules could be an accessory authigenic part of the sediments cannot be excluded in some of the cases. Within the framework of discussions on the source of spherules an idea of extraterrestrial origin of the spherules was also taken into consideration from the very beginning. This alternative cannot be entirely excluded, however, no cogent concrete evidence is known so far.

The results of investigation of anthropogenic contamination components are presented in the interpretation maps. It is evident that heavy mineral prospecting brings a lot of valuable information which in the combination with the results of other environmental methods significantly contribute to the comprehensive dealing with the issues of environmental protection.

All the documentation, results of spectral, mineralogical and special analyses, and heavy mineral concentrates themselves, sampled in the course of heavy mineral prospecting on the territory of the Czech Republic, are stored in the heavy mineral prospecting data bank. The founder of this data bank is the Ministry of Environment of the Czech Republic which entrusted the Center of Heavy Mineral Prospecting and Geochemistry of the GEOMIN company in Jihlava with its administration. A big advantage of the heavy mineral prospecting data bank is a possibility to look up heavy mineral concentrates anytime and to carry out further special analyses and assessment of minerals according to specific demands of those interested in the application of this method.

Acknowledgement. The atlas of heavy mineral prospecting at scale 1 : 500 000 is a final product of more than 30-year period of the regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic. Acknowledgement belongs to all who took part in the implementation of this unique work. The authors are indebted to all those who participated in introducing and developing this method, field sampling, laboratory preparation, analytical and mineralogical assessment of samples as well as the processing, assessment and interpretation of data. In the initial period in the sixties, particularly working teams of the former GP Brno, the Zlaté Hory branch (team leader B. Zitek) and GP Praha, the Jihlava branch (team leader I. Tenčík) took part in the above mentioned activities. Members of the economy geology department of the former Czech Geological Survey in Prague, J. Pokorný and J. Maňour, participated significantly in the development and application of heavy mineral prospecting. In the end of the sixties, the center of heavy mineral

prospecting was established in the Geoindustria company, and all the activities relating to the regional heavy mineral prospecting were concentrated step by step in this center located in Jihlava. In the beginning of the nineties, the state enterprise Geoindustria was transformed into a joint-stock company GMS a. s. In 1995, joint-stock company GMS a. s. was divided, and the Jihlava division including the Center of Heavy Mineral Prospecting and Geochemistry was privatized. Since 1995 the Jihlava division carries out its activities under a business name GEOMIN Jihlava Company.

All tasks relating to the regional heavy mineral prospecting until 1981 were headed and co-ordinated by I. Tenčík, in 1981–1986 by P. Šponar, in 1987–1991 by J. Duda, in 1992–1993 by J. Šimek, and in 1994–2001 by M. Abraham. We would like to express our thanks to all leaders and their working teams.

References

- Abraham, M., Švestka, J., Hranáč, P., Veleba, B., Luna, J., Grym, V., Hůlka, L., Malec, J., Hájek, J., Hrádek, M., Grym, V., Dolníček, V. & Žáček, M., 1994: Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic, subtask III the Českomoravská vrchovina Highland, subtask I Flysch. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Abraham, M., Švestka, J., Hranáč, P., Veleba, B., Luna, J., Hůlka, L., Malec, J., Hájek, J., Hrádek, M., Grym, V., Dolníček, V. & Žáček, M., 1995: Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic, subtask IV, Restricted areas, subtask V Orlické hory Mts. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Abraham, M., Švestka, J., Hranáč, P., Veleba, B., Malec, J., Hájek, J., Hrádek, M., Grym, V., Dolníček, V. & Žáček, M., 1997: Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic, subtask VII Krušné Hory (Ore Mountains) Mts. – Slavkovský les area. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Abraham, M., Švestka, J., Hranáč, P., Veleba, B., Malec, J., Hájek, J., Hrádek, M., Dolníček, V. & Žáček, M., 1998: Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic, subtask VI Jizerské hory Mts. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Abraham, M., Švestka, J., Hranáč, P., Veleba, B., Malec, J. & Žáček, M., 1999: Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic, subtask XI – 1st & phase: Complementary sampling of the Cretaceous and Neogene, subtask XII – Compilation of results of the heavy mineral prospecting in the Cretaceous and Neogene into maps at 1 : 50 000 and 1 : 200 000 scales. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Abraham, M., Švestka, J., Veleba, B., Žáček, M., Hůlka, L., Dudek, A., Fediuk, F. & Malec, J., 2001: Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic, subtask XI – Atlas of Heavy Minerals of the Czech Republic 1 : 500 000. Comprehensive final report. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Albrechtová, E., Maňour, J. & Mátl, M., 1984: Heavy mineral prospecting. Final Report. 0273 0002 12 100 38011 *Unpublished Report, Geological Exploration Co. Ostrava, Zlaté Hory branch*. (In Czech).
- Doležalová, J., Duda, J., Horáková, M., Páša, J., Šimek, J. & Laštovka, J., 1986: The North Bohemian volcanics – heavy mineral prospecting. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).
- Tenčík, I., Šponar, P., Luna, J., Horáková, M., Králík, F. & Doležalová, J., 1982: Heavy mineral prospecting of the southwestern part of the Bohemian Massif. *Unpublished Report, Geofond Prague*. (In Czech).

Niekoľko poznámok o prospekčných možnostiach šlichovania na Slovensku

JURAJ KNÉSL a ALŽBETA KNÉSLOVÁ

KKÁ-DSGC – Disseminated Slovak Gold Consulting, Šalgotárjanska 3, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 23. 6. 2001)

Several remarks about the prospecting possibilities of panning in Slovakia

Slovakia belongs to the countries with very rich and long-time mining history. The biggest mining activities were concentrated for many centuries into the ore districts built by neovolcanics (Au-Ag and Pb-Zn-Cu ores), Nízke Tatry and Malé Karpaty Mts. (Sb, Au ores) and Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Fe, Cu, Hg, Sb, Au, Ag ores). At present time, the exploitation of the ores is almost closed in Slovakia, the all known ore sources have been exhausted, resp. they do not achieve the contemporary economic parameters. The paper deals with the prospecting possibilities of the panning method under the present conditions. The most perspective types of ores, i. e. the disseminated-types of Au mineralization, are not detectable by means of panning, nevertheless, they can be indicated by means of the so called stream sediments method. According to the opinions of authors, further perspective ore exploration targets in Slovakia are represented by Ni-Co ores, minerals of rare elements and platinoids. The heavy mineral survey (i. e. panning) belongs among the initial exploration tools of investigation and exploration activities aimed for discovering of these types of ore deposits.

Key words: heavy mineral survey (panning), disseminated-types of Au ore, ore district, exploration target, exploration tool, detectable minerals

Šlichová prospekcia patrí v oblastiach bez baníckej tradície medzi najstaršie, najrýchlejšie a najefektívnejšie metódy vyhľadávania rudných ložísk, ale dôležitú úlohu má i v regiónoch s bohatou baníckou tradíciou, a to hlavne pri zisťovaní výskytu a potenciálu netradičných rudných surovín. Na Slovensku sú regionálnym šlichovaním pokryté už všetky metalogeneticky významné územia a v niektorých ich kľúčových častiach sa vykonal aj detailný odber vzoriek.

V počiatočkoch – koncom 50. a na začiatku 60. rokov 20. stor. – sa šlichovanie používalo pri vyhľadávaní monominerálnych Hg rúd a drahokovovej mineralizácie vo východoslovenských (Slávik, 1965; Tözsér, 1972) a stredoslovenských (Valach, 1965; Böhmer a Měcháček, 1966; Linkešová a Knésl, 1969) neovulkanitoch. Neskôr sa odber šlichových vzoriek rozšíril do ďalších plošne celistvých regiónov a zameral sa na komplexné hodnotenie výskytu rudných a sčasti nerudných minerálov v jadrových pohoriach a vo veporiku (Hvoždára et al., 1985, 1989) a postupne aj na riešenie základných environmentálnych problémov v Spišsko-gemerskom rudohorí a v kotlinách Slovenskej republiky (Matula, 1988; Prokša et al., 1992). V súčasnosti sa rieši úloha *Reinterpretácia šlichového prieskumu na území Slovenska* (Bačo a Dzurinda, 1998) a v jej rámci sa podľa jednotných kritérií prehodnocujú výsledky všetkých doterajších šlichovacích prác.

Cieľom nášho príspevku je poukázať na niektoré prospekčné možnosti šlichometrie z hľadiska súčasných poznatkov o ložiskách, výskytoch a prognóznych možnos-

tiach jednotlivých rudných rajónov Slovenskej republiky v súlade s aktuálnou ekonomickou situáciou na trhu nerastných surovín.

Detekčné možnosti šlichovania

Okrem bežných minerálov vyššej špecifickej hmotnosti sa v ťažkých frakciách šlichov koncentruje hlavne Au, Pt, diamant, kassiterit, ilmenit, rutil, monazit, zirkón, volfrámit, scheelit, rumelka, chromit, kolumbit, tantalit a viacmenej všetky sulfidy, vrátane pyritu. Relatívne rozsiahle šlichovanie bolo súčasťou úvodných fáz vyhľadávania Hg mineralizácie, ktorých výsledkom bola lokalizácia primárnych mineralizácií a vyčíslenie zásoby istých monominerálnych ortuťonosných ložísk – Merník a Dubník v Slanských vrchoch, Veľká studňa-Malachov v Kremnických vrchoch. Šlichovaním sa získali dôležité poznatky o distribúcii Au najmä v neovulkanitoch a prvé informácie o výskyte kassiteritu (Spišsko-gemerské rudohorie, Tribeč) a scheelitu (veporidy, Nízke Tatry na území Slovenska. Sn a W mineralizácia boli neskoršie predmetom rozsiahlych technických prác (Spišsko-gemerské rudohorie, Jasenie).

V posledných rokoch sa na Slovensku zistili impregnačné typy Au mineralizácie (Knésl a Knésllová, 1993). Ich mineralizácia sa väčšinou neprejavuje prítomnosťou Au v šlichoch, a to ani v prípade veľkých a bohatých Au ložísk, ako je to na ložiskách carlinského typu v Nevade (Radtko, 1985) a v Číne (Li a Peters, 1998). Ani novozistené výskyty Au týchto typov na Slovensku (napr. carlinského v Tribeči a epitermálneho vysokosulfidačného

v Javorí) neboli indikované šlichovými anomáliami Au, ale väčšinou vyšším a anomálnym obsahom Au vo vzorkách jemných frakcií ílovitých sedimentov (*stream sediments*). V rámci regionálnych geochemických projektov (Hvoždára et al., 1989) sa súbežne so šlichovými vzorkami odoberali aj vzorky jedných frakcií ílovitých sedimentov, ale obsah Au sa v nich stanovoval iba spektrálne, a tak sa v nich Au zistilo len výnimočne.

Súčasná perspektíva rudných surovín v Slovenskej republike

Ťažba Au rudy ložiska Svetozár v Hodruši (Slovenská Banská, s. r. o., Hodruša) je pre vyčerpanosť známej zásoby a nízku cenu Au bezprostredne pred skončením. Ťažba sideritových rúd ložiska Nižná Slaná v Spišsko-gemerskom rudohorí (Želba, a. s.) zápasí s vážnymi ekonomickými problémami a nemožno vylúčiť, že sa v blízkej budúcnosti zastaví. Okrem týchto rudných ložísk sa na Slovensku neťaží nijaké iné. Ťažba Au v Kremnici bola zastavená už v roku 1970. Ťažba Sb rúd sa skončila a v najbližších rokoch sa nedá počítať s jej obnovením, lebo ložiská ani zďaleka nedosahujú ekonomické parametre. Z podobných príčin sa prestali ťažiť aj polymetalické a Cu rudy v Štiavnických vrchoch, komplexné Fe rudy v Spišsko-gemerskom rudohorí a U ruda v Novoveskej Hute. Skončila sa i ťažba monominerálnych Hg rúd (Rákoš, Veľká studňa-Malachov) a ťažba Mn rúd a pyritu je už dávno minulosťou. V rozličnom štádiu prieskumu sa predčasne skončilo vyhľadávanie W, Sn a Mo rúd, Cu rúd porfýrového typu a ďalších rudných surovín, pretože očakávaná kovnosť sa ani len nepribližuje dnešným ekonomickým požiadavkám.

Na Slovensku sú priaznivé metalogenetické podmienky na výskyt drahokovových, polymetalických, Cu, Sb a Hg rúd. Všetky spomenuté, ako aj ďalšie rudné suroviny (Fe, Mn, Ni, Co) sa tu ťažili počas dlhých historických období, a to najskôr blízko povrchu a potom sa postupne prechádzalo do väčšej hĺbky. Možno konštatovať, že všetky významnejšie akumulácie tradičných rudných surovín vychádzajúce na povrch sú už vyčistené a zostávajúca zásoba je hlboko pod úrovňou súčasných ekonomických požiadaviek. Ekonomické parametre vonkoncom nedosahujú ani výskytu pre Slovensko atypických rudných surovín, ktoré sa skúmali v nedávnej minulosti (hlavne Sn, W a Mo rudy). Takýto stav veľmi zužuje praktické prospekčné využívanie šlichovania, ktorým sa vždy lokalizuje rad aureol a anomálií rozličných rudných minerálov, indikujúcich zvyšky po starej kutacej, exploatačnej a spracovateľskej činnosti, resp. prítomnosť neekonomických rudných mineralizácií.

Za súčasnej situácie možno za najperspektívnejšie rudné suroviny na Slovensku pokladať iba niektoré drahokovové rudy, z iných výhľadovo azda iba Ni a Co rudy viažuce sa na bázické a ultrabázické horniny a minerály vzácnych zemín späté hlavne s výskytmi pegmatitov. Z drahokovových rúd – okrem klasických žilných typov Au-Ag mineralizácie, pri ktorých, najmä v neovulkanitoch, sú naďalej isté prieskumné a exploatačné možnosti,

závisiace hlavne od budúceho vývoja ceny Au (Kremnica) – sú to jednoznačne impregnačné typy Au mineralizácie, carlinský typ v sedimentoch, porfýrové typy vo vulkanitoch a mineralizované zóny v kryštaliniku. Impregnačné Au rudy by – podľa nášho názoru – v súčasnosti a v blízkej budúcnosti mali byť hlavným námetom prieskumnej stratégie, a to či už zo strany štátu (v prvej fáze prác), či zahraničných a domácich spoločností. Zdroje Ag rúd (Cu rudy s Ag – historické ložisko Špania Dolina, Lubietová, neskôr Spišsko-gemerské rudohorie a žilné Ag-Au typy – Hodruša, Banská Štiavnica) treba považovať za vyčerpané a neperspektívne.

Nateraz na hypotetickej úrovni (Knésl, 2000) sú informácie o možnej existencii platinoidov na Slovensku. Sporadické údaje o vyššom obsahu Pt a Pd v niektorých ultrabázických veporika a Spišsko-gemerského rudohoria (Hovorka et al., 1980), ako aj o mineralogických asociáciách v slovenských ultrabázických (Rojkovič, 1981) signalizujú možný výskyt platinoidov viažucich sa na ultramafické horniny. Teoretické predpoklady výskytu kovov skupiny platinoidov (Pt, Pd, Rh, Ru, Os a Ir) na Slovensku by mohli v blízkej budúcnosti viesť k ich výskumu a prieskumu. Ako zaujímavosť možno uviesť, že sa Britská geologická služba touto problematikou zaoberá už dvadsať rokov a má prvé výsledky v podobe nádejných anomálií platinoidov v ultramafitoch Veľkej Británie (BGS, 2000).

Záver

V súčasnosti sú najperspektívnejším druhom rudných surovín na Slovensku impregnačné Au rudy. Vierohodné údaje o ich výskyte sú z viacerých rudných rajónov (Považský Inovec, Tribeč, Štiavnické vrchy, Kremnické vrchy, Poľana – Javorie, veporikum, Spišsko-gemerské rudohorie, Slanské vrchy; Knésl, 2000). Medzi výhľadovo perspektívne rudné suroviny možno zaradiť aj Ni-Co rudy (Spišsko-gemerské rudohorie, veporikum) a minerály prvkov vzácnych zemín (pegmatity v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Tribeči, v Žiari, okraje granitových telies vo veporiku a Spišsko-gemerské rudohorie). Priaznivé metalogenetické predpoklady (ultramafity) a pozitívne geochemické indície (Hovorka et al., 1980) by mali byť dostatočným podnetom na komplexné zisťovanie možnej prítomnosti platinoidov na Slovensku. V tejto súvislosti poznamenávame, že otázka výskytu Pt v Striebornej žile v Rožňave (Sasvári a Maťo, 2000) je skôr účelová a z praktického hľadiska bezpredmetná.

Regionálnou sieťou šlichov je pokrytý takmer celé územie Slovenska. V mnohých prípadoch je sieť zahustená, spravidla sleduje konkrétne prieskumné ciele, a to aj pokiaľ ide o odber šlichov z pôdy, delúvia a z horninových odkryvov. V rámci súčasnej úlohy (Bačo a Dzurenda, 1998) sa pri súhrnnej reinterpretácii šlichovania prehodnotia všetky doteraz rozptýlené, často odborne nevyrovnané, časom realizácie a čiastkovými cieľmi ovplyvnené výsledky na jednotnej modernej odbornej úrovni nielen z praktického prospekčného hľadiska, ale aj podľa teoretických mineralogických a geochemických kritérií a z rozličných environmentálnych pohľadov.

Impregnačné typy Au rúd sa vo väčšine prípadov nedajú zistiť vlastnou šľichovou metódou, a preto v prvej fáze vyhľadávania treba odobrať jemné frakcie ílovitých sedimentov a kvantitatívne sledovať obsah Au. Pri ďalších perspektívnych typoch rudných surovín (Ni-Co rudy, prvky vzácnych zemín, platinoidy) sa šľichovanie dá v prvej fáze prác zužitkovať v plnom rozsahu. Je to dôležité najmä pri štúdiu platinoidov, pre ktoré naše laboratória doteraz nemajú bežnú analytiku.

Literatúra

- Bačo, P. & Dzurenda, Š., 1998: Reinterpretácia šľichového prieskumu na území Slovenska. Projekt geol. prác. *Manuskript – archív GSSR Bratislava*, 36.
- British Geological Survey, 2000: Minerals in Britain. Past Production, Future Potential Nickel and Platinum. British Geol. Survey, Nottingham, 6.
- Böhmer, M. & Měcháček, E., 1966: Metalometrický a šľichový výskum potokov rozptýlu rudných zložiek v neovulkanitoch Kremnických hôr. Geochemická konferencia VŠB, Ostrava.
- Hovorka, D., Chitrov, V. G. & Rojkovič, I., 1980: Obsah Pt, Pd, Rh, Ru a Au v niektorých typoch ultramafických hornín Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 12, 3, 267–273.
- Hvoždára, P., Hurai, V., Linkešová, M. & Kravjanský, G., 1985: Regionálna geochémia Západných Karpát (Slovenské rudohorie-západná časť). [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Hvoždára, P., Knésl, J. & Maťová, V., 1989: K hlavným výsledkom úlohy Regionálna geochémia Západných Karpát. *Geol. Průzk. (Praha)*, 31, 1, 12–15.
- Knésl, J. & Knésl, A., 1993: Možnosti výskytu impregnačných Au ložísk na Slovensku. *Mineralia Slov.*, 25, 6, 451–460.
- Knésl, J., 2000: Zdroje rúd drahých kovov na Slovensku. In: *Zbor prednášok SBS, Demänová*, 98–109.
- Li, Z. & Peters, S. G., 1998: Comparative geology and geochemistry of sedimentary-rock-hosted (Carlin-type) gold deposits in the People's Republic of China and in Nevada, USA. Open-File Report, U. S. Geol. Surv. Reno, 157.
- Linkešová, M. & Knésl, J., 1969: Šľichová prospekcia v Kremnickom pohorí. *Mineralia Slov.*, 1, 2, 135–139.
- Matula, I., 1988: Stav a výsledky regionálnej šľichovej prospekcie na Slovensku. In: *Sbor. přednášek ze semináře o šľichové prospekci, Jihlava*, 19–24.
- Prokša, P., Matula, I., Petr, K., Bačo, P., Mesarčík, I., Galová, M. & Fodorová, V., 1992: Slovensko – mineralogicko-geochemická prospekcia. VP [Záverečná správa.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 58.
- Radtko, A. S., 1985: Geology of the Carlin Gold Deposit, Nevada. U. S. Geol. Survey, Professional Papers 1267, Washington.
- Rojkovič, I., 1981: Paragenéza rudných minerálov sprevádzajúcich serpentinizáciu ultramafických hornín Západných Karpát. *Bratislava, GUDŠ*, 159–167.
- Sasvári, T. & Maťo, L., 2000: Prvé poznatky o prítomnosti prvkov skupiny Pt v sideritovo-polysulfidickej mineralizácii Striebornej žily v Rožňave. *Acta Montanistica Slovaca*, 5, 5, 339–342.
- Slávik, J., 1965: Metodika a niektoré výsledky šľichovania na Vihorlato. *Geol. Průzk. (Praha)*, 7, 10, 295–297.
- Tözsér, J., 1972: Prešovsko-Tokajské pohorie – Hg – VP. Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom k 28. 2. 1972. *Manuskript – archív SGUDŠ Bratislava*, 239.
- Valach, J., 1965: O možnosti existencie ďalších typov zrudnení v stredoslovenských neovulkanitoch. *Geol. Průzk. (Praha)*, 7, 3, 68–70.

Several remarks about the prospecting possibilities of panning in Slovakia

At present time the disseminated-types of Au mineralization represent the most perspective exploration target in Slovakia. The presence of these types has been discovered last years in many ore districts (Považský Inovec, Tribeč, Štiavnica Mts., Kremnica Mts., Poľana-Javorie, Veporicum, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Slanské vrchy Mts.; Knésl, 2000). It can be considered, that the another perspective exploration targets are represented by Ni-Co ores (Veporicum, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., East Slovakian Basin) and the minerals of rare elements (pegmatites in Malé Karpaty, Považský Inovec, Tribeč, Žiar ore districts, marginal parts of granites in Veporicum and Spišsko-gemerské rudohorie Mts. ore districts). Finally, in Slovakia the favorable metallogenic suppositions indicate the possible presence of elements of platinum group (ultramafites in Veporicum, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and Eastern Slovakia). Up to now, only some positive geochemical data about this problematics exist (Hovorka et al., 1980). From the other side, the question of the possible presence of Pt mineralization

at Strieborná vein in Rožňava (Sasvári and Maťo, 2000), is according to our opinion purpose-built question and has not economical significance at present time.

At present, almost whole area of Slovakia is covered by the regional grids of panning samples, in many cases the samples have been taken in more detailed grids (exploration for Hg ores). All the previous results of panning are at present time the subject of the reevaluation (Bačo and Dzurenda, 1998), from the contemporary point of the views. The piece of knowledges, which will be obtained by this project, can be used also for practical purposes of further ore exploration. The gold from disseminated-types of deposits, is not detectable by panning and the stream-sediments survey must be used. The other perspective Slovakian exploration ore targets (i. e. Ni-Co ores, minerals of rare elements, platinoides), can be indicated also by means of heavy mineral survey (panning). As regards of the group of Pt elements, the panning can be very important exploration tool, because up to now, these samples are not assayed in Slovakian laboratories.

Mikroanalýzy koncentrátů těžkých minerálů

JIRÍ ŠVESTKA

GEOMIN družstvo, Znojemská 78, 586 56 Jihlava, Česká republika

(Doručené 15. 8. 2001)

Microanalyses of heavy mineral concentrates

Analytical methods applied in the identification of heavy minerals gained from heavy mineral concentrates by separation are shortly described in present article. Discussed samples were treated and evaluated in the course of the last 37 years in the Centre of Heavy Mineral Prospecting in Jihlava. The oldest method used for mineral identification was qualitative spectral analysis. Since nineties the emphasis is placed on the determination of chemical composition of mineral phases by means of quantitative microanalytical methods, allowing mostly to assign stoichiometric formula. In order to identify clearly mineral phases, RTG analysis is generally used. Very important is also information about chemical composition of anthropogenic components of heavy mineral samples, used for final interpretation of results from viewpoint of environment.

Key words: heavy mineral prospecting, spectral analysis, microanalytical methods, RTG analysis, anthropogenic pollution, environmental point of view

Úvod

Metoda šlichové prospekce je v České republice vyvíjena a aplikována od druhé poloviny 60. let. Šlichová skupina sídlí od svého založení v Jihlavě a za dobu její existence prošlo mineralogickou laboratoří cca 90 tisíc vzorků z regionální šlichové prospekce, asi 17 tisíc vzorků ze základní šlichové prospekce a více než 190 tisíc vzorků z detailní šlichové prospekce (ověřování šlichových anomálií). Kromě toho byly v jihlavských laboratořích zpracovány a vyhodnoceny vzorky z dalších 24 zemí Evropy, Asie, Afriky a Ameriky v počtu okolo 40 tisíc kusů.

Metodika šlichové prospekce byla po celou dobu vyvíjena a zdokonalována. Zatímco způsob odběru a terénního zpracování vzorků zůstal prakticky nezměněn, metodiky laboratorní přípravy a hlavně mineralogické analýzy doznaly značných změn a vylepšení.

Způsob semikvantitativní a kvantitativní mineralogické analýzy vyžaduje použití dalších analytických metod. Kromě dílčích optických analýz za použití polarizačního mikroskopu, barvicích metod v případech některých zájmových minerálů, stanovení vlastností minerálních fází pod UV – světlem, odlišení magnetických vlastností minerálů a určení základních fyzikálních vlastností jsou aplikovány metody chemické a mikroanalytické. Finální identifikace minerálních fází bývá doplněna RTG - analýzou.

Kvalitativní spektrální analýza

Základní analytickou metodou pro identifikaci minerálů, která byla aplikována na jihlavském pracovišti, byla kvalitativní optická emisní spektrometrie. Tato metoda

byla používána již od 60. let a postupně byla rozšířena až na stanovení 47 elementů v 5 řádových obsahových třídách (X0, X, 0,X, 0,0X a 0,00X %). Spektrální analýza byla úspěšně využita pro identifikaci minerálů a pro odlišení jejich možné záměny (pyrit x chalkopyrit, sfalerit x anatas, hematit x ilmenit, apatit x topaz, olivín x epidot, titanit x monazit, turmalíny x amfiboly atd).

Metoda je dobře aplikovatelná pro minerály s jednodušším chemickým složením, problematickou se stává při identifikaci složitých silikátů, fosfátů i oxidů. Její nespornou výhodou je, že na rozdíl od „mikrosondy“ stanovuje i lehké prvky, jako je Li, Be a B. Nevýhodou je podmínka dodržení vysoké homogenity zrn při separaci a přípravě dostatečné množství materiálu. Kvalitativní spektrální analýza dobře posloužila pro identifikaci minerálů, ovšem bez možnosti vyjádření jejich stechiometrického složení. V tab. I jsou uvedeny příklady stanovení minerálů kvalitativní spektrální analýzou.

Mikroanalytické metody

Mikroanalytické metody (mikrosonda) byly aplikovány na specializovaných pracovištích na katedře mineralogie, petrologie a geochemie na přírodovědecké fakultě Masarykovy university v Brně a v Ústavu nerostných surovin v Kutné Hoře. V dřívějších etapách šlichové prospekce (do 90. let) byly minerály určovány jen kvalitativně. Analýzy byly snímány z nerovného povrchu zrn a byly sledovány jen některé „zájmové“ chemické prvky. Pro identifikaci minerálů to bylo v té době dostačující. Od 90. let jsou všechna určovaná zrna zalita do epoxidové pryskyřice a naleštěna. Poté je kvantitativně měřen obsah

Tab. 1
Kvalitativní optická emisní spektrometrie
Qualitative spectral analysis

Úkol	Č. mapy/ č. vzorku	Mineralogické určení	Obsahy ve třídách (%)					
			X0	X	0,X	0,0X	0,00X	?
JZH	43Cb/243	monazit-(Ce)	Ce, P	La, Th	Al, Si, Zr	Cr, Mg, Ni	B, Ca	Y
CRE	14-314/10b	apatit s La	Ca, P		La	Fe, Mg, Si, Zn	Al, Cr, Mn	
KRH	50Da/60e	topaz	Al, Si			Mg, Ti	Ca, Fe	Ce
KRH	61Da/89	titanit	Ca, Si, Ti	Al, Cr, Mg	Fe	Mn, Zn	Cu, Sn, V	Zr
KRH	50Cd/245	turmalín (dravit)		Al, B, Si	Mg	Fe, Na	Ca, Mn	

Zkratky dílčích úkolů: JZH – Jizerské hory, CRE – křída, KRH – Krušné hory (Abraham et al., 2001)

Abbreviations of partial tasks: JZH – Jizerské hory Mts., CRE – Cretaceous, KRH – Krušné hory Mts. (Abraham et al., 2001)

Tab. 2
Některé minerály potvrzené mikroanalyticky
Some minerals verified with the help of microanalysis

Úkol	Č. mapy/ č. vzorku	Lokalizace	Mineralogické určení	Chemické složení
ORH	69Ab/7	6,5 km jv. Dobrušky	zlato	(Au _{0,873} Ag _{0,127})
LIB	95Bb/63b	2 km jv. Hluboček	sfalerit	(Zn _{0,992} Fe _{0,008} Cd _{0,004})S _{1,000}
PHA	12-244/13c	Praha–Hrdlořezy	tetraedrit- -schwazit	(Cu _{1,406} Hg _{1,839} Fe _{0,265})Sb _{3,631} Si _{3,000}
KRH	50Cc/190	6 km vsv. Kraslic	löllingit	Fe _{1,199} (As _{1,923} S _{0,077})
KRH	62Da/86a	0,5 km jv. H. Slavkova	fluorit	(Ca _{0,998} Y _{0,002})F _{2,000}
LIB	84Cc/32b	4,5 km sz. Potštát	gahnit	(Zn _{0,754} Fe _{0,198} Mg _{0,055})Al _{1,996} O _{4,000}
KRH	62Bb/92c	4 km sz. Ostrova n. O.	chromit	(Fe _{0,758} Mg _{0,396} Zn _{0,011})(Cr _{1,100} Fe _{0,423} Al _{0,379} Ti _{0,098})O _{4,000}
ORH	70Cd/20b	1 km j. Červené Vody	korund	(Al _{1,994} Ti _{0,005})O _{3,000}
ORH	57Dc/18a	2 km jjv. Olešnice v O. h.	ilmenit	(Fe _{0,947} Mn _{0,025} Mg _{0,011} Si _{0,008})Ti _{1,001} O _{3,000}
DOU	63Ca/80b	5 km vsv. Bochova	perovskit	Ca _{0,997} Ti _{1,001} O _{3,000}
KRH	61Da/40	3,5 km jjv. Hazlova	rutil	(Ti _{0,958} Sn _{0,011} Fe _{0,009} V _{0,008} Nb _{0,007})O _{2,000}
KRH	40 Dc/66d	2 km j. Činovice	kasiterit	(Sn _{0,991} Fe _{0,008} W _{0,003})O _{2,000}
KRH	62Bc/32	4 km sz. H. Slavkova	wolframit	(Fe _{0,826} Mn _{0,225} Ca _{0,008})W _{0,980} O _{4,000}
CRE	12-124/29	1,5 km jz. Jedomelice	kutnohorit	(Mn _{0,973} Ca _{0,723} Fe _{0,107} Al _{0,035} Mg _{0,011})(C _{0,967} Si _{0,033})O _{3,000} 2,000
CRE	12-223/7	1,5 km vsv. Veltrus	celestin	(Sr _{0,972} Ba _{0,031} Ca _{0,003}) S _{0,997} O _{4,000}
CRE	13-221/12b	Dolní Černůtky	xenotim-(Y)	(Y _{0,993} Dy _{0,051} Yb _{0,033} Er _{0,017} Gd _{0,014} La _{0,003} U _{0,002} Ce _{0,001} Th _{0,001}) P _{0,930} O _{4,000}
LIB	96Aa/60	5,5 km zjz. Potštát	monazit-(Ce)	(Ce _{0,473} La _{0,245} Nd _{0,161} Pr _{0,032} Th _{0,024} Ca _{0,023}) P _{1,025} O _{4,000}
CRE	12-231/38b	2 km sv. Švermova	goyazit	(Sr _{0,542} Ce _{0,095} Ca _{0,095} Ba _{0,066} La _{0,058} K _{0,046} Nd _{0,027} Pb _{0,016})(Al _{2,863} Fe _{0,058}) (OH) ₁ PO ₃ OH (P _{0,772} Si _{0,423} S _{0,109} V _{0,007})O _{4,000}
CRE	14-332/50c	3 km z. Litomyšle	florencit-(Ce)	(Ce _{0,629} La _{0,352} Nd _{0,082} Sr _{0,172} Ca _{0,037})Al _{3,963} (OH) ₃ (P _{1,224} S _{0,022})O _{4,000} 2,000
SČV	02-432/75	2 km ssz. Polepů	(fluor-)apatit	(Ca _{1,781} Ce _{0,033}) Cl _{0,269} (F.OH...) _{0,731} (P _{0,905} Si _{0,037} S _{0,019})O _{4,000} 3,000
LIB	84Cd/3	8 km v. Města Libavé	pyromorfit	(Pb _{0,943} Ca _{0,122}) Cl _{1,011} (P _{0,925} O _{4,000})3,000
CRE	02-234/162	Ludvíkovice u Děčína	olivín (forsterit)	(Mg _{1,784} Fe _{0,260} Ca _{0,006} Mn _{0,005} Ni _{0,004}) Si _{0,971} O _{4,000}
DOU	63Aa/49f	6 km sv. Ostrova nad Ohří	Ti-andradit (melanit)	(Ca _{2,868} Mg _{0,080} Mn _{0,057})(Fe _{1,541} Ti _{0,494} Al _{0,313}) (Si _{0,969} Ti _{0,031})O _{4,000} 3,000
JZH	42 Bc/9	Hrádek nad Nisou	zirkon	(Zr _{0,960} Hf _{0,040}) Si _{1,001} O _{4,000}
KRH	50Cc/102	2,5 km jz. Přebuzi	topaz	Al _{1,955} (F.OH) ₂ Si _{1,034} O _{4,000}
CRE	13-132/47a	3,5 km szz. Sadské	staurolit	(Fe _{1,384} Mg _{0,284} Zn _{0,069} Mn _{0,058})(Al _{8,789} Ti _{0,058}) (OH) ₂ (Si _{3,830} Al _{0,170})O _{22,000}
CRE	02-444/1	3 km ssz. Mšena	titanit	(Ca _{0,999} Fe _{0,009})(Ti _{0,824} Al _{0,081} Nb _{0,010}) O Si _{1,073} O _{4,000}
DOU	63Ac/18f	10 km v. K. Varů	melilit	(Ca _{1,647} Na _{0,175} K _{0,053})(Al _{0,417} Mg _{0,375} Fe _{0,269} Ti _{0,041} Mn _{0,028}) (Si _{1,696} Al _{0,293} P _{0,011})O _{7,000}
ORH	69Ab/6	7 km jv. Dobrušky	epidot	Ca _{1,956} (Fe _{0,900} Al _{0,188})Al _{2,000} O OH Si _{0,412} Si _{2,185} O _{7,000}
CRE	70Bb/7d	6 km jz. Uhelné	johannsenit	(Mn _{1,511} Ca _{0,336} Mg _{0,037} K _{0,014} Ti _{0,107}) (Si _{1,879} Al _{0,096})O _{6,000}
CRE	12-241/16a	1,5 km vsv. Libčice nad Vltavou	magnesio- -hornblend	(Ca _{1,827} Na _{0,203} K _{0,029})(Mg _{2,569} Fe _{2,138} Al _{0,378} Mn _{0,041} Ti _{0,016}) (OH.F) ₂ Al _{0,570} Si _{7,422} O _{22,000}
CRE	14-341/53	5 km ssz. Svitav	glaukonit	(K _{0,536} Ca _{0,042})(Al _{1,097} Fe _{0,988} Mg _{0,361}) (OH) ₂ Si _{4,096} O _{10,000}
CRE	15-444/65a	3 km j. Čes. Těššina	ferdsilicit (synt.)	(Fe _{0,833} Al _{0,027} Cr _{0,004})Si _{2,000}
DOU	51Cc/84e	2 km jz. Perštejna	kovové znečištění	(Cu _{0,504} Sn _{0,319} Zn _{0,134} Cl _{0,024} Pb _{0,013} Fe _{0,006})
DRA	94Db/39b	2,5 km zjz. Plumlova	nekovové znečištění (sklo)	(44,4 % SiO ₂ ; 47,9 % PbO; 4,4 % UO ₂ ; 3,3 % Al ₂ O ₃)
PHA	66Cc/44b	Praha–Záběhlce	sféruška (muirít)	50,0 % BaO; 36,1 % TiO ₂ ; 7,6 % SiO ₂ ; 4,7 % CaO; 0,9 % SrO; 0,7 % Na ₂ O

Zkratky dílčích úkolů: ORH – Orlické hory, LIB – vojenský prostor Libavá, PHA – Praha, KRH – Krušné hory, DOU – vojenský prostor Doupov, CRE – křída, SČV – Severočeské vulkanity, JZH – Jizerské hory, DRA – vojenský prostor Drahaný (Abraham et al., 2001)

Abbreviations of partial tasks: ORH – Orlické hory Mts., LIB – army space Libavá, PHA – Prague, KRH – Krušné hory Mts., DOU – army space Doupov, CRE – Cretaceous, SČV – North Bohemian volcanites, JZH – Jizerské hory Mts., DRA – army space Drahaný (Abraham et al., 2001)

všech přítomných stanovitelných elementů. Kvantitativní stanovení prvků umožňuje ve většině případů sestavení stechiometrického vzorce. V nábrusu je dále možno stanovit složení povrchových povlaků, sledovat zonalitu zrn a určit chemické složení inkluzí a odmíšenin. Další výhodou je to, že se naleštěná zrna analýzou nezničí, terčíky jsou archivovány a je možno se k nim kdykoliv vrátit. Nevýhodou této metody je, že nestanovuje důležité lehké elementy (Li, Be, B), takže chemické složení turmalínů, dumortieritu a dalších minerálů je dopočítáváno na 2 prvky, což snižuje kvalitu analýzy. Téměř vyloučeno je určení např. Li – turmalínů (dopočet na 3 nestanovené prvky není přípustný). Fluor lze stanovit jen kvalitativně, počínaje sodíkem jsou obsahy stanovovány kvantitativně. Stanovení uhlíku (u karbonátů, ev. moissanitu) je prováděno doplňující metodou VDV (vlnové dispersní analyzátor).

Touto metodikou bylo za posledních 10 let stanoveno chemické složení cca 650 mineralogických fází v rámci úkolu „Regionální šlichová prospekce České republiky“, přibližně 550 minerálů z geochemického mapování ve středním Íránu, více než 200 minerálů z geochemického mapování v jz. Mongolsku a desítky minerálních fází z dalších projektů.

Analýzy zlata včetně interpretace a fotodokumentace jsou od počátku 70. let prováděny v ÚNS Kutná Hora.

V tabulce 2 jsou uvedeny příklady stanovení chemického složení některých běžných, ale i vzácných minerálů nalezených ve šlichových vzorcích v rámci úkolu „Regionální šlichová prospekce České republiky“. V tabulce je uveden dílčí úkol, číslo mapy 1 : 25 000 atd.

Rtg analýza

Důležitou metodou při určování minerálů je rentgenometrická analýza. Je nezbytná pro jednoznačné odlišení polymorfních minerálů (např. pyrit – markazit, rutil – anatas – brookit, sillimanit – andalusit – kyanit). Bez

Rtg analýzy spolu s dalšími chemickými metodami nelze označit analyzovanou fázi jako minerální druh. Donedávna bylo potřeba k Rtg analýze poměrně velké množství materiálu a to zcela homogenního, což bylo při analýze šlichových vzorků problematické, zejména pro vzácné a raritní minerály. V poslední době však již je možno tuto metodu úspěšně používat i pro zrna o velikosti okolo 0,15 mm.

Jistou nevýhodou Rtg analýzy je, že materiál musí být rozetřen na analytickou jemnost 10–20 mikronů, čímž je návrat k původnímu zrnu vyloučen. Minerální fáze je po rozetření nanesena na folii, která je po analýze archivována, takže opakovaná analýza je možná.

Od poloviny 90. let jsou Rtg analýzy prováděny na katedře mineralogie, petrologie a geochemie PřF MU v Brně.

Závěr

Zmíněné analytické metody usnadnily identifikaci minerálů ve šlichových vzorcích a značně podpořily důvěryhodnost určování minerálů a dalších složek koncentrátů těžkých minerálů. Významným přínosem z hlediska environmentálního je určení chemického složení antropogenních součástí šlichových vzorků (syntetické minerální fáze, kovové a nekovové znečištění a tzv. sférulky). To v kombinaci s analýzami těžkých kovů v podsítné frakci šlichů umožňuje interpretaci antropogenních anomálií.

Metodika uvedených analýz včetně pracovních postupů je podrobně popsána v závěrečné zprávě Abraham et al. (2001).

Literatura

- Abraham, M., Švestka, J., Veleba, B., Žáček, M., Hůlka, L., Dudek, A., Fediuk, F. & Malec, J., 2001 Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol XI – Atlas těžkých minerálů České republiky 1 : 500 000. [Souhrnná závěrečná zpráva.] *Manuskript – archiv Geofond, Praha.*

Heavy minerals and metallogenic model of territory

MIROSLAV ŽÁČEK

GEOMIN Jihlava Company, Znojemská 78, 586 56 Jihlava, Czech Republic

(Received August 15, 2001)

Abstract

Heavy mineral prospecting represents throughout the years one of the very effective tools of the survey for the raw materials. With the help of mineralogical analyses we obtain direct indication of possible presence of metallic or precious metals deposits as well as of deposits of specific industrial minerals. Some of heavy minerals are also used for the different purposes in the area of special research or in some cases for the geological maps improvement.

Below presented article points out further possibilities of mineralogical analyses exploitation respectively in the creation of simplified metallogenic model of studied territory. Starting point is represented with mineral assemblages purposely set, describing different geological environments. On the basis of simulation of interactions among these environments the metallogenic model of territory is established, providing on the one hand simplified picture of its geo-tectonic setting and on the other hand delimitating inhomogeneities of the geological environments, representing sections of the earth crust favorable for the ore mineralization development.

Key words: heavy mineral prospecting, accessory minerals, metallogenic model, rock-forming minerals

Introduction

Heavy mineral prospecting belongs to the oldest methods of exploration for raw materials. In the course of millenia its methodology remains practically with no change, however it is its usage who underwent important changes. At the beginning, heavy mineral prospecting was aimed mainly to the direct search for gold placers or respectively for primary gold mineralization. By time, these analyses for gold were completed with the identification of other ore or pathfinder minerals, as arsenopyrite, cinnabar, scheelite, pyrite, etc. In the course of last decades, the whole range of heavy minerals present in sample is analyzed (minerals with specific density more than 2.85 g/cm^3), some of them being studied more in detail for the purposes of the age determination of the geological processes (zircon, garnet). Besides, some of them have broader application in industry (garnet, corundum, sillimanite, ilmenite, etc.).

Last but not least, geological maps of covered terranes in arid or semi-arid regions, where thickness of lateritic overburden exceeds several tens of meters and thus make geological mapping difficult, are precised on the basis of heavy mineral assemblages found in samples.

Since 1980s, in the geochemical department in Jihlava (Czech Republic) analyses of heavy minerals in alluvial concentrates are used in different, untraditional way – as a tool for the compilation of simple metallogenic model of territory studied.

Geological field and disturbances

In order to create metallogenic model, first of all it is necessary to introduce idea of the geological field. The geological units present in the prospected area (formations, series, strata, intrusive and dyke rocks, etc.), often characterized by distinct physical properties, form altogether *geological field*. This field resulted from mutual interactions of *partial fields*

at lower level of hierarchy, i. e. of mass and energy fields. *Mass field* generally reflects properties of mass character, i. e. rock, mineral and element composition of objects, whereas *energy field* describes their immaterial qualities, i. e. manifestations reflected by various energy fields (gravity, magnetic, thermal, total γ -activity, etc.).

Metallogenic model

Mass field can be described in dependence of the scale of work by means of trace element analyses, major element analyses or mineral analyses. On the scale of 1 : 50 000 to 1 : 100 000, as the best tool for the definition of mass field seem to be minerals. Single mineral assemblages well characterize distinct geological environments. Using these especially set up mineral assemblages one can simulate interaction (physically intersection) of partial mineral fields resulting in final mass field. Similarly partial geophysical fields represented by regional measurements are used to define energy field. Final geological field is afterwards created on the basis of mutual interaction of all above mentioned partial fields.

The most frequent interactions of these partial fields represent a *complex norm* (typical or current relationships or background) of the geological field. It is necessary to point out, that this complex norm is dependent not only on the concentration level of mineral, as usual, but also on frequency of relationships with other minerals in assemblage. Deviations from this complex norm correspond to the most dynamic part of the geological field, i. e. to areas, the most favourable for mineralization development. We call them inhomogeneities or *disturbances of the geological field*.

The intensity of disturbances of the geological field is proportional to the number of intersections of partial fields and the resulting picture of disturbances represents the first step of qualitative model making.

In the second step, obtained disturbances are divided on the basis of geotectonic setting into smaller sections and these are studied more in detail from the viewpoint of all data present (i. e. contents of elements and minerals, geophysical measurements, rock types, alteration types, etc.). The characteristics of individual sections are compared with the models of known ore objects present in the territory or with general models (literary) of ore deposits in analogous terrains. As a final output, simple metallogenic model showing distribution of possible different types of mineralizations in studied territory is obtained.

Above explained approach was applied successfully in many regions both in the Czech Republic (Železné hory Mts., Svatka Dome, Barrandien and Hrubý Jeseník Mts. regions) and abroad (Cuba, Mozambique, Ethiopia, Iran, Greece). Results of some of them are presented below.

Case histories

As case histories, the main results of data evaluation from the Hrubý Jeseník Mts. (Czech Republic), Wollega province (Ethiopia) and Monapo region (Mozambique) are given below in form of short demonstration. Delineated metallogenic zones are simplified and presented in sketch map as narrow lines.

HRUBÝ JESENÍK Mts. (Czech Republic) Surface: 1313 km²

Prospecting methods applied: heavy mineral prospecting (analyses for 37 heavy minerals and 17 elements in 1618 samples), airborne magnetometry and γ -spectrometry (K isograds).

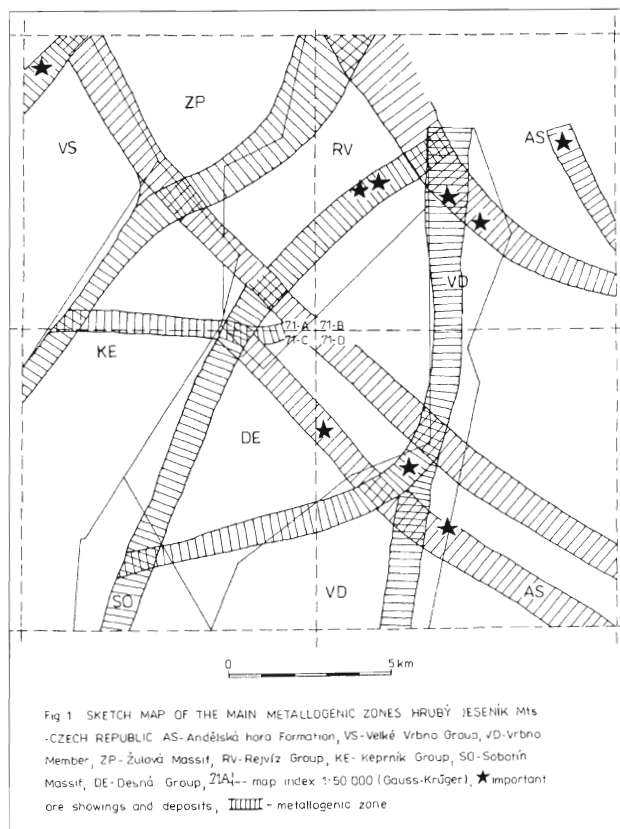
Geological setting: dominant Cadomian crystalline units (mainly biotitic gneiss locally migmatitized, muscovite-biotitic orthogneiss), Variscan volcano-sedimentary units (gabbroid intrusives or effusives of tholeiitic basalt character of Sobotín Massif, basalt effusive rocks, Devonian elastic and tuffaceous sedimentary rocks, rhyolitic effusive rocks, limestones, flysch) and granite of S type (Žulová Massif).

Mineralization:

1. gold associated with polymetallic stratiform mineralization (Zlaté Hory Mts. – west),
2. gold related to quartz veins and stockwork within metamorphosed Devonian volcano-sedimentary series (Zlaté Hory Mts. ore district),
3. gold within low-grade sulphides in gneissous metamorphic rocks (Zlatý Chlum deposit near Jeseník),
4. gold within low-grade sulphides associated with quartz veins, stockworks and lenses in black shales (Suchá Rudná deposit) and gold placers,
5. Cu-Mo mineralization in blastomylonites (Vidly deposit),
6. base metal mineralization in Devonian volcano-sedimentary series (Heřmanovice deposit).

Results:

Kinematic graph was set up with the help of four mineral fields and two geophysical fields. Sketch map worked out (see Fig. 1) shows branched network of metallogenic zones of various trends. Most of all are expressed zones of NW–SE orientation, correlating well with faults (from north to south they coincide with Heřmanovice fault, marginal fault of Lugikum and Bělá fault) and zones of NE–SW trend and NNE–SSW respectively, corresponding partly with shear zones (Rejvíz, Orlice, Sobotín and Vrbno shear zone respectively) and partly with overthrusts (Ramzová and Nýznerov overthrusts). Rare seems to be W–E trends, described by one zone only, evaluated within the western part of territory.



Spacing of both metallogenic zones and branching points is clearly dependent on the tectonic plan of Jeseníky block and its geo-tectonic development. Excellent agreement between ore deposits location and metallogenic zones positions illustrates essential role of tectonics in ore-forming processes.

WOLLEGA REGION (Ethiopia) Total surface: 1000 km²

Prospecting methods applied: heavy mineral prospecting (analyses for 33 heavy minerals and 18 elements in 1265 samples)

Geological setting: Upper Proterozoic rocks represented by metamorphic rocks (mica schists, amphibolites, quartzitic and amphibolic gneiss), by diorite complex (mainly northernmost part), facies of low metamorphic grade (greenstone, phyllite, quartzite, sericitic schist, talk schist, graphitic schist, marble, metatuff) and by intrusive rocks (gabbro, diorite, granodiorite, granite, pegmatite). Younger units are represented by Tertiary basalts and Quaternary sediments.

Mineralization:

1. Au placers
2. Au associated with low-grade sulphidic mineralization (Cu-Zn)
3. Au related to quartz veins
4. Cu-Zn mineralization

Results:

In the case of Wollega region, kinematic graph was set up with the help of three mineral fields only because no geophysical data were accessible on the scale of work. The most expressed disturbance of the geological field is represented by broad metallogenic zone of NNE–SSW trend (see Fig. 2), displaced in the northern part more to the west along strike-

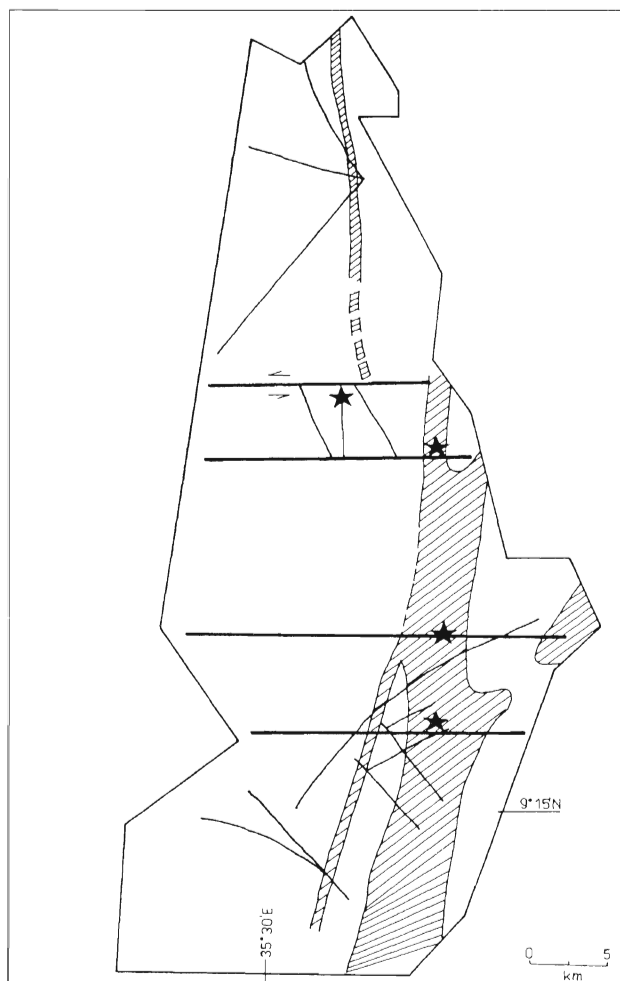


Fig 2 SKETCH MAP OF THE MAIN METALLOGENIC ZONES WOLLEGA-ETHIOPIA
 metallogenic zones of regional importance, — metallogenic zones of local importance, ⇌ strike-slip fault zone, ★ important ore showings and deposits

slip fault and crossed by numerous zones of W-E trend. During the field work no indications supporting its presence were found, probably due to the thick lateritic overburden. Elevated contents of Cr, Zn and Ni copy very well the course of this zone (see Fig. 3) and thus idea about suture of early stage of area development, healed with basic or ultrabasic rocks was accepted.

All important ore indications are located along delineated zones, preferably near crossings of W-E zones with NNE-SSW broad zone.

MONAPO (Mozambique)

Surface: 1650 km²

Prospecting methods applied: heavy mineral (analyses for 48 heavy minerals in 1878 samples) and stream sediment (analyses for 21 element in 6788 samples) prospecting, airborne magnetometry, total γ-spectrometry.

Geological setting: Namialo Formation (mainly amphibolitic-biotitic gneiss with garnet, biotitic gneiss) in western part, covered partly by Metocheria Formation (dominating pyroxene-amphibolitic granulites, amphibolites, biotitic

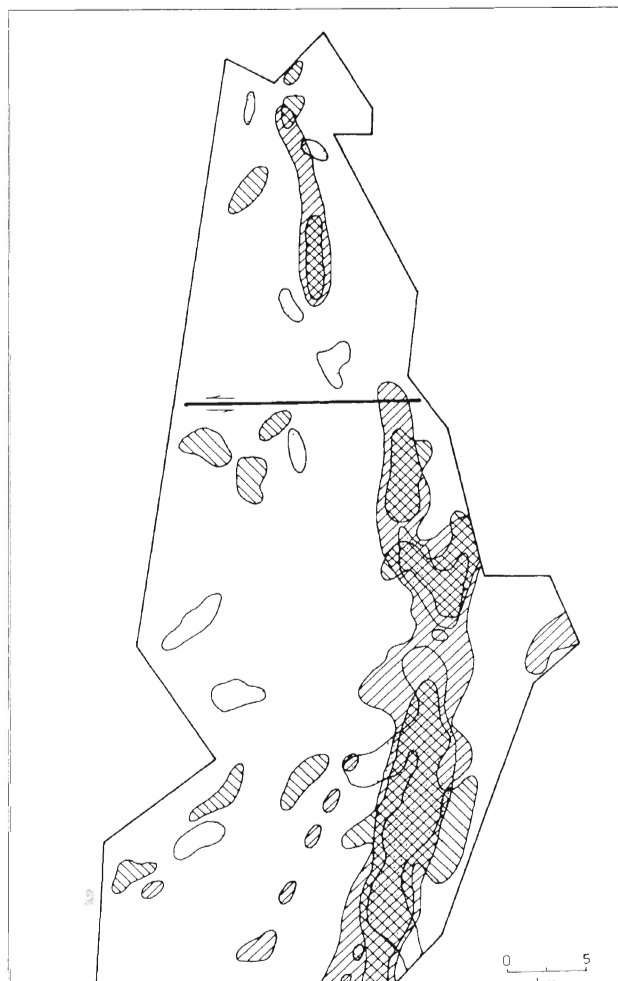


Fig 3 SKETCH MAP OF Cr, Ni, Zn ELEVATED CONCENTRATIONS IN STREAM SEDIMENTS WOLLEGA-ETHIOPIA
 Cr ≥ 60 ppm (upper part), Cr ≥ 1700 ppm (lower part), Ni ≥ 130 ppm, Zn ≥ 1800 ppm, ⇌ strike slip fault

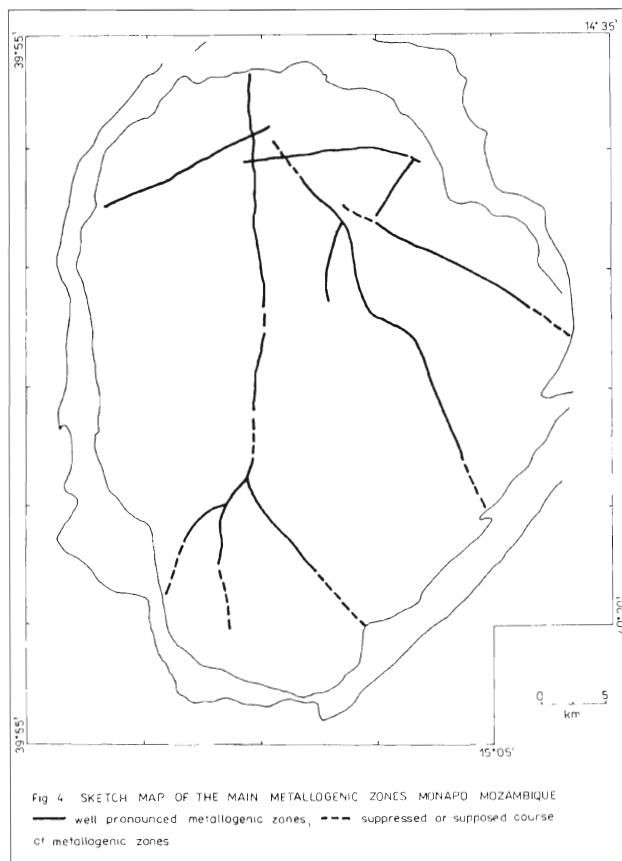
gneiss, syenite gneiss), Ramiane Formation in eastern part (biotite to amphibole-biotite migmatitized gneiss with garnet, amphibolites, sillimanitic gneiss) and Evate Formation (biotitic, amphibole-biotitic to biotit-amphibolitic migmatitized gneiss, sillimanitic gneiss, marbles, pyroxenes, serpentinites) in the central part of territory. Intrusive rocks are represented by older gabbroid rocks (Metocheria Formation) and younger granitoids (Evate Formation).

Mineralization:

1. pegmatite with amazonite, aquamarine and clevelandite,
2. carbonate related apatite,
3. Fe-ores,
4. Cu, Ba, Au showings.
5. graphite.

Results:

Heavy mineral and geochemical survey were aimed mainly for apatite and graphite accumulations discovery. Geological field was simulated in this case by means of four mineral fields and one geophysical field. Besides, three element assemblages were also set and studied. As a result several zones were delineated of different trends. Among the most expressed are N-S oriented zone (see Fig. 4) branched in its southern part,

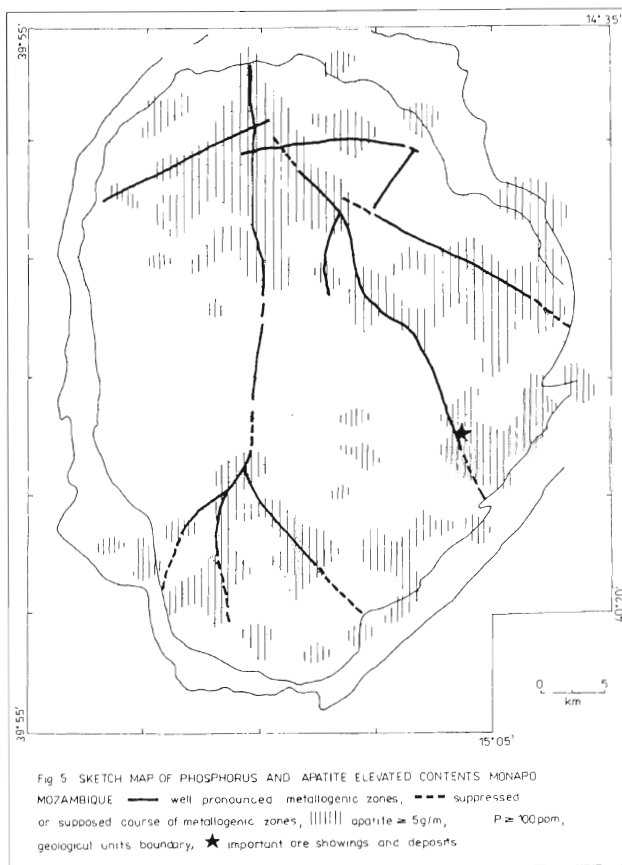


NW-SE and NNW-SSE zones and finally ENE-WSW zone. All of them cross each other within northern part of area, this crossing representing the most promising terrane for mineralization discovery. Known apatite deposit is located within the southern part of NNW-SSE trending zone.

Very interesting result provides comparison of zones position with distribution of elevated contents of apatite and phosphorus (see Fig. 5). Without more detailed comment the most favourable area for apatite mineralization is clear. Situated at the crossing of delineated zones, this area is associated with extended basic intrusion characterized in samples by elevated contents of pyroxenes, amphiboles, ilmenite, garnet, magnetite and spinelides, and apatite-magnetite-silicate type of mineralization is supposed to be found there. New carbonate-related mineralization is also supposed along NW-SE trending zone. Besides, weak base metal mineralization was evaluated at the endings of ENE-WSW and NNW-SSE trending zones.

Conclusions

Above presented results of heavy mineral data treatment from various countries of different geological setting and



distinct weathering conditions exemplified broad possibilities of successful application of this prospecting method in the area of simple metallogenic model creation and subsequently in definition of the most promising areas for the follow-up programs.

References

- Tomšík, J., 1990: Perspektiva průzkumu ložisek Au rud na Jesenícku. *Geol. Průzk.*, 5.
- Procházka, Z. & Žáček, M., 1986: Prognózování metodou KOMBI v měřítku 1 : 50 000 na příkladu Železných hor. In: *Sbor Hornická Příbram ve vědě a technice. Příbram, sekce G*, 57-63.
- Hájek, J., Žáček, M. & Grym, V., 1989: Zařazení strukturně formační analýzy do studia metalogeneze rudních formací a jejich využití při prognózování v měřítku 1 : 200 000 až 1 : 50 000. [Závěrečná zpráva úkolu.] *Manuskript – archiv GMS a. s., Praha*.
- Hranáč, P., 1985: Závěrečná zpráva úkolu Monapo. Regionální geochemická prospekce. *Manuskript – archiv Intergeo, Praha*.
- Luna, J., Abraham, M., Žáček, M., Holub, M. & Soldán, J., 1989: Geochemical prospecting in selected area and metallogenic study. Final Report. *Manuskript – archiv Intergeo, Praha*.
- Žáček, M., 1985: Mosambik – Monapo. Prognózní ocenění rájónu. [Závěrečná zpráva úkolu.] *Manuskript – archiv GMS a. s., Praha*.

Vplyv zrudnenia banskoštiavnickej oblasti na zloženie riečnych sedimentov

SILVESTER PRAMUKA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 12. 10. 2001)

Influence of ore mineralization in Banská Štiavnica region on stream sediments composition

Banská Štiavnica region is well known by its historical ore exploitation. The presence of ores in the area is reflected in stream sediment composition as well. In this report we describe a distribution of Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Pb and Zn in stream sediments. On the basis of anomalies we distinguish four areas characterized by anomalous values of different elements. These are: Vyhne stream area (anomalous values of Ag and As in stream sediments); Hodruša stream area (anomalous values of Bi, Cd, Cu, Pb and Zn); Štiavnica stream area (anomalous values of Au, Ag, As, Cd, Cu, Pb and Zn); Jasenica stream area (anomalous values of Cd). We do not observe a correlation between anomalies and mineral composition of veins in this region. The different composition of stream sediments of selected areas has been mostly affected by technique of mine exploitation and ore dressing in the last century.

Key words: stream sediments, Banská Štiavnica region, distribution maps, anomalies of Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Pb, Zn

Úvod

V súčasnosti sa dokončievajú práce v rámci šlichového výskumu Slovenskej republiky, ktoré prebiehali dlhší čas a pokryli takmer celé územie Slovenska. Vykonávali sa v pomerne detailnej sieti a v 2. etape ich súčasťou bol aj doplnkový výskum riečnych sedimentov odoberaných v blízkosti miest odberu šlichových vzoriek. Od roku 1991 sa riešia projekty zamerané na životné prostredie a ich súčasťou je aj výskum chemického zloženia riečnych sedimentov kvantitatívnymi chemickými metódami s nízkymi detekčnými limitmi stanovovaných prvkov.

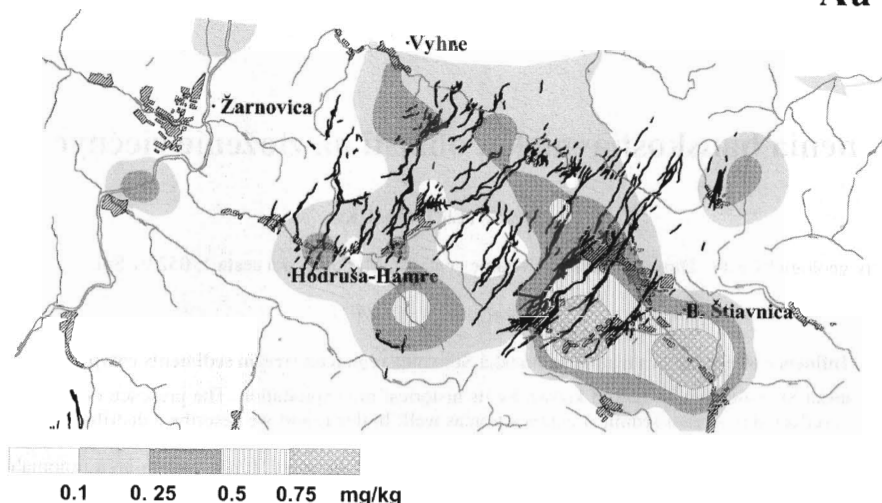
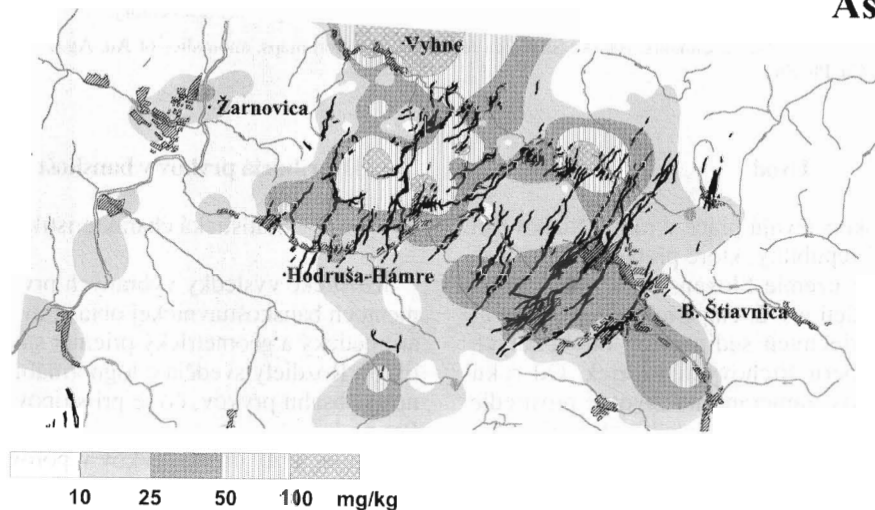
Distribúcia prvkov v banskoštiavnickej oblasti

Štatistická charakteristika prvkov

Štatistické výsledky vybraných prvkov v riečnych sedimentoch banskoštiavnickej oblasti uvádza tab. 1. Medián, aritmetický a geometrický priemer sa navzájom veľmi odlišujú. Rozdiely svedčia o lognormálnom rozdelení početnosti obsahu prvkov, čo je pri stopových prvkoch bežné. Pre prvky v banskoštiavnickej oblasti je však typický vysoký priemerný obsah prvkov v porovnaní s údajmi z celého súboru riečnych sedimentov geochemického atlasu.

Tab. 1
Základné štatistické údaje a korelačná matica sledovaných prvkov v riečnych sedimentoch
Principal statistic data and correlation matrix of observed elements in stream sediments

Prvok	Počet stanovení	Aritmetický priemer	Geometrický priemer	Medián	Smerodajná odchýlka	Koeficient variácie	Minimum	Maximum
Au	126	0,10	0,02	0,02	0,23	226,76	0,05	1,5
Ag	143	1,90	0,23	0,16	5,42	285,82	0,04	36,9
As	276	13,07	3,61	4,00	26,24	200,87	0,1	185,0
Bi	276	0,53	0,28	0,20	0,94	178,28	0,1	9,0
Cd	276	3,13	0,56	0,50	9,89	316,11	0,1	102,0
Cu	276	93,95	41,37	30,00	224,67	239,14	6	2100,0
Pb	276	143,34	46,89	34,00	375,87	262,23	1	3178,0
Zn	276	481,30	168,76	118,00	1175,29	244,19	1	11 500,0
	Au	Ag	As	Bi	Cd	Cu	Pb	Zn
As	0,243	0,502	1,000					
Bi	0,432	0,070	0,146	1,000				
Cd	0,348	0,436	0,221	0,354	1,000			
Cu	0,295	0,264	0,210	0,573	0,881	1,000		
Pb	0,590	0,536	0,304	0,490	0,833	0,819	1,000	
Zn	0,349	0,470	0,170	0,458	0,782	0,759	0,804	1,000

Au**As**

Obr. 1. Distribúcia Au a As v riečnych sedimentoch banskoštiavnickej oblasti s vyznačením priebehu rudných žíl

Fig. 1. Distribution of Au and As in stream sediments in the Banská Štiavnica area with demonstration of ore veins course

aj keď maximálny obsah sledovaných prvkov – okrem Pb – sa zistil v iných regiónoch Slovenska.

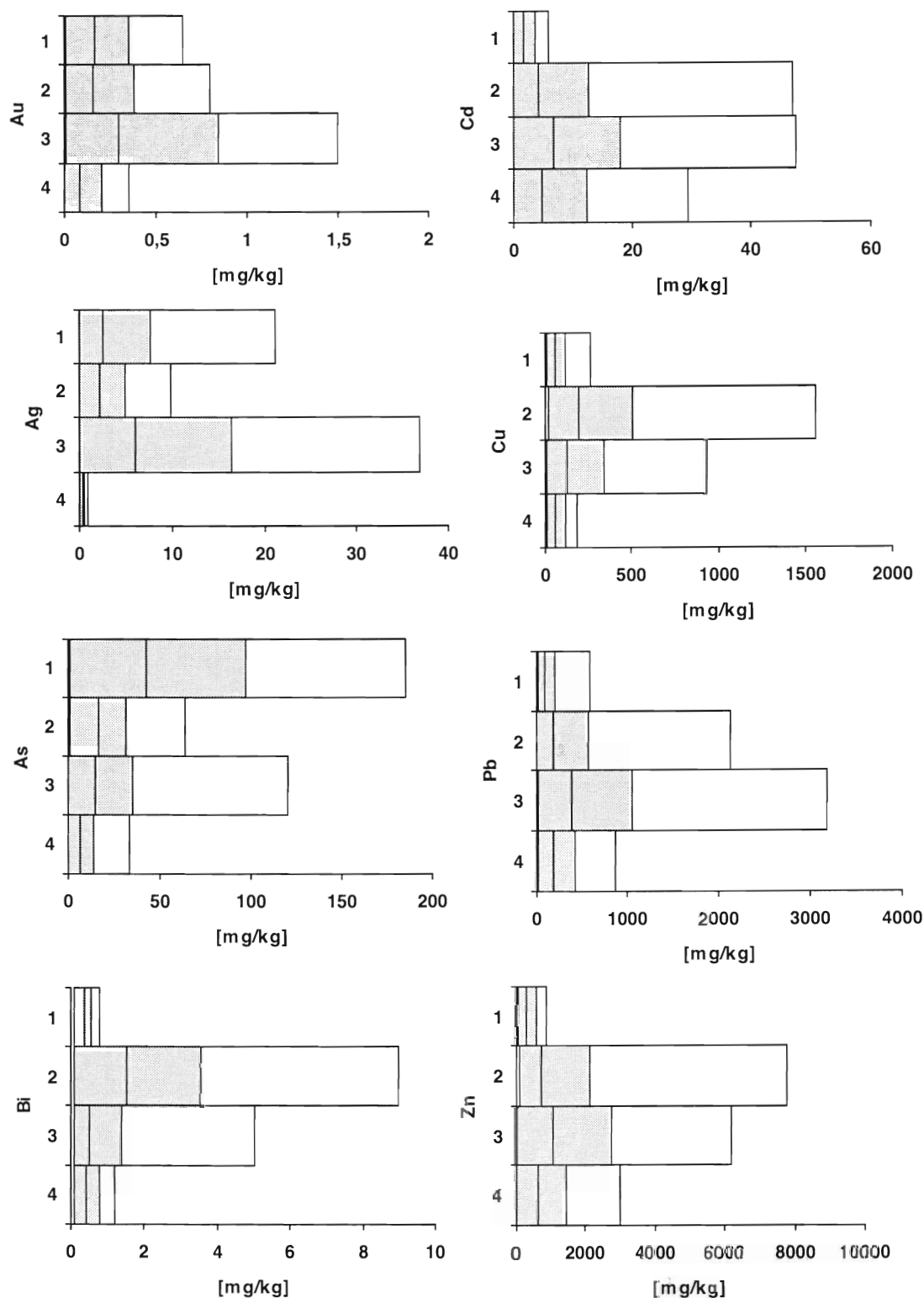
Z korelačnej matice v tab. 1 je zrejماً stredná kladná korelácia medzi dvojicami As – Ag, Pb – Au, Pb – Ag a Cu – Bi a pohybuje sa od 0,5 do 0,58. Ich závislosť v distribúcii prvkov v celom regióne je náhodná, ale medzi Cd, Cu, Pb a Zn vysoká. Ide o prvky vystupujúce v úžitkovej zložke ťažených rúd, a tak je ich distribúcia v sledovanej oblasti rovnaká.

Plošná distribúcia prvkov

Z korelačnej matice je zrejماً, že prvky nie sú v regióne zastúpené rovnako. Odlišné je vystupovanie Ag, Au, Bi a As a ostatných prvkov (Cd, Cu, Pb, Zn), ktoré majú

podobnú distribúciu. Plošnú distribúciu Au a As ilustruje obr. 1. Vyšší obsah Au je sledovateľný v okolí Banskej Štiavnice a na prítoku Hodrušského potoka v oblasti kóty Šípová, ale smerom k dolným častiam tokov obsah Au klesá.

Odlišná je aj distribúcia As. V oblasti Banskej Štiavnice je vyšší obsah As, ale maximálny je v oblasti Vyhnianskeho potoka (vrchná časť toku a priamo v osade Vyhne). Distribúcia Ag miestami kopíruje anomálny obsah Au aj As. Najvyšší obsah Ag sa zistil v oblasti Banskej Štiavnice, ako aj pri osade Vyhne a pozdĺž Hodrušského potoka. Distribúcia Bi je od distribúcie predchádzajúcich prvkov výrazne odlišná. Zistila sa nespojitá anomália pozdĺž Hodrušského potoka, ako aj anomália vo vzorkách odobratých pod Banskou Štiavnicou. Ostatné prvky (Cd, Cu,



Obr. 2. Zistený obsah analyzovaných prvkov v riečnych sedimentoch odobratých v doline Vyhnianskeho potoka (1), Hodrušského potoka (2), Štiavnice (3) a Jasenice (4). Sivá plocha – rozsah minimum – priemer + smerodajná odchýlka, v ploche vyznačená hodnota aritmetického priemeru.

Fig. 2. Content of analysed elements from stream sediments sampled in the Vyhniansky potok valley (1), Hodruška stream (2), Štiavnica (3) and Jasenie (4). Grey area – range minimum – average + standard deviation, in the area is imprinted the value of arithmetical average.

Tab. 2

Porovnanie aritmetického priemeru, minimálnej a maximálnej hodnoty v riečnych sedimentoch oblasti Vyhnianskeho potoka (1), Hodruškého potoka (2), Štiavnice (3) a Jasenice (4).
Comparison of arithmetic average, minimal and maximal value in stream sediments from the area of Vyhniansky potok valley (1), Hodruša stream (2), Štiavnica (3) and Jasenie (4)

Lokalita	Au			Ag			As			Bi		
	priemer	minimum	maximum	priemer	minimum	maximum	priemer	minimum	maximum	priemer	minimum	maximum
1	0,16	0,05	0,65	2,48	0,04	21,20	42,55	1,0	185,0	0,35	0,1	0,8
2	0,16	0,05	0,80	2,17	0,04	9,95	16,29	1,0	64,0	1,54	0,1	9,0
3	0,30	0,05	1,50	6,01	0,02	36,90	14,55	0,1	120,0	0,49	0,1	5,0
4	0,08	0,05	0,35	0,29	0,04	0,84	6,25	0,1	33,0	0,43	0,1	1,2

Lokalita	Cd			Cu			Pb			Zn		
	priemer	minimum	maximum	priemer	minimum	maximum	priemer	minimum	maximum	priemer	minimum	maximum
1	1,83	0,1	6,0	60,3	8	260	92,7	13	600	302,0	39	850
2	4,71	0,1	47,0	194,1	19	1563	198,2	4	2125	704,5	75	7800
3	6,70	0,1	47,5	125,5	9	938	384,5	10	3178	1078,4	38	6175
4	4,71	0,1	29,5	62,8	14	185	182,2	14	878	611,1	1	2988

Pb a Zn) majú podobnú distribúciu. Plošné anomálie sa zistili v dolnej aj hornej časti Hodruškého potoka, pri Banskej Belej a v oblasti Štiavnické Bane – Banská Štiavnica – Antol.

Z máp distribúcie prvkov je zrejme ich nepravidelné rozmiestnenie v regióne. Región s vývojom žíl v bansko-štiavnickej oblasti povodia jednotlivých potokov sa prirodzene člení na niekoľko oblastí. Priemerný, minimálny a maximálny obsah sledovaných prvkov oblastí uvádza tab. 2 a graficky znázorňuje obr. 2. Zobrazený je rozsah obsahu jednotlivých prvkov. Sívá plocha predstavuje interval ohraničený minimom a aritmetický priemer + smerodajnú odchýlku a čiarou je v nej naznačený aritmetický priemer. Podľa máp distribúcie aj obr. 2 je charakteristický takýto obsah prvkov: v oblasti Vyhnianskeho potoka Ag a As, Hodruškého potoka Bi, Cd, Cu, Pb a Zn, Štiavnice Au, Ag, As, Cd, Cu, Pb a Zn a v oblasti Jasenice Cd a zvýšený obsah Pb a Zn.

Korelácia anomálií so žilnými štruktúrami banskoštiavnickej oblasti

Stručná metalogenéza sledovanej oblasti je v práci Buriana et al. (1985). Obsahuje aj zonálnosť oblasti. Zaujímavé je delenie zóny založené na archívnych údajoch o dlhodobej ťažbe (Štohl, 1959, in Burian et al., 1985). Podľa neho v oblasti rozlišujeme:

- 1) centrálnu zónu (Cu) – najvyššie termálnu – okrem Cu je v nej charakteristický stopový obsah W, Sn a Bi,
- 2) Pb-Zn-Cu zónu,
- 3) Ag-Au zónu so sŕnikami Ag a
- 4) periférnu Au-Ag zónu tvoriacu okraj metalogenetickej provincie.

Vo vyčlenených oblastiach vystupujú niektoré žily banskoštiavnickej oblasti celým svojím priebehom, no častejšie ide iba o čast žíl. V oblastiach podľa obsahu

prvkov v mineráloch žíl nemožno prednostne očakávať zvýšený obsah prvkov, lebo mineralizačné etapy žíl sa navzájom prekrývajú. Súčasná distribúcia sledovaných prvkov sa nedá korelovať s niektorými zo žíl v regióne.

Záver

V riečnych sedimentoch banskoštiavnickej oblasti možno podľa sledovaných prvkov vyčleniť štyri oblasti s nerovnakým zastúpením prvkov. Vývoj identifikovaných anomálií možno vysvetliť distribúciou prvkov v rudných žilách, spôsobom ťažby a úpravy rúd v oblasti. Donedávna dochádzalo k distribúcií prvkov len na isté miesta, kde sa koncentrovali ťažobné a úpravné závody (Banská Štiavnica, Hodruša), a tam sa ešte aj v súčasnosti zisťuje vysoký obsah v minulosti ťažených prvkov. V ostatných oblastiach sa transportom a migráciou obsah prvkov, ktoré sa do prostredia ustavične nedopĺňajú, znižuje. Vyšší obsah Cd v oblasti Banskej Belej (na toku Jasenica) sa dá pripísať úložisku odpadu po spracúvaní rúd. Distribúciu uvedených prvkov takýmto spôsobom možno dokumentovať aj jednoprvkovými mapami Cd, Bi, Cu, Pb a Zn v geochemickom atlase (Bodiš a Rapant, 1999; Pramuka et al., 1999), v ktorých sú pozorovateľné výrazné anomálie pozdĺž Štiavnice až do jej ústia do Iplá, ako aj anomálie pozdĺž Hodruškého potoka, pokračujúce ďalej v Hrone.

Literatúra

- Bodiš, D. & Rapant, S., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť VI. riečne sedimenty, *MŽP SR*, 145.
Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Bratislava, Alfa*, 269.
Pramuka, S., Bodiš, D., Cicmanová, S., Gluch, G., Mackových, D., Marsina, K., Olekšák, S., Rapant, S. & Záhorová, L., 1999: Záverečná správa úlohy Geochemický atlas SR, časť 1. riečne sedimenty *Manuskript – fond správ SGÚDŠ Bratislava*, 42.

Thorium a uran ve šlichových koncentrátech a jejich význam pro geologii a životní prostředí

MARTA CHLUPÁČOVÁ¹, IVAN KAŠPAREC², JAROMÍR HANÁK³,
MILOŠ ABRAHAM⁴ a JIŘÍ ŠVESTKA⁴

¹Boháčova 866/4, 149 00 Praha 4 – Háje, Česká republika

²EXPLORANIUM CZ s. r. o., Vaculíkova 1a, 602 00 Brno, Česká republika

³Geofyzika, a. s., Ječná 29a, 602 00 Brno, Česká republika

⁴GEOMIN družstvo, Znojemska 78, 586 56 Jihlava, Česká republika

(Doručené 15. 8. 2001)

Th and U contents in heavy mineral concentrates and their impact on geology and environmental hazards

The contents of the radioactive elements Th and U of heavy mineral samples are measured for the project "Regional heavy mineral prospecting in the Czech Republic" managed by GEOMIN Company Jihlava. A new sensitive method was developed in the lab of EXPLORANIUM CZ, allowing to determine contents of Th and U in specimens of the weight ranging from 0.5 to 10 g. Seven maps characterizing the radioactivity of heavy mineral fraction are created for each sheet of the geographic map of the scale of 1 : 200 000 using computer. There are completed four maps of distribution of Th and U in the heavy mineral fraction measured, both magnetic and non-magnetic ones, two maps of distribution of Th and U re-calculated using the volume of sediment used for heavy mineral analysis, and one map of Th/U ratios. The maps of re-calculated data provide a suitable basis for comparison with the radiometric geophysical maps, the maps of Th/U ratios show the regional changes in the composition in the assemblage of radioactive accessories in the heavy mineral fraction. As it follows from the preliminary interpretation of the Moldanubian area, the anomalous contents of Th and U can indicate presence of some highly radioactive veins, layers or impregnations in the host rocks of plutonic and/or metamorphic origin. The regional changes in Th/U ratios can reveal some petrologic changes and inhomogeneity of plutonic and metamorphic units. Some environmental hazards are also indicated from the comparison between distribution of Th and U found in heavy mineral fraction and the radiometric geophysical maps. The study of heavy mineral samples of the recent flood sediments in the Hornomoravský úval region represents an example how the measurements of the contents of Th, U and Cs-137 can be useful for environmental purposes. The Czech Republic represents the only country in the world with the whole territory covered by heavy mineral prospecting.

Key words: regional heavy mineral prospecting, heavy mineral concentrates, Th and U measurements, gamma ray spectroscopy, maps of distribution of Th and U, Th/U ratios, geological interpretation, radioactive hazards

Úvod

Regionální šlichová prospekce byla v České republice zahájena v polovině 60. let. V současné době je touto metodou pokryto celé státní území. Výsledky jsou komplexně zpracovány a prezentovány v měřítku 1 : 50 000, 1 : 200 000 a 1 : 500 000 v jednotlivých etapových zprávách a v souhrnné závěrečné zprávě (Abraham et al., 2001). Poslední fázi šlichové prospekce v ČR představuje měření radioaktivity koncentrátů těžkých minerálů, které bylo započato metodickou etapou v letech 1996–1997 a od roku 1999 je systematicky realizováno na celém území republiky v rámci státního úkolu geologických prací "Regionální šlichová prospekce ČR", jehož řešitelem je firma GEOMIN družstvo Jihlava. Do poloviny roku 2003 projekt předpokládá proměření celkem 30 000 šlichových vzorků a komplexní zpracování, prezentaci a interpretaci výsledků po jednotlivých mapových sekcích v měřítku

1 : 200 000 a ve formě svodných map 1 : 500 000. Z technického pohledu lze tento rozsáhlý program uskutečnit hlavně díky dokonale zvládnuté metodice měření, která byla vypracována špičkovými odborníky v laboratoři EXPLORANIUM CZ, s. r. o. Brno. Metodika laboratorní spektrometrie gama je založena na využití studnových krystalů. Umožňuje efektivní a dostatečně citlivé měření obsahu Th a U ve vzorcích s malou hmotností, což je právě případ koncentrátů těžkých minerálů.

Charakteristika šlichového vzorku

Šlichové vzorky o objemu 10 litrů byly odebírány z recentních sedimentů vodních toků. Odebraný materiál byl propírán na 2 mm síť. Nadsítná frakce > 2 mm byla na místě likvidována. Frakce < 2 mm byla pečlivě odkalena a vyrýžována do "šedého" šlicu. Usušené koncentráty těžkých minerálů byly zrnitostně upraveny na síť 0,15 mm.

Jemná frakce < 0,15 mm byla předána ke spektrální analýze na stanovení vybraných chemických elementů. Frakce o zrnitosti 0,15–2 mm byla magnetickou separací rozdělena na ferromagnetickou, magnetickou a nemagnetickou frakci. Separaci v bromoformu byly z nemagnetické frakce odstraněny všechny lehké minerály a následně provedeny barvicí testy na baryt a kasiterit. V magnetické frakci byl barven wolframit. Takto zpracované koncentráty těžkých minerálů byly předány k mineralogické analýze, resp. k měření spektrometrie gama.

Metodika měření

Příprava vzorků

Vzorky magnetické a nemagnetické minerální frakce jsou navažovány do PE zkumavek o průměru 12 mm x 95 mm. Ideální navážka vzorku je kolem 5 g, ovšem většinou ji nelze dodržet, protože výtěžnost šlichových frakcí se pohybovala v širokém rozmezí od několika miligramů do desítek gramů. U vzorků s velikou hmotností se po homogenizaci mechanickým promícháním naváží do zkumavky část do 10 g, ostatní vzorky se měří celé. Ze zkušenosti víme, že je možné získat spolehlivou informaci o obsazích Th a U i u prakticky nicotných vzorků, jestliže je jejich radioaktivita dostatečně vysoká. Pokud jsou však obsahy Th a U nízké, lze spolehlivě měřit jen navážky větší než 1 gram.

Metodika laboratorní spektrometrie gama

K měření je použit scintilační spektrometr Explorania GR-320 LAB se studnovým detektorem NaI(Tl) $\bar{R}$ 76 x 76 mm o rozlišení 6,7 %. Pozadí je potlačeno olověným stínícím krytem o tloušťce 9 cm, který je zabudován do speciálního výměníku vzorků s kapacitou 100 zkumavek. Systém je řízen externím PC, na kterém běží modifikovaný program měření, umožňující automatickou výměnu zkumavky po jejím změření. Naměřená 512-kanálová spektra jsou ukládána do paměti PC k pozdějšímu vyhodnocení. Doba měření je obvykle 13 až 15 minut, což umožňuje měřit týdně asi 250 vzorků, tedy 500 zkumavek. V jednom dávkovém cyklu se pamatuje i na měření pozadí, které je rozhodující pro konečnou citlivost stanovení. Uložená spektra jsou zpracována metodou vážených nejmenších čtverců, kdy je naměřené spektrum fitováno lineární kombinací jednotkových spekter stanovených komponent, tedy porovnáváno s naměřenými spektry etalonů Th, U(Ra) a etalonu přírodního U.

Stanovení thoria je celkem jednoduché, přírodní materiály jsou většinou v radioaktivní rovnováze a intenzita záření gama na píku 239 keV a 2,61 MeV je v přímém vztahu k obsahu Th v analyzovaném materiálu.

Stanovení uranu je komplikovanější. Dosti dlouhé poločasy přeměny Th-230 a Ra-226 způsobují, že v přírodě nemusí být aktivita Ra-226 stejná jako aktivita mateřského prvku – uranu. Další komplikací je to, že Rn-222 s poločasem přeměny 3,84 dne může ze silně zvětralých vzorků unikát emanováním. V laboratoři se proto vzorek

umísťuje do hermeticky uzavřeného pouzdra a vyčká se do ustálení rovnováhy mezi Ra-226 a Rn-222 (dceřiné produkty přeměny radonu mají daleko kratší poločas přeměny než radon a proto jsou s radonem za těchto podmínek vždy v rovnováze) a z intenzity píků na energiích 295–352 keV, 609 keV a 1,76 MeV se stanoví obsah radia, který se z praktických důvodů vyjadřuje v ekvivalentním obsahu uranu – stanoví se tedy hodnota U(Ra).

Nezávislé stanovení uranu na radiu je možné provést jen měřením velmi málo intenzivního záření Th-234 o energii asi 93 keV a izotopu U-235 s píkem na 185 keV. Měření tohoto záření je ovlivněno poměrně intenzivním rtg. zářením ostatních radionuklidů, a proto je stanovení uranu nezávisle na radiu zatíženo daleko větší chybou než stanovení radia.

Z dosavadních měření mineralogických frakcí se ukazuje, že radioaktivní rovnováha mezi Ra-226 a U-238 je obvykle zachována, a že hodnota U(Ra) nejlépe vystihuje skutečný obsah U ve vzorku a je proto používána pro konstrukci map. V dalším textu je označena jako U.

Spektrometr prošel typovou zkouškou a je pravidelně ověřován ČMI Brno, IIZ v Praze. Za výše uvedených podmínek lze ve vzorku s nízkou radioaktivitou stanovit s relativní chybou 30 % tyto obsahy Th, U(Ra) a U-238:

navážka (g)	Th (ppm)	U(Ra) (ppm)	U-238 (ppm)
0,5	80	27	105
1,0	37	13	50
2,0	17	7	25
5,0	10	3	15

Mapové výstupy a interpretace

Naměřené jednotkové obsahy Th a U (v ppm) představují pro každý celý mapový list 1 : 200 000 soubor asi 30 000 dat, která jsou dále přenášena do databáze k následnému matematickému a grafickému zpracování. Podle programu GEOMIN družstva Jihlava a programu dr. Švancary byly původně (v rámci metodické etapy v roce 1997) konstruovány mapy distribuce Th a U (v ppm) a mapy poměru Th/U ve sloučených frakcích, v současnosti jsou tyto mapy konstruovány odděleně pro magnetickou a nemagnetickou frakci. Mapy distribuce Th a U prezentované v ppm jsou sice primárními daty a dobře charakterizují měřenou frakci šlichu, ale nezohledňují jeho hmotnost. Proto jsou také sestavovány mapy obsahů Th a U přepočítané na objem 10 l, které jsou výchozím materiálem pro porovnání distribuce Th a U ve šlichách s aeroradiometrickými mapami. Mapy poměru Th/U jsou sestavovány proto, že nejlépe ze všech odrážejí změny v kvalitě radioaktivních akcesorií, neboť poměr Th/U je na hmotnosti měřené frakce nezávislý. Dosud jsou zpracovány do stadia výsledných map 1 : 200 000 data z listů 23 Jihlava, 22 Strakonice, 33 Třeboň a 21 Klatovy.

Naměřená data prokazují, že obsahy Th a U ve šlichových koncentrátech jsou o jeden až tři řády vyšší než v matečných horninách. Poměry Th/U jsou rovněž

poněkud vyšší, posunuté ve prospěch Th (medián přibližně okolo 5).

Ačkoliv se původně očekávala určitá korelace mezi obsahem distribuce Th a U, který poskytuje spektrometrie gama a tím, který dávají mapy Th a U šlichových koncentrátů, již první mapový list (Jihlava) přinesl překvapivé zjištění, že tato korelace neexistuje. Distribuce Th a U v měřené frakci šlichů poskytuje zcela jiné a nezastupitelné informace, které, jak se ukazuje, mohou být velmi dobře využity jak pro ryze geologické účely, tak i v problematice ŽP. Rozdíl je způsoben tím, že asociace radioaktivních minerálů Th a U, kterými jsou ve značné míře akcesorie, doznala při šlichování a následné úpravě značných změn. První změny nastávají již při větrání a redepozici zvětřalin dešťovými rony a drobnými vodními toky. Některé minerály se přitom rozpadají, transformují, jemné částice jsou unášeny vodními toky na větší vzdálenosti. Při šlichování se ztrácí biotit s radioaktivními mikroinkluzemi. V surovém šlichu není zastoupen z aktivnějších akcesorií allanit, který je koncentratorem vzácných zemin i Th a především většina uranových minerálů (Heinrich, 1958). Další změny v asociaci Th-U-minerálů nastaly při úpravách a barvení, separaci v těžkých kapalinách podstatně ubylo během této procedury hmotnosti nemagnetické frakce, i když se na druhé straně její radioaktivita zvýšila. Všechny tyto zdánlivě negativní procesy však poskytly velmi stabilní asociaci radioaktivních minerálů v zkoumaném šlichu, která je překvapivě specifická pro určité petrologické nebo i strukturně-tektonické jednotky a zóny. Podle radioaktivity šlichů se rozčleňují granitové plutony, liší se různé úseky krystalinika, projevují se účinky záplav v okolí velkých řek. A kromě toho jsou to právě velké difference v obsazích a poměru Th a U, které indikují určité riziko pro ŽP.

Geologický význam šlichových anomálií Th a U

Projevy granitů a žilných hornin v radioaktivitě šlichů

Příkladem granitového plutonu, který se podle radioaktivity šlichů projevuje jinak, než by se podle stávajících petrologických poznatků i spektrometrie gama očekávalo, je v rámci mapového listu Jihlava především centrální moldanubický pluton – CMP (obr. 1a). Nejpozoruhodnějším jevem je obloukovitá struktura se zvýšenými jednotkovými obsahy Th a U, v jejímž rámci se vyskytuje několik anomálií dílčích. Ohraničená je při vnějším obvodu přibližně spojnici Jindřichův Hradec–Žirovnice–Horní Cerekev–Třešť–Telč. V mapě poměrů Th/U se projevuje zvýšenými až anomálními hodnotami (obr. 1b). Zdroj není přesně znám, neboť mrákotinský typ, který buduje střední partii CMP, obsahuje v průměru jen 8,8 ppm Th a 3,2 ppm U (Breiter et al., 1998). Je možné, že se nějaké silněji radioaktivní žilné horniny vyskytují na svazích Jihlavských vrchů, čemuž nasvědčuje Breiterem nalezený drobný výskyt thoriem bohaté žuly v mrákotinském typu (obr. 1a). Pravděpodobně bude existovat společný zdroj s anomálií La zjištěnou již dříve spektrální analýzou jemné frakce šlichů. Ta je sice posunuta poněkud

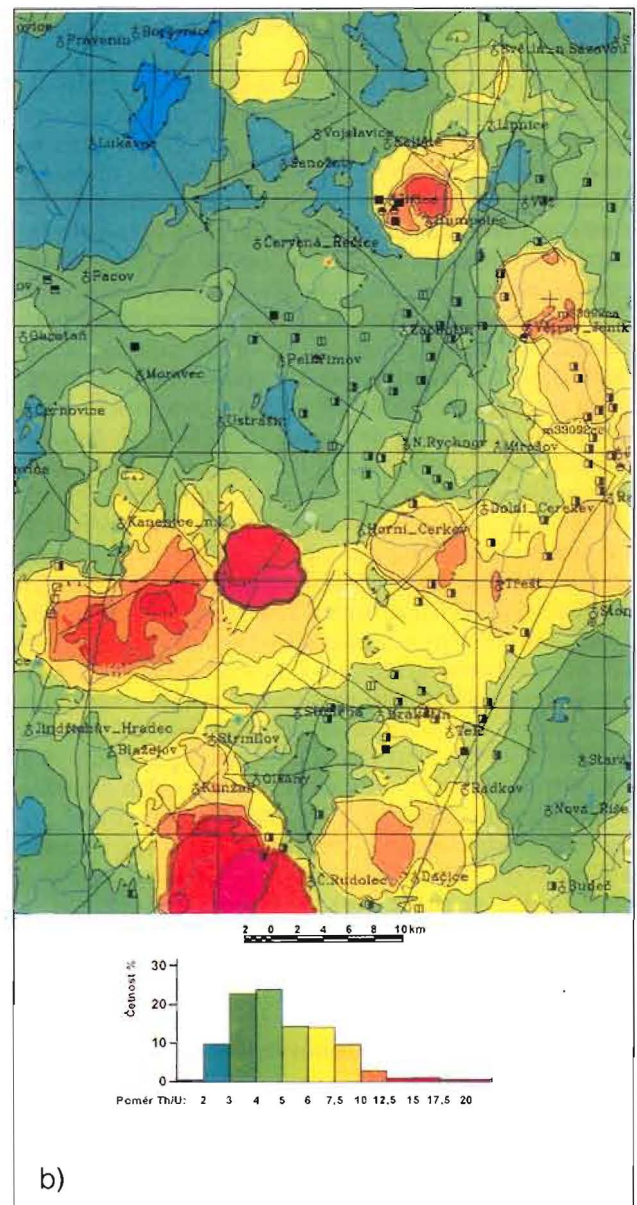
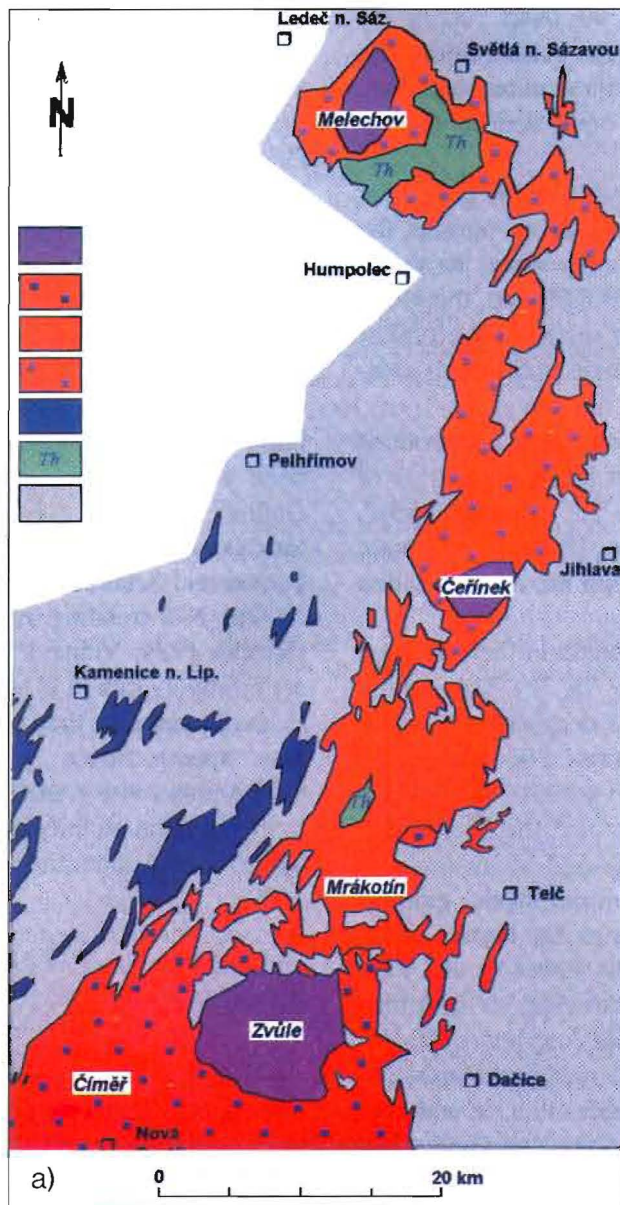
k JZ, avšak rozdíly v pozici mohly být dány určitou zónalností podle zrnitosti. Šlichy z tohoto úseku jsou dosti bohaté na monazit, vyskytují se obsahy až 500 g/m³. Také zirkon vykazuje zvýšená množství, do 50 g/m³, přičemž anomálie zirkonu vytváří podobně jako Th a U okrouhlou strukturu, která však je téměř úplně věncovitá a opět se středem v Jihlavských vrších. Vzhledem k tomu, že neradioaktivní minerály mají v měřené frakci z této části plutonu značnou hmotnost a stíní tak účinek radioaktivních akcesorií, lze šlichové anomálie Th i U (v ppm) považovat za významnou indikaci přítomnosti dosud vcelku neznámých, nejspíše žilných, radioaktivních hornin.

Na rozdíl od výše uvedené anomálie jsou obsahy Th (100–500 ppm) a U (do 100 ppm) šlichů v ostatních částech plutonu relativně nízké. Významné regionální změny se projeví v CMP v hodnotách poměru Th/U. V nejsevernější části plutonu se vcelku dobře, i přes určitý posun, projevuje slupkovitá stavba melechovského masívu: Th a U ve šlichách z centra (typ Melechov, Stvořidla) jsou nízké a velmi nízké jsou i poměry Th/U. Směrem k okrajům obsahy stoupají a stoupá i poměr Th/U (typ Kouty, Lipnice), i když ne tak výrazně, jak by odpovídalo přirozené radioaktivitě. Podle výsledků laboratorní spektrometrie gama obsahují žuly typu Stvořidla 4,0 ppm Th a 5,1 ppm U, žuly typu Melechov 3,0 ppm Th a 5,1 ppm U a žuly z okrajů masívu bez rozlišení 33,3 ppm Th, 6,6 ppm U (Ondra a Šrámek, 1995). V okrajových partiích melechovského masívu jsou v mapách minerálů šlichové prospekce zřetelně zvýšené obsahy monazitu, rutilu a granátu, zejména ilmenitu, od 50 do 500 g/m³ a místy i titanitu a proto radioaktivní akcesorie jsou jimi silně stíněny a příslušný efekt v mapách distribuce Th a U je proto zeslaben. Zvýšenými poměry Th/U, od 5 do 10, se projevuje lipnická žula. Otázkou zůstává, zda anomálně vysoký poměr Th/U na S od Humpolce lze přičítat ještě této žule nebo má jinou příčinu.

Zvýšeným poměrem Th/U se vyznačuje pás směru SSZ–JJV probíhající od Větrného Jeníkova po Jihlavu. Odpovídá to pravděpodobně hojným krám granulitů, které se v tomto pásmu vyskytují, neboť pro granulity je vysoký poměr Th/U typický.

Podobně variabilní jako v území tvořeném mrákotinským typem jsou hodnoty Th/U i v šlichových koncentrátech v typu čiměřského. Na SZ od Nové Bystřice klesají pod hodnotu 4, severně a východně od něho tvořeného typem Zvůle (dříve Landštejn) jsou až do 15. Velmi vysoké jsou hodnoty Th/U v převážné části výchozu typu Zvůle. Právě tento typ je podle laboratorních měření na Th dosti chudý, v průměru 9,6 ppm, čiměřský typ naopak je na Th bohatší, obsahuje 23,7 ppm Th (Breiter et al., 1998). Tento rozpor mezi asociací radioaktivních akcesorií zdrojových hornin na straně jedné a šlichového materiálu na straně druhé dokládá, jak rozdílné může být obecně chování akcesorií granitového tělesa při denudaci i při šlichování a s ním spojených procedurách. Uplatnění jednotlivých procesů je tedy značně selektivní.

Z území třebíčského masívu jsou šlichy přes jeho vysokou radioaktivitu poměrně chudé na Th (většinou do 500 ppm) i U (většinou do 100 ppm). V mapě poměru Th/U se pro-



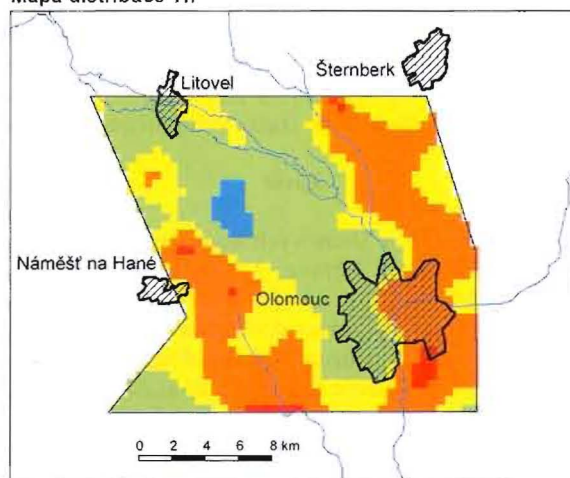
Obr. 1. a – Geologické schéma české části centrálního moldanubického plutonu na území listu mapy 1 : 200 000 23-Jihlava. 1 – středně zrnitá až hrubozrná dvojslídňá žula (typ Zvětle). 2 – porfýrická dvojslídňá žula (typ Čiměř). 3 – drobnozrná dvojslídňá žula (typ Mrákotín). 4 – ostatní biotitické a dvojslídňé žuly. 5 – drobnozrná biotitická (± muskovit) žula (typ Lásenice). 6 – drobnozrná thoriem bohatá biotitická žula. 7 – krystalinikum. b – Mapa poměru Th/U v oblasti centrálního moldanubického plutonu a jeho exokontaktu. Vyňato z mapy poměru Th/U 1 : 200 000, list 23-Jihlava, sestavené J. Švancarou.

Fig. 1. a – Geological sketch map of the Czech part of the Central Moldanubian Pluton occurring in the map sheet of 1 : 200 000, 23-Jihlava. 1 – medium to coarse grained two-mica granite (Zvětle type). 2 – porphyritic two-mica granite (Čiměř type). 3 – fine grained two-mica granite (Mrákotín type). 4 – other biotite and two-mica granites. 5 – fine grained biotite ± muscovite granite (Lásenice type). 6 – fine grained Th-rich biotite granite. 7 – crystalline rocks. Adapted from Breiter et al. (1998). b – Map of the Th/U ratios in the area of the Czech part of the Moldanubian Pluton and its exocontact. Extracted from the map of Th/U ratios, sheet 23-Jihlava, compiled by J. Švancara.

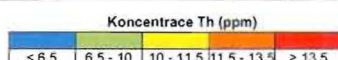
jevuje segmentace masívu podle diskontinuit Z–V směru do 5 bloků s rozdílnými hodnotami. Zvýšené hodnoty v intervalu od 6 do 13 jsou na S od Měřina a jižně třebíčského zlomu, střední segmenty mají uranem bohatší akcesorie, poměr Th/U klesá. Směr Z–V, event. S–J je v oblasti českého moldanubika, CMP i středočeského plutonu z průběhu izolinií Th a U a zejména Th/U ve sličových mapách dobře patrný. Prosazuje se kromě směrů SSZ–JJV

a SSV–JJZ a méně častých směrů SZ–JV a SV–JZ. Místy souhlasí s průběhem struktur v krystaliniku, např. ve střední části chýnovských svorů, většinou však je k nim více či méně diskordantní. Směr Z–V však zcela převládá u horninových žil v SČP i jižní části moldanubika (Mísař et al., 1983), i v krystaliniku na Z od třebíčského masívu. Směry S–J a V–Z mají také mnohé mladovariské rudní žíly Českomoravské vysočiny (Bernard a Pouba, 1986).

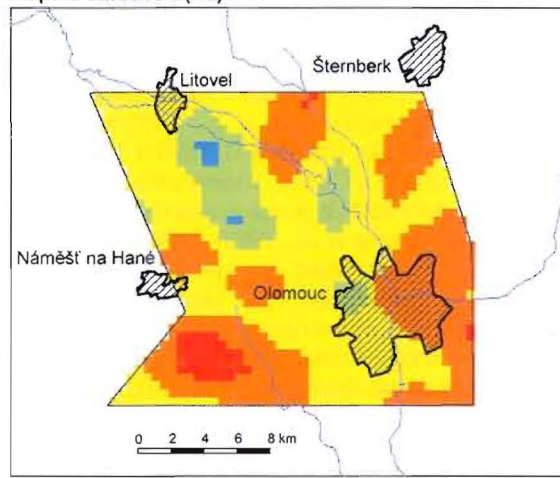
Mapa distribuce Th



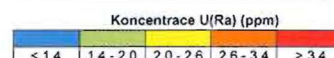
a)



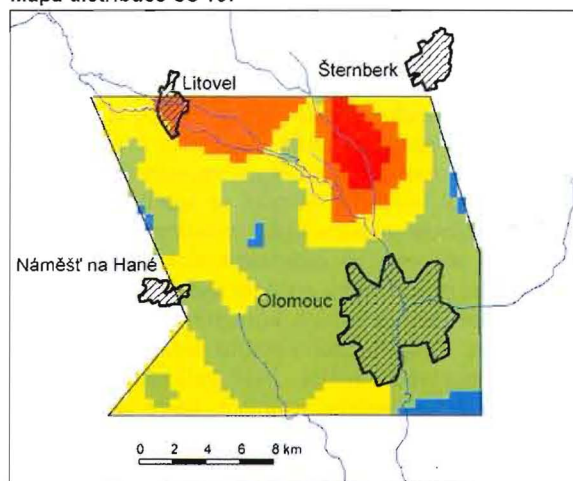
Mapa distribuce U(Ra)



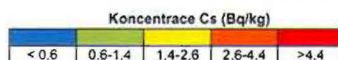
b)



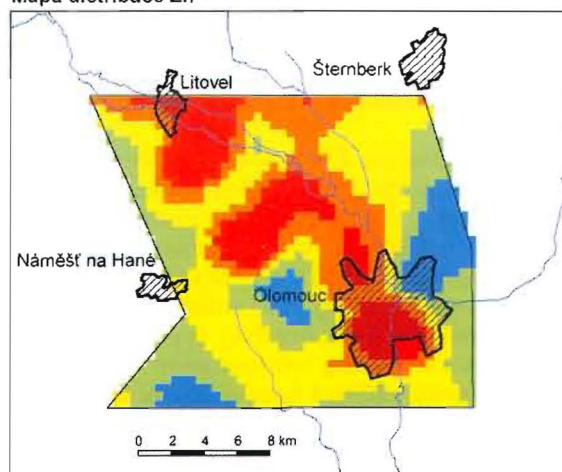
Mapa distribuce Cs 137



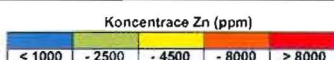
c)



Mapa distribuce Zn



d)



Obr. 2. Mapa distribuce thoria (a), uranu (b), cesia 137 (c) a zinku (d).

Fig. 2. Distribution map of thorium (a), uranium (b), cesium 137 (c) and zinc (d).

Projev metamorfitů v radioaktivitě šlichů

Šlichy v metamorfních terénech také vykazují značné regionální rozdíly v radioaktivitě. Na území listu Jihlava tvoří anomální jednotku českého moldanubika s vysokými obsahy Th (do 7000 ppm) a U (do 1000 ppm) migmatity lemuující po západní straně blanické brázdy. Obsahují velmi silně radioaktivní a dosud neznámé akcesorie. Ty jsou mezi Jankovem a Louňovicemi silněji thoriové, Th/U zde dosahuje až k 10. K dalším celkům s vyšší aktivitou šlichů na listu Jihlava patří pararuly jižně Vlašimi a Soutic (jen slabě zvýšené Th, ale až 700 ppm U), dále je to krysta-

linikum mezi Chotěboří a Přibyslaví (až 3000 ppm Th, a 1000 ppm U) a okrajové partie strážeckého krystalinika (až 3000 ppm Th a 1000 ppm U). Naproti tomu velké areály pararul a cordieritických migmatitů českého moldanubika na listu mapy 1 : 200 000 Jihlava poskytly jen relativně málo aktivní šlichy. Je otázkou, zda v případě anomalit v krystaliniku se tím neprojeví nějaké neznámé nebo málo známé silně radioaktivní žilné horniny, které by byly zdrojem Th a U ve šlichách. Zdroje anomalíí v krystaliniku zůstávají prozatím sice hypotetické, ale jejich další výzkum a ověřování může přinést zcela nové geologické poznatky.

Projevy náplavů v radioaktivitě šlichů

Jedním z případů uplatnění radioaktivity v sedimentech byl výzkum náplavových uloženin v povodí Moravy mezi Šternberkem a Olomoucí (Hanák et al., 1998). Ve šlichách odebraných pracovníky družstva GEOMIN Jihlava byly měřeny obsahy Th, U a Cs-137. Kromě toho byla v GEOMINU měřena řada dalších prvků a stanoveny obsahy těžkých minerálů (Švestka et al., 1998). Výsledky jsou znázorněny na obr. 2. Je zřejmé, že nejnižší obsahy Th a U mají nejmladší naplaveniny řeky Moravy mezi Litovlí a Olomoucí, hlavně na pravém břehu, zatímco v okrajových částech s levobřežními přítoky Oskavou, Grygavou a potokem Aleš a pravobřežními přítoky Mlýnským potokem, Cholinkou a Blatou jsou hodnoty poněkud vyšší. Svědčí to o zvýšené dynamice hlavního toku se značnou unášecí silou a patrně i slabé aktivitě denudovaných hornin. Na Z i V od pásma Litovel – Olomouc jsou obsahy obou prvků relativně vyšší buď v důsledku menší unášecí síly toků nebo i díky vyšší aktivitě zdrojových hornin, které se vyskytují zejména u Oskavy. Pozoruhodné zvýšení obsahu Cs-137 bylo zjištěno na SZ od levého břehu Moravy na S od Olomouce, které indikuje významný snos z okolí Oskavy a Jeseníků vůbec. Rizikovitost těchto snosů podtrhuje i antropogenní činnost produkující Zn v okolí Oskavy.

Význam radioaktivity šlichů pro ochranu ŽP

Z hlediska rizika pro ŽP poskytují šlichové materiály řadu indikací. Soudíme, že ty geologické jednotky, které mají mnohem nižší obsahy Th a U ve šlichách než odpovídá přirozené radioaktivitě výchozí horniny jsou a mohly být i v minulosti zdrojem Th a U pro jemnozrnné sedimenty, ať už jsou to náplavy nebo sedimenty eolické. Takovým prostředím je např. třebíčský masív. Další riziko plyne pro místa s možným nahromaděním vysoce radioaktivních minerálů v žilných horninách, jaké lze očekávat např. v CMP a SČP a v některých migmatitech a metamorfitech, které se v radiometrických geofyzikálních mapách anomálně neprojevují. Zajímavým problémem pro ŽP jsou místa se známými výskyty uranových ložisek a z nich rozváženými odpady. Ve šlichových mapách radioaktivity se neprojevují, protože uranové minerály nepřežívají větší transport. Uran se stává mobilní, vstupuje do vodných roztoků nebo je sorbován na jemné jílovité částice. Je tedy záhodno monitorovat vodní zdroje v okolí takových výskytů. Občasné kontroly vod by měly být i v místech s anomálně thoriovou radioaktivitou šlichů, jako je granit typu Zvůle v CMP (viz výše), neboť větší část uranu se v tomto granitu do blízkých naplavenin zřejmě nedostala. Stejně tak zdrojem určitého rizika jsou místa, kde šlichy mají převážně uranový charakter radioaktivity, jako v oblasti českého moldanubika jv. od Vlašimi, kde jsou šlichové anomálie převážně uranového charakteru (viz výše). I když jde patrně o uran vázaný v nějaké stabilní akcesorii, ve zdrojových horninách pravděpodobně existuje uranových minerálů více druhů.

Zcela specifickou problematiku představuje sledování umělé radioaktivity, tedy obsahu Cs-137. Protože se

Cs-137 velmi dobře sorbuje na zrna fylosilikátů a pravděpodobně se tato schopnost zvyšuje se zmenšováním zrna a zvyšováním pH (Havlová, 1999), je pro zjištění cesiového znečištění náplavů měření umělé i přirozené radioaktivity různých šlichových frakcí velmi užitečné.

Závěr

Obsahy Th a U ve šlichových koncentrátech z kolekce družstva GEOMIN Jihlava, které měří laboratoř fy EXPLORANIUM CZ s. r. o. Brno s vyhovující citlivostí a přesností, doplňují obraz distribuce stopových prvků a těžkých minerálů na území ČR utvořený v rámci regionální šlichové prospekce (Abrahám et al., 2001). Měření bylo zahájeno v roce 1996 a v současné době jsou do studia výsledných map v měřítku 1 : 200 000 zpracovány údaje z listů Jihlava (23), Strakonice (22), Klatovy (21) a Třeboň (33). Jsou konstruovány mapy distribuce Th a U ve šlichách (v ppm), mapy poměru Th/U a mapy obsahu Th a U přepočítané na objem šlichovaného sedimentu (10 litrů).

Prvým cílem bylo stanovení radioaktivity šlichových koncentrátů. Potvrdilo se, že jsou dosti silně radioaktivní, obsahy obou stopových prvků v oblastech krystalinika jsou asi 10x až 1000x vyšší než v běžných horninách.

Dalším záměrem bylo prověřit možnosti geologické interpretace výsledků. Zjistili jsme, že mapy distribuce Th a U poskytují nezastupitelné informace s geologickým výstupem, ale zcela jiné než mapy radiometrické. Poskytují specifické indikace týkající se stavby granitových masívů, rozdílnosti metamorfických a sedimentárních terénů, eventuální přítomnosti radioaktivních žilných hornin a kromě toho přispívají i k poznání dynamiky sedimentace a hromadění radioaktivních kontaminantů v recentních sedimentech. Ztráta určitého podílu radioaktivních minerálů není na závadu, neboť zbylé radioaktivní minerály představují velmi stabilní asociaci, která je pro mnohé geologické jednotky zcela specifická.

Na základě porovnání radiometrických geofyzikálních map s přepočítanými šlichovými mapami je možno vytipovat geologické jednotky, které hlavně mohou být zdrojem mobilních radioaktivních prvků. Jsou to úseky s vysokou přirozenou radioaktivitou a nízkou radioaktivitou šlichů, jako je např. třebíčský masív. Podobný případ představují výskyty uranových minerálů, které do šlichů nevstupují. Jiný zdroj radioaktivních prvků představují celky s vysokým poměrem Th/U ve šlichách a rovnovážným nebo nízkým poměrem Th/U v přirozené radioaktivitě. Jejich příkladem může být jižní část CMP, tvořená typem Zvůle. Třetím typem možných zdrojů jsou celky s nízkou a průměrnou radioaktivitou a vysokou radioaktivitou šlichových koncentrátů, kterou mohou působit sice lokální, ale vysoce aktivní vložky či impregnace. Příkladem jsou migmatity východně blanické brázdy.

Prověřila se účelnost stanovení Cs-137 ve šlichách při studiu povodňových naplavenin z povodí Moravy mezi Šternberkem a Olomoucí. Výsledky dokládají mobilitu cesiového spadu a jeho pozvolnou migraci z horských oblastí Jeseníků.

I když příčiny anomálních obsahů Th a U ve šlichových koncentrátech jsou zatím málo známy, je zřejmé, že jejich existence motivuje další geologický výzkum cílený i na zhodnocení rizik indikovaných šlichovou analýzou.

Literatura

- Abraham, M., Švestka, J., Veleba, B., Žáček, M., Hůlka, L., Dudek, A., Fediuk, F. & Malec, J., 2001: Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol XI – Atlas těžkých minerálů České republiky 1 : 500 000. [Souhrnná závěrečná zpráva.] *Manuskript* – archiv Geofond Praha.
- Bernard, J. H. & Pouba, Z., 1986: Rudní ložiska a metalogeneze československé části českého masívu. *Academia, Praha*.
- Breiter, K., Gnojek, I. & Chlupáčová, M., 1998: Radioactivity patterns – constraints for the magmatic evolution of the two-mica granites in the Central Moldanubian Pluton. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 73, 4, 301–311.
- Hanák, J., Dědák, K., Gnojek, I. & Chlupáčová, M., 1998: Hodnocení radioaktivity náplavových uloženin v zátopených oblastech z r. 1997 v prostoru mezi Olomoucí a Šternberkem. *Manuskript* – archiv MŽP ČR, Praha.
- Havlová, V., 1999: Interaction of Cs, I and Np with granite. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 43, 3, 571–580.
- Heinrich, E. W., 1958: Mineralogy and geology of radioactive raw materials. Russ. Transl. 1962. IIL, Moskva, 604.
- Ondra, P. & Šrámek, J., 1995: Petrofyzikální a detailní tíhový průzkum na lokalitě Dolní Město v r. 1995. *Manuskript* – archiv Geofond Praha.
- Misař, Z., Dudek, A., Havlena, V. & Weiss, J., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. *Státní pedagogické nakl. Praha*, 333.
- Švestka, J. et al., 1998: Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol X – Unášecí síla povodně 1997 ve světle těžkých minerálů náplavových sedimentů řeky Moravy. *Manuskript* – archiv Geofond Praha.
- Heavy mineral prospecting has been carried out by the team of geologists of the GEOMIN Company Jihlava throughout the whole area of the Czech Republic since the sixties. The results obtained for numerous sets of various heavy mineral fractions are presented in the maps of the scales 1 : 50 000, 1 : 200 000, and 1 : 500 000, in corresponding unpublished reports and, finally, in the summarizing report (Abraham et al., 2001). Contents of radioactive trace elements, Th and U, in heavy mineral fractions (HMF), however, have been examined in the frame of this prospecting only since 1996. About 30 000 samples should be measured by 2003 when the project terminates.
- The sampling and processing were uniform for the whole collection of samples used for the radioactivity measurement. The alluvial sediment 10 litres in volume was taken and washed through a 2 mm sieve and panned to the gray concentrate. It was then divided into two parts according to the grain size. The fine fraction (< 0.15 mm) was used for spectral analysis of selected elements, while the coarser fraction (0.15–2 mm) underwent magnetic separation, being divided into ferromagnetic, magnetic and non-magnetic parts. The magnetic and non-magnetic fraction were used for the mineral analyses; the former was coloured for the wolframite identification, the latter was cleaned in bromoform and coloured for barite and cassiterite identification. These two fractions of each sample were used for the radioactivity measurements. As revealed by a test made recently, even relatively old samples are of nearly the same weight and composition as the newly made ones. It is obvious that a substantial part of radioactive accessories present in the source rock has been lost during the weathering and water transport as well as during the processing of the sample, but these processes resulted in the stable association of radioactive accessories specific for individual regional geological units.
- Contents of Th and U are measured in the lab of the EXPLORANIUM CZ, Brno. A new method was developed enabling small amounts of the mineral fraction 0.5 to 10 g in weight to be measured with sufficient sensitivity. A special device was designed for the automated exchanging of specimens placed in plastic tubes. The whole measuring process is fully controlled by a computer. The multi-channel gamma ray spectrometer Explorania GR-320 LAB was used being equipped with console and well-type NaI(Tl) probe of the size 76 x 76 mm and resolution of 7.6 %. Time of the measurement was 13–15 minutes. The spectra measured are transferred to the controlling computer for evaluation. The calculation is based on the comparison of spectra measured with those of the standards of Th, U(Ra) and natural U. The sensitivity of measurements is demonstrated by the data given in the table enclosed to the description of the method in the Czech text. As it follows from the numerous measurements both the U(Ra) and U in heavy mineral fraction, the equilibrium between U-238 and Ra-226 mostly exists in samples analysed. It allows us to apply U(Ra) in the constructions of distribution maps instead of U, which is measured much less precisely.
- The data measured are presented in the maps of the scale 1 : 200 000. The maps of distribution of Th and U in the heavy mineral concentrates of both the magnetic and non magnetic fractions are compiled (in ppm) for each sheet of geographic map. Moreover, the map of Th/U ratios and two maps of the contents of Th and U recalculated for the analyzed initial volume of 10 l were added. Th/U ratios provide an useful information about the character and regional variations of the association of radioactive accessories. These data are not "shadowed" by non-radioactive minerals, which is not the case of the data given in ppm. The recalculated contents of Th and U are of this advantage too, and are, therefore, suitable for comparison with those provided by the aero radiometric geophysical maps. The maps of the sheets 23 – Jihlava, 22 – Strakonice, 33 – Třeboň and 21 – Klatovy have been compiled at present. The data obtained from these regions reveal that contents of Th and U in heavy mineral concentrates exceed 10 to 1000 times those in common plutonic and crystalline rocks.
- The pattern of distribution of radioactive elements as well as that of Th/U ratios yield some anomalies and features that indicate geological phenomena mostly not expected or even rather surprising. The radioactivity of heavy mineral fraction can contribute to recognition of the structure of granite bodies and metamorphic complexes and/or to predict of the presence of some highly radioactive veins, layers and

impregnations in the crystalline complexes as well as in the sedimentary terrains. The part of the Central Moldanubian Pluton located northward from the small towns of Mrakotín and Telč represents the case of a region enriched in radioactive elements and, inversely, the Třebíč Massif is the case of a depleted region. The heavy mineral fraction of the migmatite complexes westward from the Blanice Furrow and some parts of metamorphites in the region Choteboř – Přibyslav and marginal parts of Strážek crystalline complex belong to the richest in the Moldanubian area. An enrichment in U is remarkable in the paragneiss unit southward of the town of Vlašim. The notable influence of the structures of the W–E and N–S orientations in the Moldanubicum can be observed in the distribution of Th and U beside the more geologically emphasized structures of NNE–SSW and NNW–SSE as well as NW–SE and NE–SW directions.

From the environmental point of view, the discrepancy in contents of Th and, particularly, of U found from the comparison of distribution maps and those provided by aero radiometry is important. It can indicate a possible radioactive hazard, which consists of the deliberation of small highly radioactive particles for the long aqueous or aerial transport. Also the findings of enhanced both the natural and artificial radioactivity measurements of the heavy mineral fractions of flood sediments of the river of Morava can contribute to discovering the whole pattern of environmental pollution and may help to reveal its sources. The results of radioactivity of heavy mineral fractions obtained for the collection of the GEOMIN Company measured up to now have not only extended present geological knowledge but also inspire us to do further study of geological reasons of the features observed, particularly, those important from the environmental point of view.

Enigma šlichových koncentrací v centrální části české křídové pánve

FERRY FEDIUK

Geohelp, Na Petřínách 1897, 162 00 Praha 6, Česká republika

(Doručené 29. 6. 2001)

Enigmatic heavy-mineral concentrations in the central part of the Czech Cretaceous Basin

The results of regional heavy mineral prospecting in the Czech Cretaceous Basin proved that the prevailing part of accumulations was derived from geological units bordering the basin and was transported mostly to short distances. The axial zone of the basin is therefore rather poor in this respect, with sporadic exceptions, the most prominent of which is represented by a sizable accumulation belt extended almost perpendicularly to the basin axis across its deepest part. The origin and the reason of its position, however, remain problematic.

Key words: heavy minerals, Czech Cretaceous Basin, accumulation belt

Úvod

Jedním ze základních posláních regionální šlichové prospekce je snaha určit provenienci šlichových minerálů a prvků. Přitom je třeba mít na paměti, že vypovídací hodnotu šlichů je nutno konfrontovat se skutečností, že vztah mezi šlichem a jeho zdrojem může být několikeré povahy. Z tohoto hlediska lze stanovit následující typologii šlichových koncentrací:

A. Šluchy antropogenní, k nimž patří především produkty průmyslové výroby, dopravního provozu, stavebnictví, komunálních odpadů a dalších civilizačních zátěží všeho druhu;

B. Šluchy přírodní, odvozené z hornin a jejich zvětralinového pokryvu. Lze je dále členit na čtyři subkategorie:

a) Šluchy extraterestrické, zastoupené především mikrometeority. Jejich význam a kvantitativní podíl je mizivý.

b) Šluchy autigenní, představující případ, kdy šlichový materiál zůstává v podstatě na místě svého zdroje a nebo je posunut tak nepodstatným způsobem, že o jeho vztahu k matečnému geologickému tělesu není pochyb. Typický příklad poskytují šluchy z oblasti krkonošsko-jizerského plutonu (Abraham et al., 2000), kde zejména titanit, zirkon, scheelit a z prvků např. Mo a W perfektně konturují hlavní horninu plutonu – liberecký biotitický granit, zatímco šlichový andaluzit a granát, v libereckém granitu vysloveně nedostatkové, zůstávají ve vysokých koncentracích nehnuté na skalním podkladu tanvaldského dvojslídného granitu. Ve šlichovém obraze se autigenní šluchy mohou jako specifické ukázat i pro plutonity drobných rozměrů, jak tomu je v případě silezických granitoidů (Fediuk, 1999), rovněž tak jako pro metamorfní jednotky.

c) Šluchy alotigenní, donesené na místo dnešní pozice z míst vzdálených řádově kilometry, někdy i více než sto kilometrů. Topografická vazba mezi šlichem a jeho zdro-

jem je rozdvajena a takové případy představují tvůrčí pole invenčních schopností interpretátora, který se musí opřít o široké zkušenosti a znalosti regionální geologie. Typický příklad alotigenních šlichů představuje situace v tzv. moravských úvalech, ve kterých je zřejmé, že většina šlichových položek, zvláště nápadně staurolit a epidot, nepochází z boků úvalů, ale byla jimi nesena jako transportním žlabem z krystalinika Hrubého Jeseníku podélně celou Moravou až do Dunajské nížiny na vzdálenost 250 km.

d) Šluchy problematické provenience, kdy jak zdroj šlichu, tak druh jeho transportu, zůstávají obestřeny nejasnostmi. Několik šlichových koncentrací této kategorie se objevuje v české křídové pánvi a především jim je věnován tento příspěvek.

Geologická charakteristika křídové pánve

Platformní sedimenty české křídové pánve pokrývají zhruba 14 000 km² ve většinové části severních a východních Čech a malým dílem zasahují dále k JV na Moravu. Osa pánve má směr ZSZ–VJV a v jejím průběhu lze pozorovat axiální prohyby vytvářející tři dílčí pánve – lužicko-jizerskou na ZSZ, v centrální části královéhradeckou a podružnější dílčí pánev svitavskou na VJV. V prvních dvou dosahují mocnosti sedimentů téměř kilometr a pánevní dno tu klesá přes 500 m pod úroveň současných moří.

Stratigraficky zahrnuje pánev svrchní křídou od cenomanu po spodní santon o časovém rozpětí 12 mil. let (96 až 85 Ma). Její náplň tvoří hlavně pískovce a opuky, v menší míře slepence, jílovce a slínovce. V podloží je permokarbon, nemetamorfované i metamorfované horniny staršího paleozoika a neoproterozoika, zasahují sem komplexy krušnohorského, kutnohorského a moravického krystalinika, granitoidní tělesa a v malé míře bazika, metabazity a kyselá

efuziva. Tyto podložní jednotky vystupují i na povrch v obrubě pánve. Na ZSZ je křída překryta sedimenty i vulkanity terciéru.

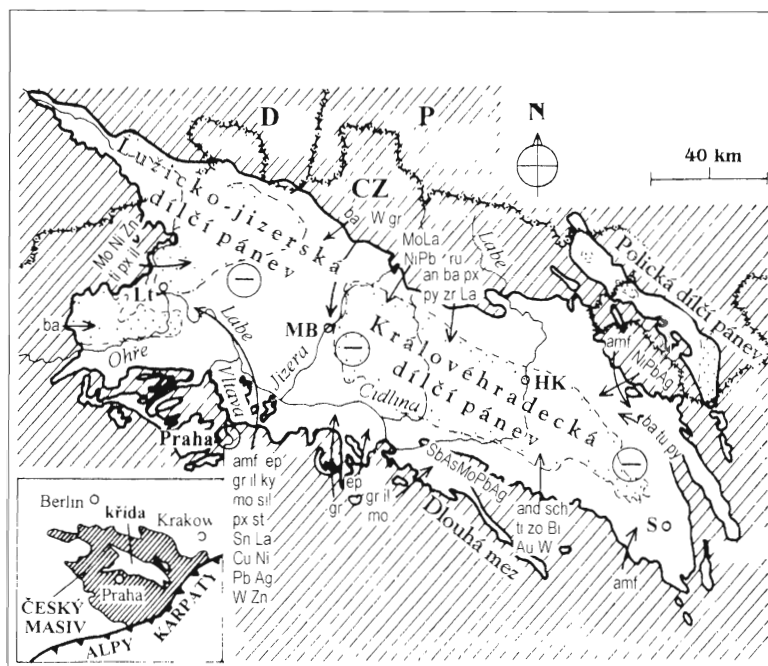
Výsledky souborné šlichové analýzy křídové pánve shrnuje Abraham et al. (2001). V předcházející době tu existovaly jen dílčí studie těžkých minerálů z několika nesusovisejících míst, jmenovitě práce Kleina (1958) z j. okraje pánve, zprávy Bylové o sklářských píscích (1966, 1967, 1968), Nováka a Vavřína (1980) aj. o pískovcích uranových ložisek, Slavíka (1965, 1966, 1968) o strukturních vrtech a Vavřína (1975, 1979) z lužické oblasti. Tyto singulární údaje nebylo však možno syntetizovat pro celou pánve, takže souborná monografie o křídě od Malkovského et al. (1974) zhodnocení těžkých minerálů neobsahuje. Obecně však z nich plyne, že: a) těžké minerály se objevují zvláště v psamitech, b) jejich množství pravidelně klesá s rostoucí stratigrafickou úrovní, c) transport se dál zpravidla na krátké vzdálenosti a zdrojem byly buď břehy pánve nebo elevace uvnitř ní.

Provenienčně neproblematické šlichy křídové pánve

Případy autigenních šlichů typu B b) výše uvedené kategorizace, pocházející přímo z křídových sedimentů, nejsou jednoznačně doložitelné. Naproti tomu šlichy typu B c) (alotigenní) ze zdrojů v podstatě jasných, se objevují běžně v okrajích pánve, ale místy jsou zavléhány i hluboko do jejího nitra. Dokládá to mapka obr. 1. Nejvýraznější přínosovou cestu představuje řeka Vltava, transportující v celé historii svého vývoje od neogénu až po současnost šlichové materiály nejen ze středočeských, ale i jihočeských zdrojů. Nese je nejen celým svým dolním tokem od Kralup po Mělník, ale po spojení s Labem i dále. Z jihočeského moldanubika tak přináší jmenovitě granát, kyanit, sillimanit a staurolit, ze středočeského plutonu

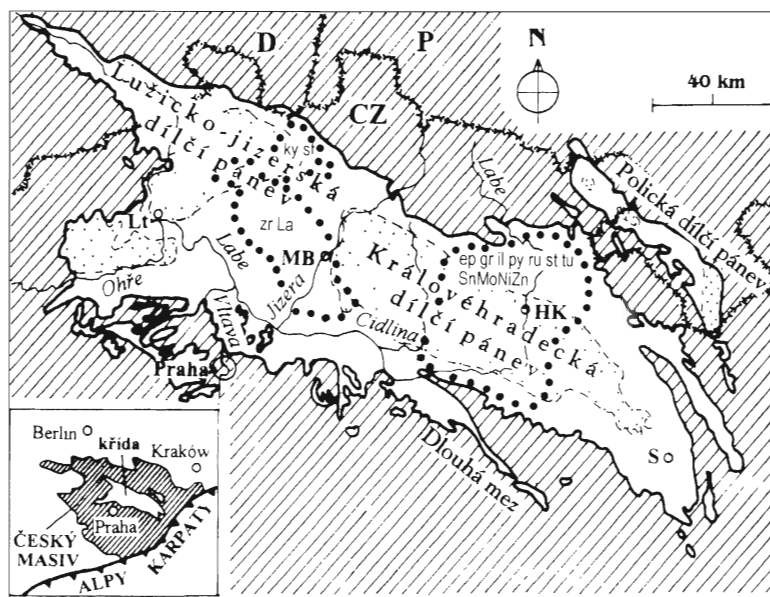
amfibol a ilmenit, z jílovského pásma epidot a ze staropaleozoických vulkanitů pyroxen a rovněž ilmenit. V podsítné frakci se objevuje široká škála šlichových prvků, zejména Sn, La, Cu, Ni, Pb, Ag, W a Zn. Kuriózní případ dlouhého transportu podružnou vodotečí popsal Abraham et al. (2000), kdy z krkonošsko-jizerského plutonu jsou nesené vysoké obsahy W až do centra pánve. Četnější jsou ovšem případy, kdy transport od zdroje do křídě končí ve vzdálenosti obvykle do 10 km. Tohoto druhu je přínos pyroxenu, ilmenitu a titanitu s doprovodným Ni z kenozoických vulkanitů Českého středohoří, barytu z ložiskového revíru Křížany v Ještědském pohorí, pyroxenu a zirkonu z podkrkonošského permokarbonu, amfibolu a granátu z východosudetských metamorfítů, andalusitu, scheelitu, titanitu, zoisitu, Au, Bi a W z hlinské zóny, vysokých koncentrací Sb, As, Mo, Ni, Pb a Ag v předpolí Železných hor, granátu a ilmenitu z kutno-horsko-svrateckého krystalinika aj.

Protipólem zmíněných zvýšených koncentrací jsou domény na šlichové obsahy deficitní. Jejich lokalizace logicky koinciduje především s osní částí pánve. Pro téměř celou délku osy od České Lípy až po Svitavy je takový deficit příznačný pro amfibol, monazit a scheelit, do jisté míry i pro kasiterit, xenotim a Cu. Jiné šlichové minerály a prvky vytvářejí mísovité minima, jejichž středy jsou na mapce obr. 1 vyznačeny znaménkem minus v kroužku. Jsou v podstatě tři. Na ZSZ je minimum u České Lípy, kde ho charakterizují zejména značně snížené obsahy epidotu, granátu, kyanitu, pyritu, Ni, Ag a Zn. Druhé minimum je v centrální části se středem v. od Mladé Boleslavi, pro něj je příznačný deficit granátu, ilmenitu, spinelidů, titanitu, turmalinu a Zn. Třetí minimum je sz. od Svitav a vyznačuje se nápadným poklesem obsahu epidotu, granátu, ilmenitu, kyanitu, spinelidů, turmalinu a Zn.



Obr. 1. Mapka české křídové pánve a jejího rámce (šikmo šrafováno) s vyznačením hlavních zdrojů alotigenních šlichů vnášených do pánve. Rozsah nejvyššího turonu až spodního santonu je vyznačen tečkovaním. Zkratky šlichových minerálů: amf – amfibol, an – anatase, and – andalusit, ba – baryt, ep – epidot, gr – granát, il – ilmenit, ky – kyanit, mo – monazit, px – pyroxen, ru – rutil, sil – sillimanit, sch – scheelit, sp – spinelid, st – staurolit, ti – titanit, tu – turmalin, zo – zoisit, zr – zirkon. Města: Lt – Litoměřice, MB – Mladá Boleslav, HK – Hradec Králové, S – Svitavy. Velké záporné znaménko v kroužku vyznačuje deficitní šlichová centra.

Fig. 1. Schematic map of the Czech Cretaceous Basin and its provenances (oblique hatching) with visualization of the main sources of allothigenous heavy minerals being transported into basin. Areas with Uppermost Turonian to Lower Santonian sediments are dotted. Abbreviations of heavy minerals: amf – amphibole, an – anatase, and – andalusite, ba – baryte, ep – epidote, gr – garnet, il – ilmenite, ky – kyanite, mo – monazite, px – pyroxene, ru – rutile, sil – sillimanite, sch – scheelite, sp – spinelide, st – stauroite, ti – titanite, tu – tourmaline, zo – zoisite, zr – zircon. Towns: Lt – Litoměřice, MB – Mladá Boleslav, HK – Hradec Králové, S – Svitavy. Big negative sign in circle indicates heavy mineral concentrations deficient areas.



Obr. 2. Mapa české křídové pánve a jejího rámce s vyznačením příčných pánevních šlichových akumulací problematické provenience (tučně tečkovaná kontura). Pro ostatní vysvětlivky viz text k obr. 1

Fig. 2. Schematic map of the Czech Cretaceous Basin and its surrounding with visualization of the transversal heavy-mineral accumulations of problematic proveniences (bold dotted outline). For further explanations see Fig. 1

Uvedené skutečnosti ukazují, jak přínosový vliv ve šlichách od okrajů pánve do jejího nitra výrazně slábne. Jsou i dokladem, že hlavní díl těchto přínosů je mladý a s vlastní litologií křídových hornin zřejmě jen podružně související.

Šlichy problematického původu a problematické pozice

Ačkoliv alotigenní šlichy předchozí kapitoly představují více než polovinu všech šlichů zastoupených v oblasti křídové pánve, náročnější interpretační výzvu představuje šlichová kategorie typu B d), čili šlichy problematické. Výskyt hlavních šlichů tohoto typu je zobrazen třemi úseky na mapce obr. 2.

První z nich vybíhá od lužické poruchy na úpatí Ještědského hřbetu k Z podél toku Ploučnice k České Lípě a vyznačuje se sice nevysokými, ale v dané souvislosti nápadnými koncentracemi kyanitu a staurolitu. Žádný kořen toto protáhlé šlichové maximum v přilehlém krystaliniku nemá a z jeho hornin ani tyto minerály nejsou známy. Je však impulzem k tomu, aby tam bylo po nich pátráno. Další úsek, charakterizovaný difúzními maximy zirkonu a lanthanu, se táhne šikmo k ose pánve od České Lípy do dolního Pojizeří přes prahový zdvih mezi lužicko-jizerskou a královéhradeckou díleč pánví. Možným výkladem jeho vzniku je snos jv. směrem z elevace tzv. maršovicko-bezděžského hřbetu, tvořeného permokarbonskými a staropaleozoickými horninami, pro něž jsou vyšší obsahy Zr i La příznačné.

Ve srovnání s oběma předchozími úseky je ovšem třetí úsek nesrovnatelně mohutnější. Rozkládá se v pruhu o šířce až 50 km, postupujícím kolmo k pánevní ose od úbočí Železných hor na JJZ až po předhůří Orlických hor na SSV. Je to akumulační val, který se vyznačuje nápadnými koncentracemi epidotu, granátu, ilmenitu, pyritu, rutilu, staurolitu, turmalinu, Sn, Mo, Ni a Zn. Osa tohoto příčného pruhu probíhá prakticky přes střed královéhradecké díleč pánve. Vznik těchto akumulací nemá bezprostřední

návaznost na současnou říční síť, takže výklad, jak se šlichový materiál dostal do své současné pozice a odkud, není jednoduchý. Předpokládáme-li přínos z horninových komplexů nejbližší obruby pánve, může tu být určitým vodítkem distribuce šlichového kyanitu, přinášeného zjevně z krystalinika na JJZ, jednak proto, že jeho akumulace sahají od jjz. břehu pánve k SSV jen zhruba do poloviny pánve a v druhé polovině až k předhůří Orlických hor prakticky chybějí. K obdobné úvaze vede i distribuce rutilu, která sice zahrnuje celou příčnou šíři pánve, ale o tomto minerálu je známo, že se vyskytuje v horninách na JJZ, zato zcela chybí v krystaliniku na SSV. Jiná situace je v případě šlichového amfibolu. Zvýšená množství tohoto minerálu jasně charakterizují krystalinické jednotky jak na JJZ, tak i na SSV a z obou těchto primárních zdrojů jsou zavlékány proti sobě do křídý, ovšem jejich akumulace směrem k ose pánve rychle slábnou. Tato skutečnost svědčí o tom, že transport do oblasti křídý probíhal z obou stran. V případech šlichových položek vyjmenovaných v úvodu tohoto odstavce však signifikantní ubývání či přibývání celkového množství šlichového materiálu není jednoznačné a ani povaha těchto položek neumožňuje nezpochybnitelné přiřazení buď k jedné, nebo ke druhé z uvažovaných zdrojových oblastí. V současném stavu poznatků musíme na konečné rozhodnutí tohoto dilematu bohužel zatím rezignovat. Je tu však ještě druhý problém – pozice diskutovaného akumulačního valu napříč pánví prakticky přes jednu ze dvou jejích největších osních sníženin. Již výše bylo konstatováno, že tento val nesleduje současnou říční síť a zároveň evidentně není dirigován litologií křídý, protože její stratigrafické jednotky nerespektuje. Je tedy možné, že široká zóna mezi předhůřím Orlických hor na jedné a Železnými horami na druhé straně představuje sekulárně klesající pás. Ten fungoval již v době sedimentace křídý, jeho pokles pokračoval ve slábnoucí podobě i v terciéru a snad i v kvartéru a dlouhodobě se choval jako past kumulující šlichový materiál. Tato představa má však zatím jen povahu a hodnotu pracovní hypotézy.

Literatura

- Abraham, M. et al., 2001. Regionální šlichová prospekce České republiky [Závěrečná zpráva.] Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha.
- Abraham, M., Dudek, A. & Fediuk, F., 2000: The Czech part of the Krkonoše – Jizera Mts. pluton in the light of regional heavy mineral prospecting. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 75, 1, 17–22.
- Bylová, I., 1966: Zpráva o mineralogicko-petrografickém výzkumu coniackých pískovců mezi Turnovem a Jičínem. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1964*, 238–239.
- Bylová, I., 1967: Petrografický charakter severočeských pískovců jako sklářských surovin. *Geol. Průzk.*, 9, 12, 417–420.
- Bylová, I., 1968: Mineralogická charakteristika střednoturonských pískovců z ložiska sklářských písků Srní. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1966*, 208–210.
- Fediuk, F., 1999: Šlichový obraz silezických granitoidů. *Současné Výzk. v Sleziku*, 18–20.
- Klein, V., 1958: Použití výsledků analýs těžkých minerálů pro stratigrafii a paleogeografii cenomanu na Kouřimsku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 24, 1, 401–428.
- Malšovský, M. et al., 1974: Geologie české křídové pánve a jejího podloží. *Ústř. Úst. geol., Praha*.
- Slavík, J., 1965: Sedimentologický vývoj svrchní křídý na vrtu Všeřady (Vy-1) u Hradce Králové. *Sbor. geol. Věd, G*, 9, 59–77.
- Slavík, J., 1966: Srovnání asociací těžkých minerálů v křídě na vrtu Ln-1 Louny a Ko-1 Košnice. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1964*, 209–210.
- Slavík, J., 1968: Vývoj sedimentů svrchní křídý na vrtu Dlouhopolsko KN-2. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1966*, 190–194.
- Vavřík, I., 1975: Těžké minerály cenomanských sedimentů lužické oblasti české křídý. *Sbor. Severočas. Mus., Natur., Liberec*, 7, 217–237.
- Vavřík, I., 1979: Provenience klastického materiálu lužické oblasti České křídové tabule. *Sbor. Severočas. Mus., Natur., Liberec*, 11, 197–218.

Anomálie těžkých minerálů jako indikátory zlomové stavby a metamorfní zonálnosti v krystaliniku Českého masívu

ARNOŠT DUDEK

Český geologický ústav, Klárov 3, 151 00 Praha 1, Česká republika

(Doručené 24. 6. 2001)

Heavy minerals anomalies as indicators of fault structures and metamorphic zones in the crystalline complexes of the Bohemian Massif

From the heavy minerals recovered by panning prospecting some may be used as indicators of fault tectonics: barite (E–W faults), sillimanite (NW–SE faults) and epidote (Klatovy and Sázava deep faults, Rataje tectonic zone, Boskovice furrow). In the Domažlice crystalline complex heavy minerals were used for localization of metamorphic isogrades – garnet, staurolite, sillimanite and kyanite from the classical critical minerals, and tourmaline, zircon, xenotime and monazite as new critical minerals. For the determination of the metamorphic zones the grain size of the accessory diagnostic minerals proved to be an important factor, influencing the intensity of heavy minerals anomalies.

Key words: heavy mineral prospecting, heavy minerals, fault structure, metamorphic zones, Bohemian Massif

Šlichové mapy sestavené firmou GEOMIN družstvo Jihlava v měřítku 1 : 200 000 v posledních letech a shrnuté do měřítku 1 : 500 000 v Atlase těžkých minerálů České republiky (Abraham et al., 2001) přinesly až neočekávané množství informací, využitelných v nejrůznějších specializacích geověd a ochrany životního prostředí. Často jde o informace, které v průběhu akce ani nebyly předpokládány. Velmi zajímavý je jejich přínos i pro metamorfní zono- grafii a pro indikaci zlomů, jednak známých, ale zejména i sotva předpokládaných. Několik příkladů je předmětem této zprávy. Podrobnější rozbory jednotlivých oblastí (bylo jich celkem sedm) v měřítku 1 : 200 000 jsou uloženy v archivu družstva GEOMIN a v textových přílohách výše citované závěrečné zprávy. Z rozsáhlého souboru těžkých minerálů (TM) byly pro analýzu metamorfní zonálnosti využity granát (Gt), staurolit (St), kyanit (Ky), sillimanit (Sil), turmalín (Tur), zirkon (Zrn), xenotim (Xen) a monazit (Mnz). Pro lokalizace tektonických linií byl pak použit hlavně baryt (Brt), který vzhledem k své štěpnosti je výrazně autigenním šlichovým minerálem, okrajově i sillimanit (Sil), epidot (Ep) a rtuť (Hg).

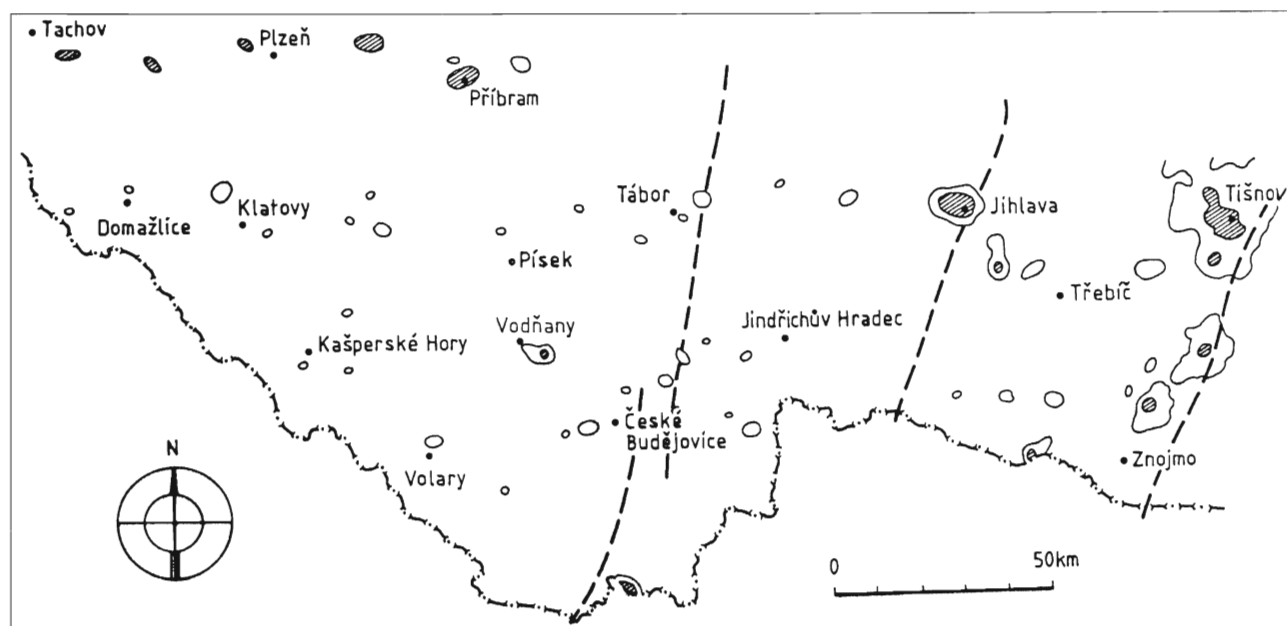
Těžké minerály a tektonika

Anomálie TM jsou na některých místech výrazně omezeny tektonickými liniemi, které i z anomálií TM dobře vynikají. Jako příklad lze uvést např. omezení brněnského masívu s jeho charakteristickými asociacemi TM (amfibol, titanit, epidot) vůči boskovické brázdě, i řadu dalších. Některé anomálie TM však nemohou být objasněny jednoduše podle známé geologické stavby. Jako dobrý příklad lze uvést Sil v šumavské větvi moldanubika. Nápadné jsou dvě řady anomálií směru SZ–JV; jižnější

sleduje pohraniční hřeben Šumavy, severnější jáchymovský hlubinný zlom po jeho sv. straně přibližně v linii České Budějovice – Vodňany – Blatná, kde nabývají hodnot až 5–50 g/m³. Na jz. straně zlomu se anomálie výrazně zeslabují a ve značných úsecích Sil téměř chybí. Avšak směrem k JZ, k hřebenům Šumavy, anomálie Sil rychle rostou a v hraniční oblasti dosahují ojediněle až hodnot 50–100 g/m³. Tyto anomálie prokazují, že bloky moldanubika jsou střechovitě uspořádány a ukloněny k SV, takže při jejich jz. okraji jsou odkryty hlubší, výše metamorfované úseky krystalinika, jak bylo již předpokládáno na základě jiných indicií (Dudek a Suk, 1965).

Zajímavé jsou též anomálie některých TM (nebo i prvků z podsítné frakce), které se řadí do souvislých linií a naznačují pravděpodobný průběh dislokací. Tak několik drobných anomálií Hg ve vrcholové části Českého lesa indikuje možnou paralelní zlomovou linii s českým křemenným valem.

V mapách v měřítku 1 : 500 000 indikují zlomy anomálie Brt, často doprovázené i anomáliemi pyritu. Vyznačují např. průběh zlomů blanické brázd, boskovické brázd, ale i zlomů doposud nezjištěných. Jak je patrné z obr. 1, řadí se v j. části Českého masívu do v.-z. pruhů o délce mnoha km. Výraznější anomálie jsou v nejsevernějších pruhu v místech známých rudních ložisek, ale i v místech, kde ložiska nejsou známa. Pruh se táhne od St. Sedlště v borském masívu přes Stříbro, Radčice u Plzně, území mezi Strašicemi a Cheznovicemi v. od Rokycan na Příbram. Tyto anomálie, vystupující zhruba v ekvidistančních vzdálenostech, by potěšily jistě každého příznivce ekvidistančních vzdáleností tektonických poruch stejného řádu. Anomálie jsou v různých geologických jednotkách – v variském plutonu, proterozoiku, permokarbonu i v kambriu



Obr. 1. Průběh hypotetických zlomových struktur v krystaliniku j. části Českého masívu podle šlíkových anomálií barytu. Prázdné kontury značí obsahy 0,1–1 g/m³, šrafovaná pole obsahy 1–5 g/m³, místy i více.

Fig. 1. The hypothetical dislocation zones in the crystalline complexes of the Southern Bohemian Massif as indicated by the anomalies of barite. Barite contents in the plain contours 0.1–1 g/m³, in the striped contours 1–5 g/m³.

Barrandienu – a tak jejich sepětí se zlomovou stavbou je zřejmé. Doba vzniku těchto anomálií není jednoznačně určitelná, proto je i mineralizace permokarbonu v závislosti na hydrotermálních docela dobře možná. Předpokládá se (Chaloupský, 1983), že v.-z. dislokace v Českém masívu patří k nejstaršímu zlomovému systému, byly však zřejmě vícekrát mobilizovány a anomálie Brt vznikaly na jejich křížení se zlomy jiných směrů.

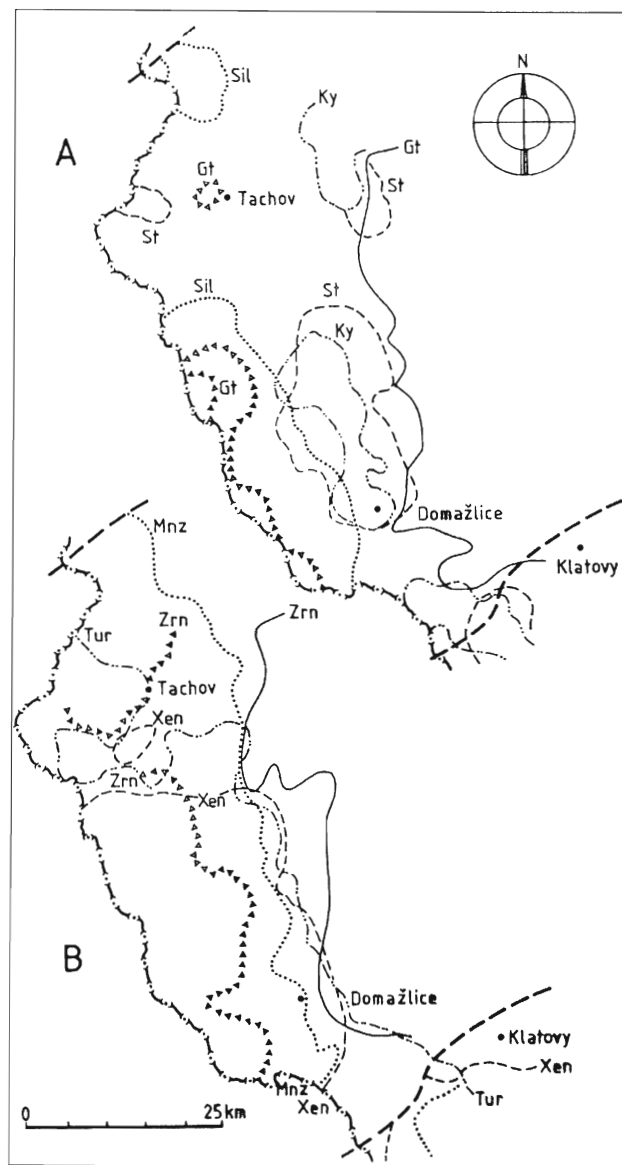
Pozoruhodné jsou však méně výrazné, i když podstatně delší v.-z. linie anomálií, které protínají celé jihočeské moldanubikum a zasahují až do moravika. Severnější z nich běží od Domažlic přes Klatovy, Tábor a Pelhřimov na Jihlavu, a je na ní asi 12 anomálií; po přerušení v místech přibyslavského hlubinného zlomu pokračuje dalšími 5 anomáliemi až do moravika (od Brtnice až po Javůrek a Šmelcovnu v jižním uzávěru brunovistulického jádra svratecké klenby). Na V od přibyslavského zlomu byla tato zlomová linie posunuta asi o 15 km k J. Jižnější linie je v některých úsecích zdvojená a běží j. od Kašperských Hor přes Stachy, Vodňany a Lomnici n. L. na Velkou Holnou u J. Hradce, a pokračuje poněkud j. směrem na Jemnice, Grešlové Mýto a Višňové při hranici s moravikem. I tato linie, na které je cca 15 anomálií, je v. od přibyslavské zóny posunuta k J, ale méně než linie severnější. Je doprovázena na J ještě krátkou paralelní linií od Volary přes Č. Budějovice ke Chlumu u Třeboně. Seřazení anomálií Brt, i když různě intenzivních, je dalším dokladem existence v.-z. zlomů regionálního významu v j. části Českého masívu.

Zcela mimořádné jsou v Českém masívu anomálie Ep. Některé anomálie místního rozsahu jsou vázány hlavně na metabazity různého stupně přeměny a podmíněny převážně látkově. Ovšem nejvýraznější anomálie Ep v rámci

celého státního území sleduje esovitě zlomové linie regionálního významu – hlubinné zlomy klatovský a sázavský, ratajskou zónu, styk svrateckého krystalinika s krystalínem poličským a letovickým a brněnský masív. Zlomové struktury různého původu i významu, na nichž mohly kolovat hydrotermální roztoky, ovlivnily zřejmě podstatně vznik Ep.

Těžké minerály a metamorfní zonálnost

Průběh zón stejné intenzity metamorfózy je nejlépe patrný v oblasti bohemia, jak v domažlickém krystaliniku a přilehlém moldanubiku, tak i v krystaliniku tepelském (Vejnar, 1966; Zoubek in Kratochvíl et al., 1951; Cháb in Cháb, Suk, 1977). V této oblasti je proto možné zhruba korelovat metamorfní zóny stanovené na základě studia výbrusů se zónami vymezenými podle TM. Jako základ pro konstrukci většiny izográd byla vzata hranice mezi stopovými obsahy daného minerálu (0–0,1 g/m³) a obsahy 0,1–1 g/m³, pouze v případě Xen, jehož obsahy jsou velmi nízké, hranice 0–0,1 g/m³. Naopak Gt, jenž je téměř všudypřítomným minerálem, byla izograda zvolena na hranici pole s obsahy 1–5 g/m³. U Gt a Zrn byly vzhledem k vyšším obsahům vyznačeny linie dvě. 1–5 g/m³ u Zrn a 50–100 g/m³ u Gt. To dokládá, že se stoupající metamorfózou stoupá i zastoupení těchto minerálů ve šlíkách, u Gt např. až na 500 g/m³. Jelikož nelze v daném terénu předpokládat nějakou výraznou změnu chemismu hornin, která by ovlivnila růst TM, jde zřejmě o zvětšování zrna se stoupající metamorfózou směrem k ZJZ, takže jejich větší množství zůstává v nadsítině frakci a je zachyceno při analýze. Tuto skutečnost dokládá zejména Zrn: obsahy Zr jsou podle analýz podsítině frakce



Obr. 2. Metamorfické zóny v domažlickém krystaliniku a Českém lese podle obsahu specifických těžkých minerálů ve šlichách. 2A – minerály klasické metamorfické zoneografie: granát, staurolit, kyanit, sillimanit; 2B – nově zjištěné minerály vhodné pro metamorfickou zónaci na základě šlichové analýzy: turmalín, zirkon, xenotim, monazit. Podrobnosti v textu.

Fig. 2. Metamorphic isograds in the Domažlice crystalline complex and in the Český les Mts., as established after the analyses of the heavy mineral concentrates. 2A – classical critical minerals – garnet, staurolite, kyanite, sillimanite were used for metamorphic zonation; 2B – newly established diagnostic heavy minerals – tourmaline, zircon, xenotime, monazite – were used for construction of metamorphic isograds.

v celém proterozoiku téměř shodné, ale obsah Zrn ve frakci TM získané šlichovou analýzou výrazně stoupá v oblastech s vyšší metamorfózou. Průběh izolinií TM jako indikátorů metamorfózy bylo třeba upravit i tvarově v místech větších toků, protože řada TM je vynášena daleko za matečnou oblast, jak šlichové mapy na mnoha místech krásně ukazují.

Izolinie stejného obsahu TM, a to Grt, St, Ky a Sil, které byly takto sestrojeny v domažlickém krystaliniku, kde intenzita přeměny roste směrem k ZJZ, mají pochopitelně shodný sled jako izogrady barrovienské metamorfózy zjištěné mikroskopicky (Vejnar, 1966; Cháb in Cháb, Suk, 1977). U všech se však projevuje menší posun do oblastí slabší metamorfózy, tzn., že izogrady Grt, St, Ky a Sil jsou zjištěny rozbořem TM dříve, než ve výbrusech (obr. 2A). To je pochopitelné, protože vzorky TM reprezentují daleko větší množství horniny než výbrusy a objevení kritického indikátoru intenzity metamorfózy je možné již při jeho nižších obsahcích. Jinak je průběh metamorfních izogrd paralelní s izogradami zjištěnými mikroskopicky. Izogrady sestavené podle TM mají navíc tu výhodu, že kromě +izogrady lze podle anomálií vyznačit i –izogradu, tedy vymizení určitého metamorfního minerálu (na obr. 2A jsou –izogrady vyznačeny slabšími čarami u St a Ky).

Podstatný přínos šlichové analýzy je též v tom, že ukázala několik dalších minerálů, které se mohou použít jako indikátory metamorfních zón. Jde o Tur, a pak akcesorické minerály Zrn, Mnz a Xen. Izolinie intenzity metamorfózy sestrojené obdobným způsobem jako u aluminosilikátů, jsou s jejich izogradami paralelní a projevuje se též zřetelné sukcese metamorfních zón (obr. 2B). První je izograda Zrn, vyšší metamorfózu vyznačuje izograda Xen a ještě vyšší izograda Mnz. Vyšší obsahy Zrn (přes 1 g/m³, někdy až přes 5 g/m³) pak charakterizují úseky nejvyšší metamorfózy v sillimanitové zóně. Izograda turmalínu, který je podle výsledků šlichové analýzy nepochybně regionálně metamorfním minerálem se zákonitým postavením v sledu metamorfních zón, leží mezi izogradami St a Ky, eventuálně Grt a Sil v místech, kde Sil a Ky nejsou zastoupeny.

Průběh izogrd akcesorií v domažlickém krystaliniku je následující: izograda Zrn je zhruba shodná s izogradou Grt, místy je však poněkud posunuta k intenzivnější metamorfóze. Izograda Xen leží mezi izogradami St a Ky, izograda Mnz je zhruba shodná s izogradou Ky. Větší intenzitu metamorfózy indikuje i stoupající obsah dalších akcesorií – ilmenitu, který koinciduje zhruba s Grt, a rutilu, který koinciduje se Zrn.

Šlichová analýza v oblastech budovaných krystalinikem zaměřená na TM a na jejich kvantitativní obsah ve šlichách, které byly jen nepatrně nebo nebyly transportovány od místa vzniku (autigenní šlichy) prokázala, že může být využita nejen k nejruznějším úvahám prospekčním, metalogenetickým a ložiskovým, ale i k charakteristice regionálních geologických jednotek. Vybrané TM poskytují i cenné informace o tektonické stavbě a lokalizaci zlomových struktur, často doposud neznámých, a lze je úspěšně použít i pro řešení otázek metamorfní zoneografie.

Literatura

- Abraham, M., Švestka, J., Luna, J., Veleba, B., Hůlka, L. & Žáček, M., 2001 Regionální šlichová prospekce České republiky Atlas těžkých minerálů ČR. MS GEOMIN družstvo, Jihlava.

- Dudek, A. & Suk, M., 1965: The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 123, 1–19.
- Cháb, J., Suchý, V. & Vejnar, Z., 1995: Teplá Barrandian Zone – (Bohemicum). Metamorphic Evolution. In: *Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (Eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer-Verlag, Berlin*, 403–410.
- Cháb, J. & Suk, M., 1977: Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 50, 1–156.
- Chaloupský, J., 1983: Rozmístění rud v předkarbonských jednotkách Českého masívu. *Čas. Mineral. Geol.*, 20, 307–313.
- Kratochvíl, F., Vachtl, J. & Zoubek, V., 1951. Geologické poměry kříženecko-nezdického pegmatitového pásma Tepelské vysočiny. *Sbor Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 18, 201–232.
- Vejnar, Z., 1966: The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and andalusite in south-western Bohemian crystalline complexes. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh.*, 2, 102–111.

Supergénne obohatené zóny – možný zdroj zlata v rozsypoch v oblasti Tribeča

FRANTIŠEK BAKOS a PETER ŽITŇAN

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
e-mail: bakos@fns.uniba.sk, 9pzitnan@fns.uniba.sk

(Doručené 21. 6. 2001)

Supergene enriched zones – possible source of gold in placers in Tribeč Mts.

Two types of gold grains were found in gold placers in Tribeč Mts. The origin of the first type of gold grains is not known. Fine grained nuggets have signs of short transport. The second type of gold is connected to supergene enriched zones. It forms most commonly crystals and porous aggregates in tectonic zones in granitoids, where was precipitated on Fe-oxides and hydroxides. Research proved various chemical composition represented by inhomogenous phases and increased Hg content.

Key words: Tribeč Mts., supergene gold, alluvial gold placers

Úvod

V Západných Karpatoch patrí Tribeč medzi geologicky a ložiskovo najmenej preskúmané oblasti napriek tomu, že sa tam zlatinky v aluviálnych náplavoch svedčiace o veľkom rozsahu Au mineralizácie vyskytujú často.

Častý výskyt zlatiniek v aluviálnych náplavoch a v sv. časti zoborského bloku Tribeča svedčí o existencii Au mineralizácie v študovanej oblasti. Podobne ako v Považskom Inovci, ani v Tribeči nie sú známe primárne výskyt Au mineralizácie. Tento príspevok načrtáva možnosti štúdia typomorfizmu Au, ktorým sa v tomto prípade podarilo spresniť pohľad na vystupovanie Au mineralizácie v sv. časti zoborského bloku Tribeča.

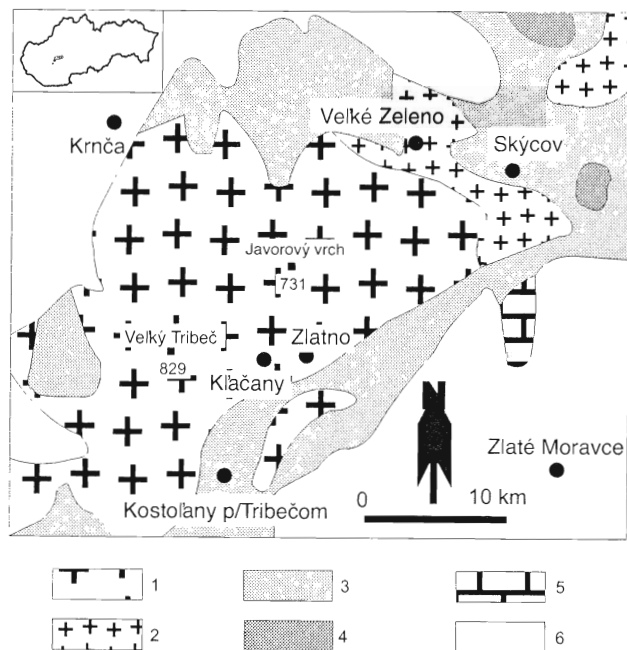
Aluviálne rozsypy Au v Tribeči sa ťažili v 10. až 13. stor. V rovnakom období sa na ochranu ryžovník postavili aj okolité hrady. Illášová a Ivanovič (2000) predpokladajú, že zlatonosnosť potokov stekajúcich z Tribeča bola známa už počas keltského osídlenia, no prvá písomná zmienka o ryžovaní Au je až z roku 1438. Ryžoviská Au pri šlichovej prospekcii „znovuobjavil“ Polák (1971), ktorý v oblasti Veľkého Klíža zistil dovtedy neznámy typ Au mineralizácie, ale bližšie ho necharakterizoval. Registráciu ryžovník Au na Slovensku, ktorá eviduje aj ryžovisko v Zlatne a vo Veľkom Klíži, urobil Hvoždára (1998, 1999). Športové ryžovanie Au v poslednom období na Slovensku prilákalo množstvo amatérskych zlatokopov. Vzorky aluviálneho Au (cca 4 g) z Tribeča, získaného dlhoročným úsilím Ivanoviča, spracovala Illášová a Ivanovič (2000). Aluviálne Au zistili v potoku Topoľnica, Žikava, Zlatnianska, Stránka a v Slačianskom potoku. Podľa Ivanoviča (ústna informácia) sa Au vyskytuje aj v aluviálnych náplavoch pri Krnči.

Geologická stavba študovaného územia

Megaantiklinálny hrast Tribeča je rozdelený skýcovským zlomom na severný, rázdielsky a južný, zoborský blok. V rázdielskom dominujú metamorfity a zoborský tvoria prevažne granitoidy a mezozoická obalová sekvenčia, ktorú reprezentujú vrstvy spodnotriasového kremenca (obr. 1). Granitoidné horniny s čiastočne zonálnou stavbou predstavujú postkinematické intrúzie variského plutonizmu vrchnokarbónskeho veku. Horniny kryštalinika aj obalové sekvencie sú silne postihnuté neoalpinskou tektonikou. V rovnakom období sa výzdvihom generovali nízkouhlové listrické zlomy, po ktorých bloky hornín gravitačne sklzávali (Ivaníčka a Hók, 1996). Štádiom krehkej deformácie reprezentujú pukliny smeru SV–JZ, ktoré boli sčasti vyhojené kremennými žilami (Ivaníčka, red., 1998). Produktom terciérnej tektoniky sú aj mylonitové zóny, ktoré vznikajú za vyšších termodynamických podmienok. Vznikali v transpresnom režime v hĺbke cca 10 km pri teplote do 250 °C. Výstup kryštalického jadra v zoborskej časti kontrolovali zlomy smeru SV–JZ, pozdĺž ktorých vystúpilo jadro zoborského bloku do dnešnej erozívnej úrovne. Podľa FT vekov Zr a apatitu sa výzdvih Tribeča začal pred 53 ± 12 Ma z hĺbky cca 10–11 km (225 °C) a hĺbku okolo 5 km (100 °C) dosiahol pred 28 ± 1 Ma (Kováč et al., 1994).

Metodika

Spracovali sa vzorky aluviálneho Au z rozsypov v Zlatne (1,2 g), Kláčanoch (do 0,05 g) a Veľkom Klíži (do 0,05 g). Z lokality Veľký Klíž – dolina Veľké Zeleno (0,1 g) sa spracovala aj vzorka Au pochádzajúceho



Obr. 1. Schematická geologická mapa sv. časti zoborského bloku Tribeč (upravené podľa Ivaničku, red., 1998). 1 – granodiority, 2 – leukokratické granity, 3 – obalová sekvencia, 4 – mladšie paleozoikum a mezozoikum (veporikum), 5 – chočský príkrov, 6 – neogénne a kvartérne sedimenty.

Fig. 1. Schematic geological map of NE part of Zobor block – Tribeč (adapted after Ivanička, ed., 1998). 1 – granodiorites, 2 – leucocratic granites, 3 – cover sequence, 4 – Upper Paleozoic and Mesozoic (Veporic unit), 5 – Choč nappe, 6 – Neogene and Quaternary sediments.

z veľkoobjemovej vzorky (cca 200 kg) z haldového materiálu starých banských prác. Z Panskej hory Au sa získalo štandardným šlichovaním. Vzorky Au a rudných minerálov sa študovali pod binokulárnou lupou a mikroskopicky v odrazenom svetle. Fotografie povrchu zlatiniek metódou sekundárne emitovaných elektrónov (SEM), minerálne fázy a inhomogenity zlatiniek metódou spätné odrazených elektrónov (BSE) a elektrónové mikroanalýzy Au sa robili na prístroji JEOL JXA 840 A (CLEOM, Prírodovedecká fakulta UK) za týchto podmienok: 20 kV, 15 nA, štandardy – Au, Ag, Sb, Cu, Bi, Hg (HgS). Chemicky sa obsah Au a Ag zisťoval metódou AAS v kre-

mennej žilovine v Geoanalytickom laboratóriu v Spišskej Novej Vsi. Rtg. difrakčný záznam práškoveho preparátu goethitu sa zhotovil na prístroji DRON-3 (GÚ Prírodovedeckej fakulty UK) za takýchto podmienok: Co, 30 kV, 15 mA, 0,1/s.

Výsledky

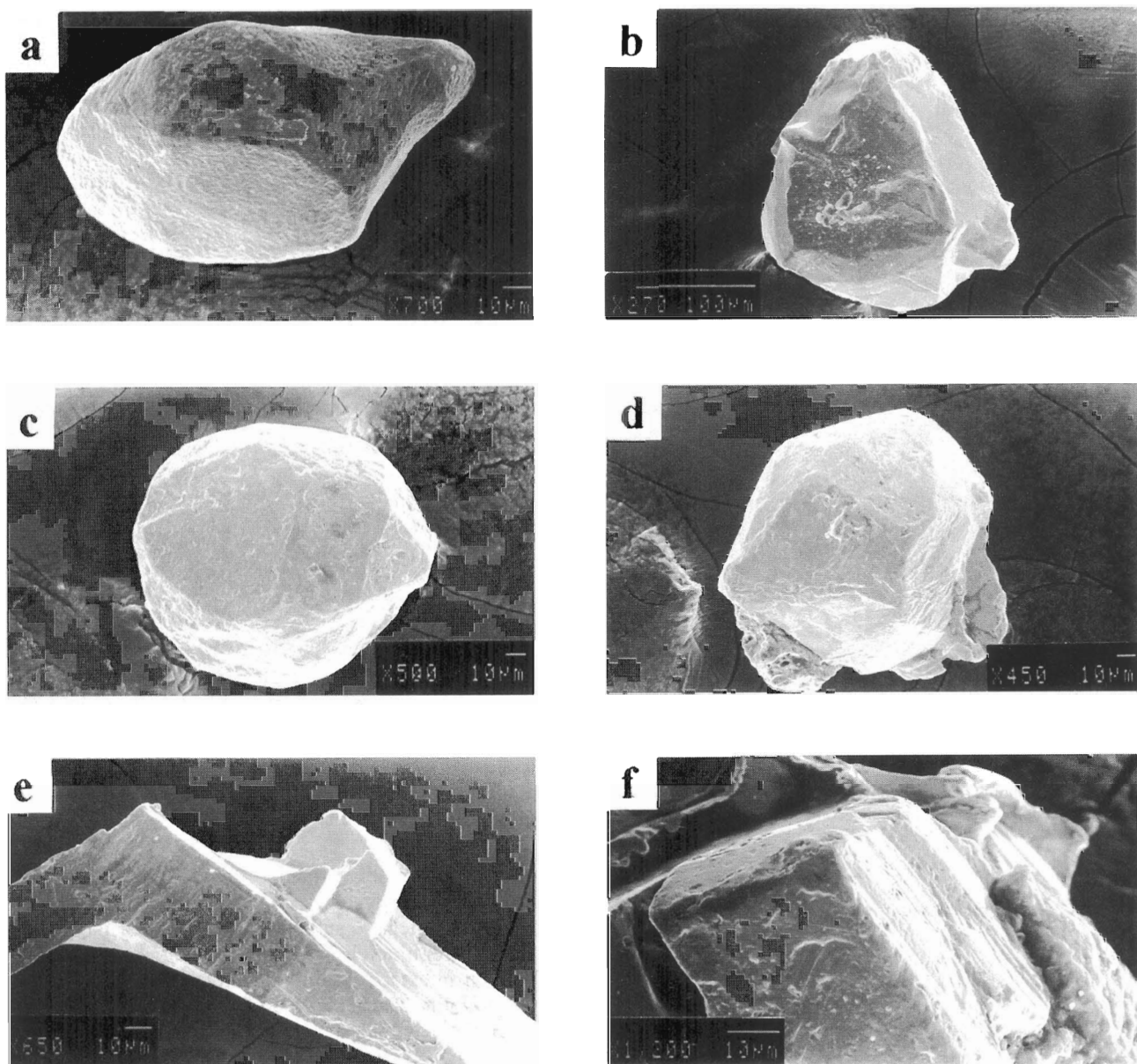
Charakteristika aluviálneho zlata

Pri štúdiu vzoriek aluviálneho Au z potoka Stránka (ďalej iba Zlatno), z Čerešňového potoka (ďalej Klačany) a z doliny Veľké Zeleno pri Veľkom Klíži sa zistili dva typy zlatiniek. Prvý je najhojnejšie sa vyskytujúcim typom zlatiniek a tvorí hrudkovité zrná veľké 0,3 až 2 mm. Plieškovité zlatinky sú v horných častiach tokov študovanej oblasti vzácné. Zriedka sa vyskytujú aj nuggety veľké až niekoľko mm (najväčší bol 11 x 5 mm s hmotnosťou 0,125 g; Illášová a Ivanovič, 2000). Nuggety sú sýtožlté, často s oranžovým až oranžovočerveným nádychom a so znakmi krátkeho transportu. Ostré výčnelky sa nezachovali a sú takmer vždy zaoblené. Priehlbinky a dutinky na povrchu zlatiniek sú vyplnené bielymi a sivými ílovými minerálmi. Väčšie zrná sú pomerne často zrastené s kremeňom. Ojedinele sa zistili aj úlomky kremeňa bohato prerasteného Au a v jednom prípade sa v takomto agregáte našiel aj karbonát. V agregátoch kremeňa bohato prerasteného Au sa pri sledovaní v odrazenom svetle identifikovali aj prierezy kryštálov kremeňa uzavreté v Au. Zrastanie s inými minerálmi sa nezistilo. Na povrchu nuggetov sa ojedinele vyskytoval čierny povlak matného lesku, ktorý mohlo spôsobiť vyzrážanie Fe oxidov a hydroxidov. Chemické zloženie zlatiniek prvého typu sa z technických príčin nepodarilo zistiť. Podľa Ivanoviča (ústna informácia) sa rýdzosť pohybuje okolo 930. Ivanovič zistil aj tvorbu vysoko rýdzeho lemu, v ktorom rýdzosť stúpa na 980. Tvorba takéhoto lemu je veľmi dobre pozorovateľná na väčšine rezov zlatiniek aj v odrazenom svetle. Lem sa na okrajoch zlatiniek oproti homogénnejmu strediu, ktorý je jasnožltý a s vyššou odraznosťou, prejavuje sýtožltou až oranžovou farbou, pórovitou štruktúrou a nižšou odraznosťou. Druhý typ zlatiniek sa hojne vyskytuje vo Veľkom Klíži, v Klačanoch a zriedka v Zlatne. Zlatinky takmer

Tab. 1
Chemické zloženie sekundárneho Au z Veľkého Klíža
Chemical composition of secondary gold from Veľký Klíž area

	Au	Ag	Hg	Cu	Bi	Sb	Fe
1	79,2–81,26 79,95	16,4–24,34 18,68	0–1,25 0,61	0,31–0,16 0,07	0–0,65 0,27	0,02–0,13 0,08	0,22–0,36 0,28
2	93,04–98,38 94,99	1,01–2,03 1,34	0,81–1,53 1,12	0–0,12 0,06	0,74–1,25 0,95	0,01–0,12 0,06	0,38–2,16 0,97
3	85,36–91,95 87,55	7,52–9,13 8,53	0,99–1,66 1,34	0–0,2 0,15	0–0,52 0,26	0,02–0,11 0,05	0,16–0,26 0,22
4	85,22–89,29 88,26	7,69–8,89 8,39	1,22–1,32 1,27	0,08–0,14 0,1	0–0,89 0,33	0,09–0,14 0,12	0,17–0,21 0,19

Legend: 1 (4 anal.) – dark phases, 2 (7 anal.) – light phases, 3 (13 anal.) – grey phases, 4 (5 anal.) – homogeneous gold grains, Σ of all analyses varies 97,89–101,76

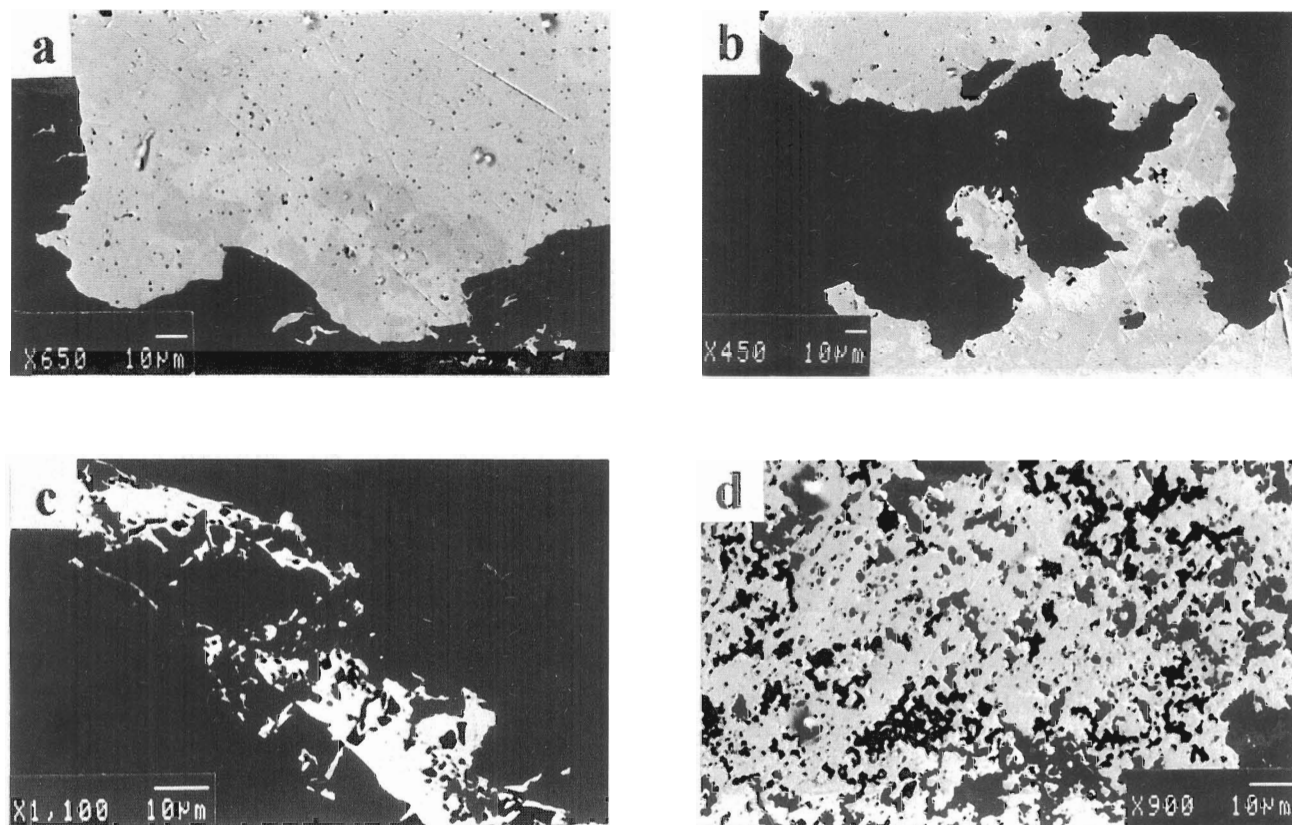


Obr. 2. a, b, c, d, e, f – rozličné typy kryštálov sekundárneho zlata z Veľkeho Klíža

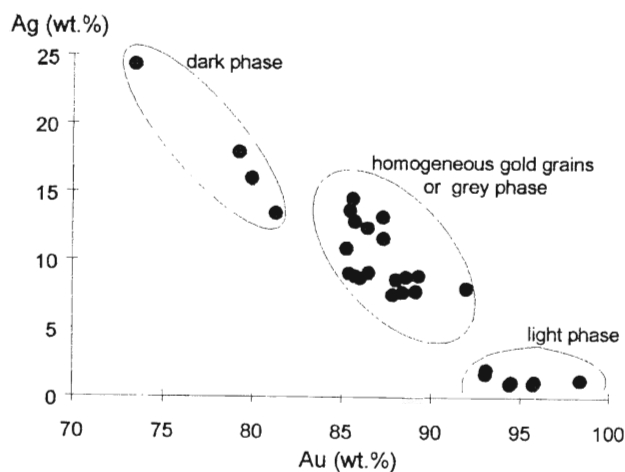
Fig. 2. a, b, c, d, e, f – various crystals of secondary gold from Velký Klíž area

vždy vytvárajú izolované kryštály prevažne hexaédrického habitu, sporadicky aj oktaédrické. Zistili sa aj zrasť a spojky hexaédrov a tetraédrov, ako aj lištovité zrná s náznakmi kryštálových plôch alebo pliešky s geometricky ohraničenými okrajmi (obr. 2). Zlatinky sú veľké od 0,05 do 0,3 mm, vyznačujú sa vysokým leskom a výraznou svetložltou farbou. Kryštálové plochy sú väčšinou hladké, v niekoľkých prípadoch sa spozorovali priehlbinky a póry, pravdepodobne znaky tvorby vysoko rýdzeho lemu pri supergénnom zvetrávaní. Niektoré zlatinky kričkovitého tvaru sú silne pórovité až hubovité (obr. 3d). Znaky opracovania a transportu sa neidentifikovali. Pri sledovaní v späťne odrazených elektrónoch (BSE) sa zistila veľká inhomogénnosť zlatiniek (obr. 3a, b).

Izolované kryštály boli homogénne, s priemernou rýdzosťou 883 (tab. 1, anal. 4). Vyznačujú sa tiež aj vyšším obsahom Hg, v priemere okolo 1,27 hmot. %. Inhomogénne boli najmä pórovité zlatinky so slabým náznakom kryštálových plôch. V ich rámci sa zistili tri rozličné fázy, odlišujúce sa aj chemickým zložením (obr. 4). Najsvetlejšiu fázu tvorí vysoko rýdže Au (priemerná rýdzosť okolo 950). Charakteristický je vyšší obsah Hg, v priemere okolo 1,12 hmot. % (tab. 1, anal. 2). Najtmavšiu fázu tvorí Au s priemernou rýdzosťou 799. Maximálny obsah Ag bol 24,34 hmot. % (tab. 1, anal. 1). Sivú fázu tvorí Au s priemernou rýdzosťou 875 (tab. 1, anal. 3). Jej chemické zloženie zodpovedá zloženiu zlatiniek zistených v podobe izolovaných kryštálov (tab. 1, anal. 4).



Obr. 3. a, b – inhomogénne zrna sekundárneho Au z Veľkého Klíža. jednotlivé fázy zodpovedajú analyzám v tab. 1. c – sekundárne Au vyplňajúce dutinky vo Fe oxidoch a hydroxidoch. d – prierez špongiovitým zrnom sekundárneho Au
 Fig. 3. a, b – inhomogeneous grains of secondary gold from Veľký Klíž area, c – cavities of Fe-oxides and hydroxides filled by secondary gold. d – cross-section of spongy grain of secondary gold.



Obr. 4. Graf závislosti Au od Ag (hmot. %) v sekundárnom Au z Veľkého Klíža.

Fig. 4. Plot of Au vs. Ag content (wt. %) in secondary gold from the vicinity of Veľký Klíž.

Charakteristika supergéenne obohatených zón

Kremenná mineralizácia ($\pm$ pyrit) viažuca sa na tektonické zóny v granitoidoch je podľa našich zistení veľmi

rozšírená v celej oblasti medzi Zlatnom, Kľačanmi, Veľkým Klížom a Skýčvom. Potvrdzuje to hojný výskyt úlomkov kremeňa v sutine a v aluviálnych náplavoch potokov drénujúcich študovanú oblasť, ktoré boli na mnohých miestach predmetom kutania aj v minulosti (napr. v doline Panská hora pri Veľkom Klíži, v sedle na V pod Javorovým vrchom (k. 730), v oblasti Žľabov pod Čiernym hradom (k. 573) nad Zlatnom, pri Kľačanoch na turistickom chodníku vedúcom na Veľký Tribeč (k. 829) atď.

Vystupovanie Au v haldovom materiáli starých banských diel v doline Panská hora pri Veľkom Klíži prvý zistil Polák (1971). Ide o pingové pole na ľavej strane údolia veľké asi 150 x 60 m vzdialené okolo 600 m od ústia doliny. Druhá skupina ping je na pravej strane údolia, má celkovú rozlohu približne 150 x 20 m a je vo vzdialenosti okolo 300 m od ústia doliny. Malé banské diela (pingy a odkopy) sledujú zóny tektonicky silne porušených granitoidov so šošovkami a žilami kremeňa. Podľa rozsahu starých banských diel sú zóny hrubé niekoľko m, maximálne prvé desiatky m. Rozšírenie úlomkov kremeňa veľkých až 0,5 m svedčí o tom, že smerný rozsah šošoviek a žíl je maximálne niekoľko desiatok m. Kremeň je prevažne mliečnobiely, miestami čirý, sivý až hnedý, veľmi podobný kremeňu metamorfného pôvodu. Často ho tektonicky silne porušuje hustá sieť puklín,

pozdĺž ktorých sa rozpadáva na pravidelne ohraničené úlomky. Miestami sa v haldovom materiáli vyskytujú aj bloky masívneho tektonicky neporušeného kremeňa. V jeho väčších blokoch sú hojné uzavreniny okolitej granitoidnej horniny, ktorá má vždy povahu kataklazitov až mylonitov. Granitoidná hornina je väčšinou úplne premenená na zmes chloritu a kremeňa a jej pôvodná štruktúra sa nezachovala. Hornina má bridličnatý charakter, vrstvičky sú niekedy plasticky deformované a na plochách bridličnatosti je častý povlak sekundárnych minerálov Fe. V kremeň sa dosť často vyskytujú hniezda veľké až 5 cm alebo až 3 cm veľké kryštály pyritu hexaédrického habitu, ktorý je lokálne pomerne hojne aj ako impregnácia hexaédrických kryštálov v okolitej tektonicky porušenej hornine. Pyrit je najčastejšie premenený na Fe sekundárne minerály. Práškovou rtg. difrakčnou analýzou sa potvrdil goethit 4,19 (10), 2,45 (8), 2,70 (4), 2,25 (4). Vo veľkoobjemových vzorkách z haldového materiálu píng sa potvrdila prítomnosť Au. Iné minerály sa v kremennej výplni šošoviek a žíl nezistili. V ťažkej frakcii suchých šlichov sa vyskytujú len akcesorické minerály charakteristické pre granitoidy (titanit, zirkón, turmalín, magnetit a apatit). Zlatinky sú veľké od 0,01 do 0,5 mm. Najviac Au sa koncentruje vo frakcii pod 0,1 mm. Veľmi často sa prerastá s Fe sekundárnymi minerálmi, jeho jednotlivé kryštály narastajú na agregáty goethitu, tvoria v ňom drobné 0,0X mm dlhé žilky a vyplňajú jeho dutiny a póry (obr. 3c). Morfológia aj chemické zloženie Au je totožné s aluviálnym Au druhého typu. Obsah Au (0,047 ppm) a Ag (0,4 ppm) v kremeň je veľmi nízky. Veľmi nízky je aj obsah zlatiniek v haldovom materiáli starých banských diel (do 10 zrn na šlich). Materiál je väčšinou na Au sterilný. Najviac zlatiniek sa našlo v miestach s hojným výskytom Fe sekundárnych minerálov.

Diskusia

Supergénne Au v aluviálnych rozsypoch v oblasti Tribeča pochádza z tektonických zón s polohami Fe oxidov a hydroxidov vznikajúcich najmä zvetrávaním pyritu. Pri absencii Fe sulfidov v tektonických zónach môžu Fe oxidy a hydroxidy vznikať aj zvetrávaním silikátov s obsahom Fe. Karbonáty, z ktorých môžu Fe sekundárne minerály zvetrávaním tiež vznikať, sa nezistili. Nízky obsah Au a Ag v kremeň podobne ako Polákové (1971) zistenia (0,04–0,06 ppm Au) potvrdzujú, že sa Au neviaže na kremenné šošovky a žily v tektonických zónach. Kremennopyritové šošovky a žily nie sú na tvorbu sekundárnej Au mineralizácie podmienkou. Výskyt supergénneho Au v šlichoch svedčí o tom, že tento typ mineralizácie je hojne rozšírený v celej sv. časti zoborského bloku Tribeča.

Vznik supergénneho Au sa spája s oxidáciou priepovrchových častí mineralizovaných telies v supergénnych podmienkach. V závislosti od pH prostredia môže vznikať vysoko rýdze Au alebo Au s vysokým obsahom Ag. Podľa Webstera (1986) je možný prenos a remobilizácia Au v chloridových komplexoch za prítomnosti silného oxidanta. Tým sa dá vysvetliť remobilizácia Au na ložiskách,

kde sa kyslé podmienky vytvoria pri zvetrávaní rúd a pri nasledujúcom vzniku oxidov a hydroxidov. Webster a Mann (1984) a Lawrence a Griffin (1994) opisujú vznik supergénneho Au redukciami na Fe oxidoch. Au má vysokú rýdzosť, pretože rozpustnosť Ag je v chloridových komplexoch vyššia. Sekundárne Au s nízkou rýdzosťou vzniká pri zvetrávaní a nasledujúcej precipitácii na Mn a Fe oxidoch a hydroxidoch v neutrálnom až alkalickom prostredí (Webster a Mann, 1984; Milési et al., 1999; Bahna a Chovan, 2001).

Inhomogenosť v zlatinkách pochádzajúcich zo supergénne obohatených zón spôsobuje odlišný obsah Ag. Podľa Boyla (1979) sa inhomogenosť v Au pripisuje rozpúšťaniu v pevnom stave alebo difúzii Ag do zlatiniek z fluíd cirkulujúcich tektonickými zónami. Obsah Hg kolíše vo veľmi malom rozmedzí a je pravidelnou prímесou v opisovanom Au.

Model tvorby Au mineralizácie, a to od vzniku tzv. neviditeľného Au, jeho remobilizácie až po vznik supergénne obohatených zón opísal Bonnemaison a Marcoux (1990). Podobnú metalogenézu opísal Maťo a Maťová (1993) z ložiska Uderiná, ktorú koncentráciu Au mineralizácie vo vrchnej úrovni strižných zón pripisujú intenzívnym supergénnym procesom. Z doterajších výsledkov vyplýva, že primárny zdroj Au mineralizácie vo Veľkom Klíži, ako aj na iných výskytoch supergénneho Au v šlichoch v oblasti Tribeča treba hľadať v hlbšie poklesnutých blokoch kryštalinika. Fluidá meteorického pôvodu, ktoré sú príčinou remobilizácie a nasledujúcej precipitácie Au, prúdili z hlbšej úrovne tektonických zón, v ktorých blízkosti je logické predpokladať primárny zdroj Au. Pôvod aluviálneho Au prvého typu sa nepodarilo objasniť. Z krátkeho transportu a slabého stupňa opracovania nemožno vyvodiť presvedčivé závery. Pravdepodobne by sa mohlo jednať o analóg Au-kremeňovej mineralizácie známej z Pezinka, Kriváňa atď. Ivanička (red., 1998) spája Au mineralizáciu s kremennými žilami vystupujúcimi na SZ od Zlatna.

Oblasť primárneho zdroja aluviálneho Au prvého typu bola pravdepodobne v centrálnej časti zoborského bloku vo vyzdvihnutých blokoch kryštalinika a odstránila ju erózia. Jej relikty možno predpokladať na okrajoch sv. časti zoborského bloku, kde sú poklesnuté bloky kryštalinika so supergénne obohatenými zónami so sekundárnou Au mineralizáciou.

Podakovanie. Laboratórne práce boli financované z grantu Prírodovedeckej fakulty UK 9/2000.

Literatúra

- Bahna, B. & Chovan, M., 2001. Low-sulfidation type of epithermal Au-Ag mineralization near Pukanec (Central Slovakian Neogene volcanic fields). *GeoLines*, 13, 11–17.
- Bonnemaison, M. & Marcoux, E., 1990. Auriferous mineralization in some shear zones: A three-stage model of metallogenesis. *Mineralium Depos.*, 25, 96–104.
- Boyle, R. W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canad. Bull.*, 280, 492.
- Hók, J. & Ivanička, J., 1996. Extension tectonics of the south-eastern margin of the Tribeč Mts. *Slovak Geol. Mag.*, 1, 59–63.

- Hvoždára, P., 1998: Registrácia ryžovísk zlata na území Slovenska. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 27.
- Hvoždára, P., 1999: Ryžoviská zlata v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 31, 241–248.
- Illášová, L. & Ivanovič, E., 2000: Zlatonosný potok Zlatníanka. *Mineralia Slov.*, 32, 69–72.
- Ivanička, J. (red.), 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča. *Vyd. D. Štúra, GSSR, Bratislava*, 247.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45, 2, 83–96.
- Lawrance, L. M. & Griffin, B. J., 1994: Crystal features of supergene gold at Hannan South, Western Australia. *Mineralium Depos.*, 29, 391–398.
- Maťo, L. & Maťová, V., 1993: Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časti veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia Slov.*, 25, 327–340.
- Polák, S., 1971: Zlatá mineralizácia pri Skýcovskom zlome na SZ svahoch Tribeča v klížskom Hradišti. *Mineralia Slov.*, 3, 63–65.
- Webster, J. G. & Mann, A. W., 1984: The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *J. Geochem. Explor.*, 22, 21–41.
- Webster, J. G., 1986: The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O₂-H₂O at 25 °C and 1 atm. *Geochim. cosmochim. Acta*, 50, 1873–1845.

Inklúzie zlata v arsenopyrite v asociácii minerálov telúru v zrudnení Jasenie–Kyslá, Nízke Tatry

JOZEF STANKOVIČ¹ a PETER ANDRÁŠ²¹Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
stankovic@fns.uniba.sk²Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
andras@gubb.sk

(Doručené 21. 6. 2001)

Gold inclusions in arsenopyrite associated by tellurian minerals
from Jasenie–Kyslá deposit, Nízke Tatry Mts.

The article describes mineral association of gold inclusions containing arsenopyrite with tellurian minerals (tellurobismutite, tetradymite) in the quartz veins with scheelite and bismutinite mineralization. Fine-grained euhedral gold-bearing arsenopyrite shows very homogenous chemical composition. Ag contents in gold inclusions vary in range 7–9 wt. %; another elements (Te, Bi, Sb, Hg, Cu) are usually below the detection limit. Although arsenopyrite by assemblaged minerals never form massive ores, they represent a significant part of the mineralization of the Nízke Tatry Mts.

Key words: gold inclusions, arsenopyrite, Bi and Te minerals, Nízke Tatry Mts.

Úvod

Zlatonosnému zrudneniu v oblasti Jasenie–Kyslá v Nízkych Tatrách sa zvýšená pozornosť venuje už takmer dve desaťročia (Pulec et al., 1983; Beňka a Suchý, 1983). Okrem geologicko-ložiskového hodnotenia tohto výskytu (Molák a Pecho, 1983) komplexnejší pohľad na variabilitu mineralizácie a povahu okolitých hornín priniesla práca Spišiaka et al. (1988, 1998), Bláhu a Vitásk (1998), Hovorku et al. (1985, 1994), Krista et al. (1988), ale aj iných autorov.

W-Au mineralizácia študovanej oblasti má žilný aj impregnačný charakter. Zrudnená zóna je dlhá 15 km a široká 500 až 1000 m. Žily smeru S–J so sklonom na V tvorí hlavne kremeň, redšie aj karbonáty a ich hrúbka kolíše od niekoľko desiatok cm do niekoľko metrov. Pre žilníky je charakteristický sklon na SZ alebo JV a hrúbka do 1 m. Priemerný obsah Au v rude je 1,15 ppm (Molák a Pecho, 1983).

Mössbauerovská spektroskopia potvrdila, že Au tu vstupuje do zlatonosných sulfidov ako metalické vo forme inklúzií (Andráš et al., 2000), nie ako „neviditeľné“ Au viažuce sa v mriežke sulfidov, ktoré sa zas zistilo v rade iných lokalít. Kým Au vysokej rýdzosti (89–99 hmot. %) tu vystupuje spolu s W minerálmi (volframit a scheelit) a sulfidmi v kremeň (Bláha a Vitásek, 1998), pre inklúzie Au v sulfidoch v asociácii s karbonátmi je charakteristická nižšia rýdzosť (obsah Ag nad 10 % hmot.).

Niektoré zlatonosné zrudnenia v Nízkych Tatrách boli vyhodnotené aj na základe meraní termoelektrického napätia a výsledkov štúdia stopových prvkov (Ni, Co, As,

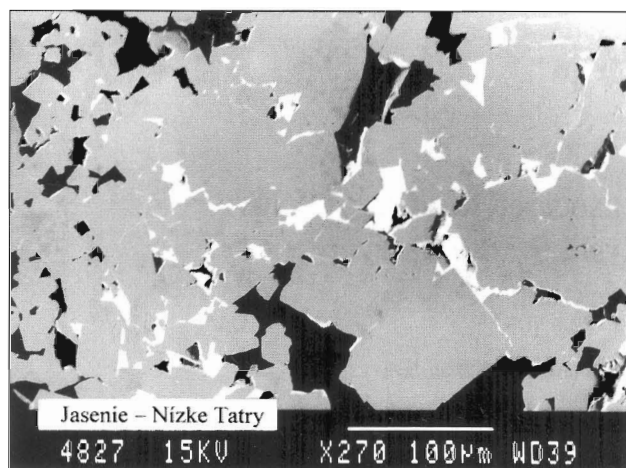
Sb, Cu a i.) v sulfidoch, pričom sa zistili výrazné diferencie hodnôt v závislosti na type mineralizácie (Đurža a Chovan, 1981). Pri scheelitovej etape mineralizácie hodnoty koeficienta termoelektrického napätia predstavujú aj úplne iný typ vodivosti aký sa potvrdil pri ďalších typoch mineralizácie (antimonitová, tetraedritová atď.).

Metóda výskumu

Vzorky arsenopyritu s inklúziami Au (obr. 1 až 4) vystupujúcimi v asociácii minerálov Te (telurobismutit a tetradymit) a bizmutínu sa analyzovali elektrónovým mikroskopom JEOL 840A za použitia 20 kV urýchľovacieho napätia, prúdu 12 nA a analytických líní M α pri Au, L α pri Ag na kryštáli detektora PET. Pri analýzach WDS sa ako štandard použilo rýdze Au, Ag, Te, Sb, Cu a HgS. Tieto stopové prvky sa sledovali, lebo sú z radu iných výskytov v Západných Karpatoch (Maňo a Maňová, 1994; Bahna a Chovan, 1999; Rojkovič a Rojkovičová, 1999; Bačo et al., 1999; Kyselica a Hvoždára, 1999; Maťašovský, 1999).

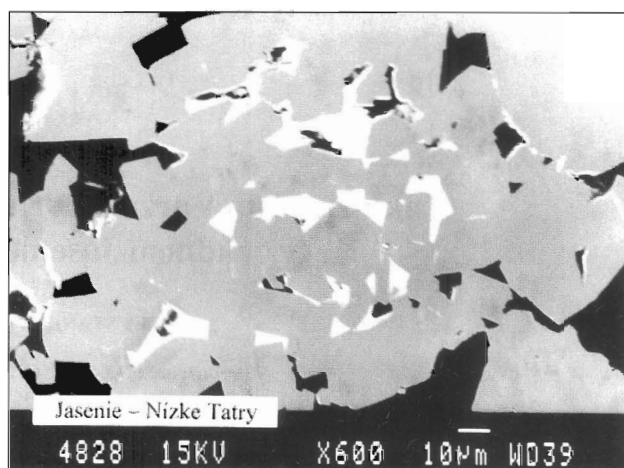
Tab. 1
Analýza chemického zloženia inklúzií Au v arsenopyrite
Chemical composition of Au inclusions in arsenopyrite

Por. číslo	Au	Ag	Te	Cu	Bi	Sb	Hg	Σ
1	92,56	7,01	0	0,09	0,05	0	0,17	99,88
2	90,62	8,98	0,02	0	0	0,03	0,14	99,79



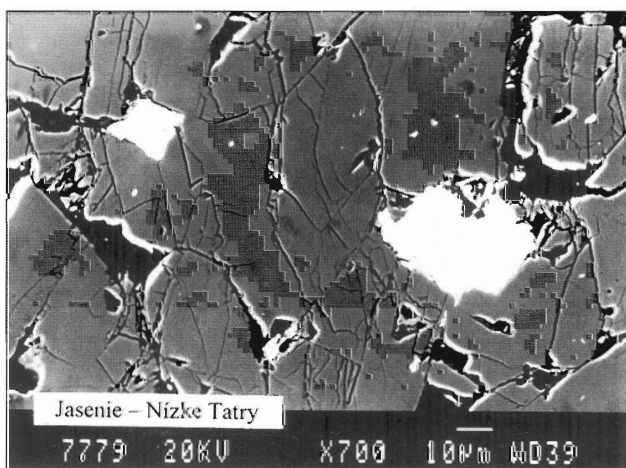
Obr. 1. Mikroštruktúra inklúzií Au, Bi a Te minerálov v arsenopyrite. BEI

Fig. 1. Microstructure of Au inclusions, Bi and Te minerals in arsenopyrite. BEI



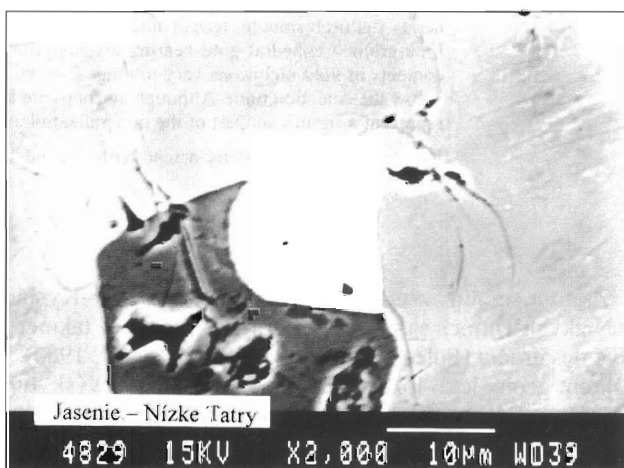
Obr. 2. Koexistencia inklúzií Au, Bi a Te minerálov a arsenopyritu. BEI

Fig. 2. Back scattered electron image of coexisting Au inclusions, Bi and Te minerals and arsenopyrite



Obr. 3. Pohľad na nábrus agregátu homogénneho a kataklázovaného arsenopyritu s inklúziami Au; BEI.

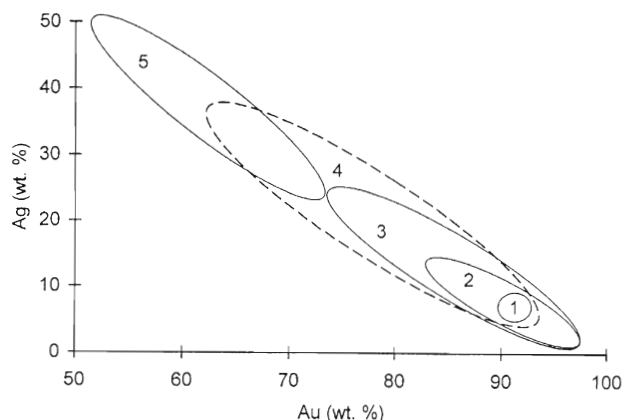
Fig. 3. Back scattered electron image of the polished section of homogeneous and cataclastic arsenopyrite by Au inclusions.



Obr. 4. Detailný záber chemicky homogénneho arsenopyritu s inklúziou Au; BEI.

Fig. 4. Magnified view of chemical homogeneous arsenopyrite by Au inclusion; BEI.

Analýzované inklúzie Au v arsenopyrite sú veľké cca 10 µm, výsledky analýz sú v tab. 1 a na porovnanie s niektorými ďalšími výskytmi aj na obr. 5.



Z obrázkov je zrejmé, že ide o pomerne vysoko rýdže Au s nízkym obsahom Ag (7–9 % hmot.) takmer bez ďalších prvkov (Te, Sb, Cu alebo Hg). Kompozície arsenopyritu zhotovené detektorom na späťne rozptýlené elektróny (BEI) potvrdzujú jeho homogénne chemické zloženie.

Obr. 5. Graf pomeru Au/Ag z rozličných zrudnení. 1 – priemet analýz zo študovanej mineralizácie, 2 – z oblasti Jasenia (Bláha a Vitásek, 1998) a Magurky (Chovan et al., 1995), 3 – z rozsypov veporika (Kyselica a Hvoždára, 1999), 4 – Nižnej Boce (Smirnov, 1999), 5 – Pukanca (Bahna a Chovan, 1999) a Hnúšte (Horal a Hvoždára, 1999).

Fig. 5. Chart of Au/Ag relation from various ore mineralizations. 1 – projection of analyses from studied mineralizations, 2 – from Jasenie (Bláha and Vitásek, 1998) and Magurka (Chovan et al., 1995), 3 – from placers of Veporicum (Kyselica and Hvoždára, 1999), 4 – from Nižná Boca (Smirnov, 1999), 5 – from Pukanec (Bahna and Chovan, 1999) and Hnúšťa (Horal and Hvoždára, 1999).

Diskusia

Mikrografy zhotovené na EM JEOL 840A s použitím detektora na späťne rozptýlené elektróny (obr. 1–4) dokumentujú z chemickej stránky homogénnu a nezonálnu povahu arzenopyritu s pomerne hojnými inklúziami Au v asociácii sulfidov, sulfoteluridov a teluridov Bi. Tým sa potvrdil náhľad, že študované zrudnenie má metalický charakter vystupovania Au v sulfidickej mineralizácii. Okrem asociácie Te a Bi minerálov sa inklúzie Au v arzenopyrite vyskytujú iba vzácné. Prítomnosť týchto minerálov v asociácii s arzenopyritom tak významne zvyšuje pravdepodobnosť výskytu aj inklúzií Au. Asociácie Bi minerálov s viditeľným Au sú opísané aj z ďalších lokalít, a to nielen z Nízkych Tatier (Hvoždára, 1971, 1987, 1999; Chovan et al., 1988, 1995; Jeleň et al., 1999; Horal a Hvoždára, 1999; Antal, 1987, a i.), ale aj z Českého masívu (Morávek, 1999). Avšak sám výskyt Bi minerálov nemusí byť vždy zárukou aj výskytu inklúzií Au (Ozdín et al., 1998, 1999, 2000; Majzlan et al., 1997, 1998; Bakos a Chovan, 1999; Chovan et al., 1998, 1999).

Záver

Práca nadväzuje na doterajšie poznatky o zrudnení v oblasti Jasenia, ktoré viacročným výskumom získal veľký tím pracovníkov, ako aj na údaje z okolitých bansky exponovaných ložiskových oblastí. Sledovaním chemickeho zloženia inklúzií Au v arzenopyrite, ktoré sa vyskytujú v asociácii s bizmutínom, telurobizmutitom, tetradymitom, ako aj so scheelitom v kremenných žilách sa potvrdila pomerne vysoká rýdzosť Au (obsah Ag do 9 % hmot.) a vystupovanie v metalickej forme v podobe samostatných minerálnych fáz – intermetalických Au-Ag zliatin. Distribúcia inklúzií Au v arzenopyrite pozitívne koreluje s prítomnosťou uvedenej asociácie minerálov.

Práca vznikla v rámci projektu VEGA MŠ SR 2/1138/21

Literatúra

- Andraš, P., Chovan, M., Stankovič, J., Paulínyová, E. & Svitáčová, A., 2000: Distribúcia „neviditeľného zlata“ v zlatonosných sulfidoch Tatrika Západných Karpát. *Uhlí a Rudy*, 2, 7, 16–25.
- Antal, B., 1987: Vystupovanie mikroskopického zlata na ložisku Slovinky. In: *Zlato v Západných Karpatoch*. Bratislava, GÚDŠ, 165–166.
- Bačo, P., Jeleň, S., Koděra, P., Ďudá, R., Košárková, M. & Repčiak, M., 1999: Zlato na ložisku Zlatá Baňa a ďalších výskytoch v Slanských vrchoch. *Mineralia Slov.*, 31, 203–206.
- Bahna, B. & Chovan, M., 1999: Morfológia a chemické zloženie zlata z Pukanca. *Mineralia Slov.*, 31, 259–262.
- Bakos, F. & Chovan, M., 1999: Genetické typy zlata v oblasti Magurky (Nízke Tatry). *Mineralia Slov.*, 31, 217–224.
- Beňka, J. & Suchý, Š., 1983: Mineralogická charakteristika voľfrámového zrudnenia v Kyslej pri Jasení. In: *Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách*. Bratislava, GÚDŠ, 71–84.
- Bláha, M. & Vitásek, A., 1998: Au-W ložisko Jasenie. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 89–90.
- Ďurža, O. & Chovan, M., 1981: Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Dúbrava. *Mineralia Slov.*, 13, 2, 185–190.
- Horal, M. & Hvoždára, P., 1999: Zlato v sulfidickej mineralizácii lokality Hnúšťa – Ostrá (veporikum). *Mineralia Slov.*, 31, 233–238.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ*, 258.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86, 33–44.
- Hvoždára, P., 1971: Indície vysokotermálnych Au a W mineralizácií v tatroveporidách. *Mineralia Slov.*, 3, 11, 255–260.
- Hvoždára, P., 1987: Metalogenéza zlata vo veporidách. In: *Zlato v Západných Karpatoch*. Bratislava, GÚDŠ, 75–80.
- Hvoždára, P. & Pouba, Z., 1998: Zlato v juhozápadnom veporiku. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 94.
- Hvoždára, P., 1999: Ryžoviská zlata v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 31, 241–248.
- Chovan, M. & Michálek, J., 1988: Bizmutín a tetradymit na Sb ložisku Dúbrava. *Mineralia Slov.*, 20, 2, 161–168.
- Chovan, M., Pöc, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb-Au (As-Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 27, 6, 397–406.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1998: Metalogenéza Ďumbierskej časti Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 3–8.
- Chovan, M., Majzlan, J., Ragan, M., Siman, P. & Krištín, J., 1999: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulphosalts and associated sulphides from Dúbrava deposit. *Acta geol.*, 53, 37–49.
- Krist, E., Krištín, J. & Miko, O., 1988: The metamorphic development of the Nízke Tatry Mts. crystalline basement. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 44, 137–142.
- Kyselica, M. & Hvoždára, P., 1999: Morfológia a chemické zloženie zlata v rozpoch veporika. *Mineralia Slov.*, 31, 320–322.
- Jeleň, S., Háber, M. & Rojkovičová, L., 1999: Mineralogická charakteristika zlata drahokovových asociácií v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne. *Mineralia Slov.*, 31, 253–256.
- Majzlan, J. & Chovan, M., 1997: Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 29, 2, 149–158.
- Majzlan, J., Chovan, M. & Michálek, J., 1998: Rudné výskyty na Rišianke a Malom Železnom – minerálne zloženie a paragenéza. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 52–59.
- Maťašovič, M., 1999: Zlato v zlepcoch krynickej jednotky magurského flyšu. *Mineralia Slov.*, 31, 313–314.
- Maťo, L. & Maťová, V., 1994: Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach. *Mineralia Slov.*, 26, 1, 30–37.
- Michálek, J. & Chovan, M., 1999: Ložisko Au polysulfidickej mineralizácie Dve vody – Karol v Ďumbierskych Tatrách. *Mineralia Slov.*, 31, 317–318.
- Molák, B. & Pecho, J., 1983: Geologicko-ložisková charakteristika scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Jasenia. In: *Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách*. Bratislava, GÚDŠ, 61–70.
- Morávek, P., 1999: Přehled a význam zlatonosné mineralizace v České republice. *Mineralia Slov.*, 31, 179–186.
- Ozdín, D. & Chovan, M., 1998: Rudné mineralizácie v okolí Vyšnej Boce. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 91–92.
- Ozdín, D. & Chovan, M., 1999: New mineralogical and paragenetic knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *Slovak Geol. Mag.*, 5, 4, 255–271.
- Ozdín, D. & Pršek, J., 2000: Siderite mineralization in the Nízke Tatry Mts., Western Carpathians, Slovakia. *Acta mineral. petrogr. (Szeged)*, XLI, 82.
- Pulec, M., Klinec, A. & Bezák, V., 1983: Geológia a prospekcia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení. In: *Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách*. Bratislava, GÚDŠ, 11–38.
- Rojkovič, I. & Rojkovičová, L., 1999: Medenoporfýrová mineralizácia so zlatom pri Slatinských Lazoch. *Mineralia Slov.*, 31, 263–268.
- Smirnov, A., 1999: Aluviálne zlato pri Nižnej Boci (Nízke Tatry). *Mineralia Slov.*, 31, 318–319.
- Spišiak, J., Pitoňák, P. & Petro, M., 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie–Kyslá, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 20, 2, 143–148.
- Spišiak, J., Hovorka, D. & Pitoňák, P., 1998: Bázická a ultrabázická v Ďumbierskej zóne Nízkych Tatier – petrologické a metalogenetické aspekty. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 15–22.

Paragenéza a typomorfizmus vzácno-prvkových akcesorických minerálov v granitoch Západných Karpát

IGOR BROSKA

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
geolbros@savba.sk

(Doručené 5. 10. 2001)

Paragenesis and typomorphism of the REE-accessory minerals of the Western Carpathian granites

The most characteristic REE accessory minerals of the Western Carpathian granites which concentrate light rare earth elements are represented by monazite, allanite and apatite. Typomorphism of each of these mineral phases is specific with dependence on the bulk composition of rock. Monazite is the most typical REE accessory mineral of the Lower Carboniferous granites with S-type affinity although it occurs also in the I-type granitoids but only in the late, differentiated members. It is known also in the A-type granites and from the specialized S-type granites of the Western Carpathian granitoids. Monazite usually forms from melts with water amount below 3 wt. %. Higher contents of the huttonite as one of the monazite end-members is linked with monazite genesis in relatively higher temperature melt, on the other hand, higher contents of the brabantite molecule indicates Al-saturated melt along with its higher alkalinity character. Allanite is a typomorphic mineral of I-type granitoids and it is believed to form at higher fO_2 and probably at increased water contents 5–6 wt. %. The content of the Al_2O_3 in the allanite from the I-type granitoids does not exceed 15 wt. %, on contrary, allanite from S-type granites commonly contains more than 20 wt. % Al_2O_3 and the same value is typical also for the secondary allanite forms. Apatite has a low concentration of the LREE but due to its locally high quantity, also becomes an important phase in the bulk budget of the LREE. Apatite composition is characteristically different in I- and S-type granitic rocks. In comparison with the apatites from I-type granitoids, negligible Eu-negative anomaly and higher content of Mn and Fe are characteristic features of apatites from S-type granites. The highest fluorine content in apatites was found in fluorine-bearing specialized S-type granites. The distribution of the heavy rare earth elements is controlled mainly by xenotime, zircon and garnets. The typomorphic character of these minerals has not been investigated in detail.

Key words: allanite, apatite, monazite, granite, Western Carpathians

Úvod

Distribúciu prvkov vzácnych zemín v granitických horninách takmer výlučne ovládajú akcesorické minerály, pretože až 95 váh. % prvkov vzácnych zemín je obsiahnutých práve v týchto minerálnych fázach (Gromet a Silver, 1983). Medzi najrozšírenejšie vzácno-prvkové akcesorické minerály sa zaraďuje monazit, allanit a xenotím, ale vo významnej miere sa na distribúcii vzácnych zemín zúčastňuje aj titanit, apatit, zirkón a granát. Monazit a allanit, no aj apatit a titanit sú selektívnymi koncentrátorami prvkov ľahkých vzácnych zemín, kým xenotím, Zr a granát významne vplyvajú na celohorninovú distribúciu ťažkých vzácnych zemín. Koncentrácia obidvoch skupín akcesorických minerálov v granitoidoch závisí hlavne od stupňa diferenciácie magmy, lebo frakcionácia najrozšírenejších hlavných vzácno-prvkových minerálov tieto elementy z primárnych kyslých tavenín odčerpáva efektívne. Samotná stavba primárnych paragenéz vzácno-prvkových akcesorických minerálov, ktoré selektívne koncentrujú

ľahké prvky vzácnych zemín, priamo odráža chemické zloženie horniny, obsah fluíd v tavenine, nasýtenosť systému Al, ale aj aktivitu alkalických zemín, najmä Ca.

Typickým znakom všetkých asociácií vzácno-prvkových akcesorických minerálov je allanitovo-monazitový antagonizmus, ktorý sa prejavuje prítomnosťou alebo neprítomnosťou jednej z uvedených minerálnych fáz, pričom platí, že ak v granite dominuje napr. allanit, monazit alebo úplne chýba, alebo je v porovnaní s allanitom zastúpený len podradne. Antagonistický vzťah týchto minerálov sa v Západných Karpatoch identifikoval vo všetkých typoch variských kyslých magmatitov (Hovorka, 1968; Chovan a Határ, 1978; Veselský a Gbelský, 1978; Gbelský, 1982) i v alpínskych granitoidoch (Határ et al., 1989) a všeobecne sa vysvetľuje aktivitou Ca, pri ktorej pokles koncentrácie Ca vedie k prednostnej tvorbe monazitu a jej rast sa naopak prejavuje vznikom allanitu (Lee a Silver, 1964; Snetsinger, 1967; Cuney a Fridrich, 1987; Parrish, 1990; Casillas et al., 1995; Broska et al., 2000). Koncentrácia Ca však sama osebe nie je rozhodujúcim

Tab. 1
Príklady reprezentatívnych koncentrácií akcesorických minerálov v niektorých granitových suitách Západných Karpát (g/t)
Example of representative concentrations of accessory minerals in some granitic suites in Western Carpathians (g/t)

Orogén Hornina Pohorie	T-87 variský Bt. tonalit Tribeč Krnča	T-25 variský Leuko- granit Tribeč Čeladince	T-36 variský Bt. tonalit Tribeč Veľčice	T-60 variský Leuko- granit Tribeč Zlatno	ZK-26 var. postorog. Bt. granodiorit Slov. rud.	ZK-13 var. postorog. Leuko- granit Slov. rud.	GRŠ-3 nealpínsky Amf.-Bt. granodiorit Štiav. vrchy	DRŠ-5 nealpínsky diorit Štiav. vrchy
Typ	S	S	I	I	A	špec. S	I	I
zirkón	252	178	478	166	23	4	99	15
apatit	1750	7	826	105	0,5	657	307	61
monazit	220	5	–	0,5	<0,5	44	–	–
allanit	2	–	140	1,5	<0,5	–	–	–
titanit	–	–	10	0,5	0,5	3	–	1
rutil	–	2	0,5	–	–	1	<0,5	–
granát	–	1	<0,5	1	940	15	–	–
amfibol	–	–	–	–	–	–	2	<0,5
magnetit	4	1	689	1500	6	13	9471	5996
pyrit	1	0,5	1	2	2	3	37	115
limonit	2	13	8	3	–	76	<0,5	1
leukoxén	–	–	10	–	–	9	<0,5	<0,5
epid.-zoisit	2	<0,5	69	130	1	12	5	<0,5
ilmenit	2	12	30	2	0,5	–	<0,5	<0,5
arzenopyrit	–	–	–	–	–	–	<0,5	<0,5
xenotím	–	–	–	–	–	–	–	–
turmalín	–	–	–	–	–	6540	–	–
topás	–	–	–	–	–	0,5	–	–
hematit	–	–	–	–	–	46	–	–
kasiterit	–	–	–	–	–	24	–	–

faktorom kontrolujúcim tento vzťah. Predpokladáme, že spolu s aktivitou Ca tento systém významne reguluje aj obsah fluíd v tavenine a teplota.

Paragenéza akcesorických minerálov

Asociácie akcesorických minerálov v granitoch Západných Karpát, v ktorých – s výnimkou nealpínskych granitov – majú dôležité postavenie aj vzácno-prvkové akcesorické minerálne fázy, možno v zásade rozdeliť do nasledujúcich piatich paragenetických skupín.

1. *Monazit, ilmenit, apatit, xenotím a granát.* Materské granitové útvary s touto asociáciou vznikali najmä v spodnom karbone a paragenéza indikuje nižší obsah vody v pôvodných taveninách s primárne nižším obsahom dvojmocných kovov. Horniny tejto skupiny majú afinitu ku granitom typu S (Broska a Gregor, 1992; Petrík a Kohút, 1997).

2. *Allanit, apatit, magnetit, titanit ± amfibol.* Paragenéza je charakteristická pre variské granitové telesá utvorené prevažne vo vrchnom karbone, odráža vyššiu fugacitu O aj vyšší obsah vody v pôvodnej tavenine (> 5 váh. %). Materské horniny indikujú afinitu ku granitom typu I (Petrík a Broska, 1994).

3. *Turmalín, monazit, zirkón, apatit, anatas, granát, topás a fluorit.* Paragenéza tohto typu vznikala pri vyššej aktivite B a F, indikuje redukčné prostredie a je charakteristická pre spišsko-gemerské granitové útvary.

4. *Magnetit, allanit, titanit, apatit a torit.* Je to typická paragenéza paleoalpínskych západokarpatských resp.

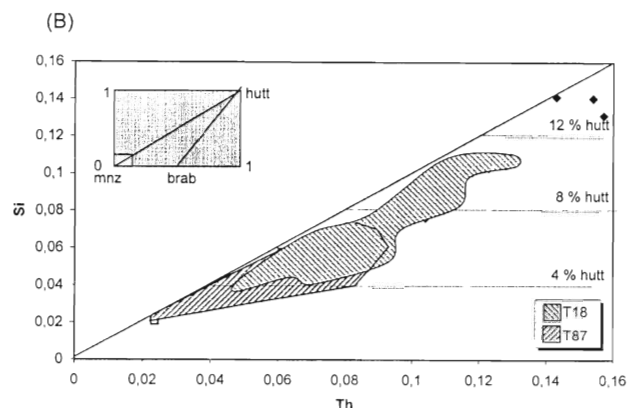
rochovských granitov. Ich druhú intruzívnu fázu sprevádzala tvorba molybdenitu, pyritu, ferberitu a scheelitu (Határ et al., 1989).

5. *Magnetit, amfibol, apatit, epidot, pyrit ± pyroxén.* Paragenéza je príznačná pre alpínske granitové telesá tvoriace hodruško-štiavnický intruzívny komplex a vyznačuje sa dominantným výskytom magnetitu v koncentracii od x.0 do 0.x váh. % a takmer úplnou absenciou primárnych vzácnozeminných minerálov (Rajnoha, 1987; Rajnoha a Hrabčák, 1989).

Príklady niektorých typických paragenéz akcesorických minerálov sú v tab. 1.

Typomorfizmus najbežnejších vzácno-prvkových akcesorických minerálov

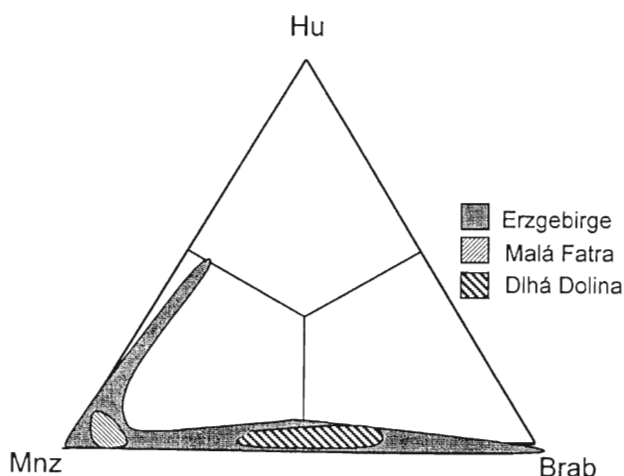
Monazit. Monazit je fosfát ľahkých prvkov vzácných zemín a jeho chemické zloženie možno vyjadriť troma monoklinickými koncovými členmi, a to monazit LRE- EPO_4 , brabantit $\text{CaTh}(\text{PO}_4)$ a huttonit ThSiO_4 (Burt, 1989; Fleisher a Mandarino, 1995). Je to charakteristický minerál granitových západokarpatských telies s afinitou typu S, a preto je typický pre bratislavský masív Malých Karpát, Považský Inovec (bojniansky blok), Suchý, Malú Maguru, Žiar, jz. časť Tribeča, S a V Malej Fatry, Veľkú Fatru, Západné Tatry, veporský typ granitov a pre spišsko-gemerské granity v Slovenskom rudohorí. Vyskytuje sa však aj v granitoch typu A vo veporiku, ako je hrončocký, ale aj vo vyšších diferenciátoch granitov typu I, keď je bežný v ich kyslých diferenciátoch. Na jednej strane je



Obr. 1. Ilustrácia veľkosti huttonitového komponentu v monazitoch Tribeča. Okrajová časť pohoria, ktorú reprezentuje vzorka T-87, má nižší podiel huttonitu v monazitoch než T-18 z centrálnej časti pohoria.

Fig. 1. Illustration of amount of huttonite component in monazites of the Tribeč Mts. Marginal part of the mountain range, being represented with sample T-87, has lower huttonite content in monazite than T-18 from central part of mountain range.

rast huttonitovej zložky v monazite funkciou teploty (obr. 1) a na druhej rast brabantitovej molekuly odrazom vyššej nasýtenosti Al v primárnej tavenine (obr. 2). Zvyšovanie huttonitového komponentu v monazitoch sa zistilo v Tribeči, kde sa v centrálnej časti na rozdiel od okrajov našli monazity s vyšším obsahom huttonitovej molekuly. Rozdiel v teplote v tomto prípade indikovala Zr saturačná teplota aj REE geotermometer. Vysoký podiel brabantitovej molekuly sa v monazitoch tvorí vo výrazne peraluminóznych granitových útvaroch, napr. v cínonosných granitoch Krušných hôr, odkiaľ sa brabantity prvý raz na svete opísali aj z granitov formovaných z reziduál-



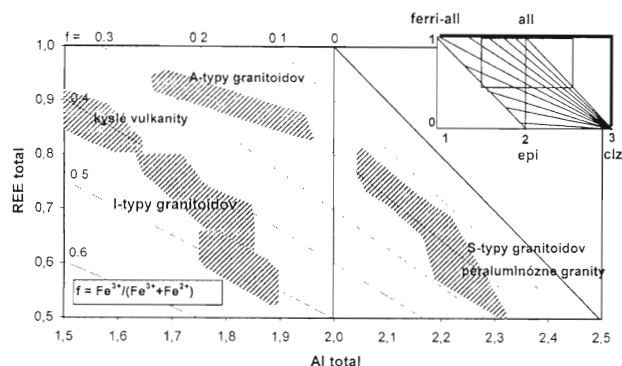
Obr. 2. Nomenklatura systému 2CePO_4 (Mnz) - $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ (Brab) - 2ThSiO_4 (Hu). Vzorky z Dlhej doliny (spišsko-gemerské granity) tvoria čiastočne aj brabantitové koncové členy monazitov.

Fig. 2. Nomenclature of system 2CePO_4 (Mnz) - $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ (Brab) - 2ThSiO_4 (Hu). Samples from the Dlhá dolina valley (Spišsko-Gemer Ore Mts. granites) represent partially also brabantite end-members of monazites.

nych tavenín bohatých na F (Föster, 1998: obr. 2). Vyšší obsah tejto molekuly sa v monazitoch Západných Karpát zistil v pegmatitoch Považského Inovca, ale najmä v spišsko-gemerských granitoch (obr. 2). Monazit sa na rozdiel od allanitu tvorí pri nižšej fugacite O a pravdepodobne pri obsahu vody v tavenine neprekračujúcom 3 váh. % (Petrík a Broska, 1994). Relatívne nižšiu teplotu vzniku monazitu v porovnaní s allanitom indikuje aj jeho paragenéza so zirkónom, ktorý v granitoch s monazitom vykazuje podstatne nižší index teploty (IT) ako v granitoch s dominantným allanitom (Broska a Uher, 1991).

Pri metamorfóze je monazit nestabilný a v amfibolitovej fácií sa rozpadá na zmes apatitu a allanitu. Začína sa rozpadávať z okraja zrn za vzniku allanitu na okrajoch, pričom sa medzi allanitom a monazitom takmer vždy tvorí dosť široká prechodná zóna apatitu, cez ktorú pri transformácii prebieha postupná výmena iónov. Apatit v takomto zmysle tvorí médium, cez ktoré sa uskutočňuje transfer prvkov vzácnych zemín, pričom sám obsahuje iba ich veľmi malú koncentráciu. Takýto jeho rozpad sa opísal z viac ako desiatich alpských lokalít (Finger et al., 1998) a zo Západných Karpát, najmä z veporika, kde sa dokonca zistil aj jeho úplný zánik za vzniku apatitovo-allanitových zŕn (Broska a Šiman, 1998).

Allanit. Allanit ako alumosilikát ľahkých prvkov vzácnych zemín je typickým minerálom granitov s charakteristikou typu I. Je hojný hlavne vo vrchnokarbónskych granitoch síhlianskeho a ípeľského typu, v jv. časti Tribeča, v Čiernej hore a v spodnokarbónskych granitoidoch Malej Fatry. Chemické zloženie allanitov silne závisí od zloženia prostredia, v ktorom vzniká. Všeobecne je známe, že koncentrácia Al v allanitoch rastie s peraluminozitou materskej horniny. Primárne magmatické allanity z granitov typu I majú okolo 15 váh. % Al_2O_3 (Petrík et al., 1995), kým allanity vznikajú ako sekundárne formy napr. v biotitoch, majú vyšší obsah Al, často prekračujúci 20 váh. % Al_2O_3 (obr. 3). Podobný vysoký obsah sa zistil aj v allanitoch granitov s afinitou typu S v Tribeči, teda v granitoch s dominantným monazitom v paragenéze, v ktorej je allanit zastúpený len podružne. Allanit sa tam vyskytuje ako skorá magmatická fáza, lebo sa vyvinul aj vo forme uzavrenín v monazitoch, pričom chemické zloženie allanitových inklúzií – na rozdiel od pôvodnej taveniny – nesie znaky nerovnovážneho stavu (Broska et al., 2000). Allanity granitov typu I sa od allanitov v granitoch typu S odlišujú sekundárnymi formami a vyšším podielom dvojmočného Fe (Broska et al., l. c.). Predpokladá sa, že primárny allanit v kremitých taveninách vzniká pri teplote spravidla prekračujúcej 800°C a obsahu vody najmenej 5 váh. % (Broska et al., 2000). Saturačná teplota allanitu v porovnaní s monazitom je pri felzických taveninách vyššia, a preto z nich ako stabilná fáza zvyčajne kryštalizuje monazit. Iba v oblasti nižšej teploty je úroveň saturácie týchto minerálnych fáz natoľko blízka, že z tavenín teplotne blízkeho granitovému minimu môže prednostne vypadať allanit (Broska et al., 1999; obr. 4). Takéto prípady sú známe aj v prírode, keď niektoré pokročilé diferenciáty felzických granitov, napr. pegmatity, môžu obsahovať aj allanit.



Obr. 3. Diskriminačný diagram skonštruovaný podľa mikrosondových analýz allanitov zo Západných Karpát (Petrík et al., 1995; Broska et al., 2000).

Fig. 3. Discriminant diagram compiled according to the microprobe analyses of allanites from Western Carpathians (Petrík et al., 1995; Broska et al., 2000).

Xenotím. O xenotíme sa vie pomerne málo. V Západných Karpatoch zvyčajne vystupuje v paragenéze s monazitom, a preto je typickým minerálom granitov s afinitou typu S a predstavuje v nich fázu, ktorá spolu so zirkónom a granátom tvorí asociáciu hlavných koncentrátorov ťažkých prvkov vzácnych zemín. V granite spravidla tvorí oranžové dipyramidálne kryštály, ale niekedy sú typické aj prerasty so zirkónom, lebo xenotím je schopný sa s ním izomorfne substituovať. Hojný je v Považskom Inovci v moravianskom bloku (Broska a Uher, 1988) alebo v bratislavskom masíve Malých Karpát.

Apatit. Hoci tento fosfát sám osebe nikdy nemá vysoký obsah prvkov vzácnych zemín (zvyčajne < 0.1 váh. %), tým, že je hojnou minerálnou fázou, v konečnej bilancii má významnú úlohu. Predpokladáme, že apatit niekedy môže na seba viazať aj viac ako 20 váh. % prvkov vzácnych zemín z celej horniny a svojím zložením dobre odrážať povahu primárnej taveniny. V peraluminóznych

granitoch typu S má v porovnaní s granitmi typu I nižšiu koncentráciu Eu, ale podstatne vyšší obsah Mn, Fe a F (Sha a Chapell, 2000; Broska a Uher, 1998). Veľmi nízky obsah Eu v apatitoch granitov typu S sa prejavuje pomerne výraznou apatitovou Eu negatívnou anomáliou (Sha a Chapell, 2000; Broska a Uher, l. c.). Apatity granitov typu S sa totiž v porovnaní s granitmi typu I formovali z redukčnejších tavenín, ktoré preto obsahovali veľkú časť Eu v dvojvalentnej forme, čím sa tento prvok – vďaka zmenšenému iónovému polomeru – lepšie substituoval do plagioklasov za Ca, a teda sa lepšie odčerpával z taveniny. V oxidačnejších podmienkach, ako to bolo pri formovaní granitov typu I, je Eu hlavne trojvalentné, a tak je Eu anomália v apatitoch menej výrazná.

Diskusia a záver

Prvky vzácnych zemín nesporne patria medzi najdôležitejšie petrologické nástroje pri riešení evolúcie granitových plutónov a komagmatickosti ich jednotlivých telies alebo pulzov, a preto je veľmi dôležité poznať kvalitatívne aj kvantitatívne zloženie primárnych minerálnych paragenéz, ktoré ako hlavné koncentratory prvkov vzácnych zemín priamo ovládajú ich distribúciu v hornine.

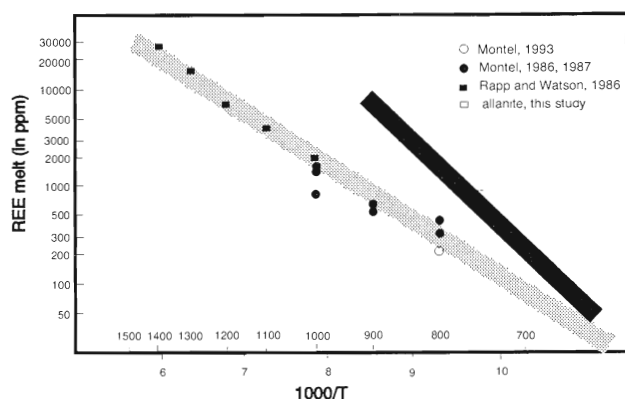
V ostatných decéniách sa veľa urobilo pri kvantifikovaní rozpustnosti, kinetiky rastu a študovali sa aj rovnovážne konštanty minerál/tavenina pri niektorých vzácno-prvkových akcesorických mineráloch. Watson (1984) tieto funkcie označil za „fundamentálne parametre akcesorických fáz“ a vďaka experimentom s kremíťmi taveninami sú už údaje o tom, ako sa v nich správa zirkón (Watson a Harrison, 1983), apatit, monazit (Rapp a Watson, 1986; Montel, 1993) a sčasti aj allanit (Broska et al., 1999). Zistilo sa, že rozpustnosť všetkých spomenutých akcesorických fáz iba veľmi málo závisí od tlaku, no veľmi významne od nasýtenosti Al, teploty taveniny, obsahu vody a koncentrácie volatílí. Preto sa antagonizmus allanit – monazit nedá odvodzovať len od aktivity Ca v systéme, ako sa predpokladalo doteraz, ale treba počítať s významnou úlohou aj takých parametrov, akým je obsah vody v tavenine a jej teplota.

Paragenéza a rozloženie hlavných typomorfických črt vzácnozeminných akcesorických minerálnych fáz v kremíťoch magmatitoch sú dôležité nielen pre typológiu granitov a vulkanitov, ale môžu pomôcť napr. aj pri hľadaní primárnych zdrojov minerálov pri šlichovej prospekcii alebo pri sedimentologických štúdiách z hľadiska identifikácie charakteru znosových oblastí. Takýto výskum sa pre schopnosť opisovaných minerálnych fáz viazať na seba veľa rádioaktívnych izotopov vo svete stále častejšie využíva aj pri tvorbe úložísk rádioaktívneho odpadu.

Podakovanie. Práca vznikla za finančnej podpory grantu VEGA 1143.

Literatúra

Broska, I. & Uher, P., 1991. Regional typology of zircon and their relationship to allanite-monazite antagonism (on example of Hercy-



Obr. 4. Saturačná teplota allanitu vs. monazitu vo felzických taveninách s $D = 1.08$. $D = [(Na + K + Li + 2Ca)/Al] * 1/(Al + Si)$.

Fig. 4. Saturation temperature of allanite vs. monazite in felsitic melts with $D = 1.08$. $D = [(Na + K + Li + 2Ca)/Al] * 1/(Al + Si)$.

- nian granitoids of the Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 42, 271–277.
- Broska, I. & Gregor, T., 1992: Allanite-magnetite and monazite-ilmenite granitoid series in the Tribeč Mts. *Spec. Vol. IGCP 276, Bratislava, GÚDŠ*, 25–36.
- Broska, I. & Šiman, P., 1998: The breakdown of monazite in the West-Carpathian Veporic Orthogneisses and Tatric granites. *Geol. Carpath.*, 49, 161–167.
- Broska, I. & Uher, P., 1998: Apatite in I-, S- and A-type granites, Slovakia: distribution and petrological significance. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 42, 20–22.
- Broska, I., Chekmir, A. S. & Hátár, J., 1999: Allanite solubility and the role of accessory mineral paragenesis in the Carpathian granite petrology. *Geol. Carpath.*, 50, 90–91.
- Broska, I., Petrik, I. & Williams, C. T., 2000: Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, Western Carpathians. *Amer. Mineralogist*, 85.
- Burt, D. M., 1989: Compositional and phase relations among rare earth element minerals. In: B. R. Lipin & G. A. McKay (Eds.): *Chemistry and mineralogy of rare earth elements. Rev. Mineralogy*, 21, 259–302.
- Casillas, R., Nagy, G., Pantó, G., Brandl, J. & Fórizs, I., 1995: Occurrence of Th, U, Y, Zr and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra Guadarrama (Spain). *Eur. J. Mineral.*, 7, 989–1006.
- Cuney, M. & Friedrich, M., 1987: Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bull. mineralogie*, 110, 235–247.
- Finger, F., Broska, I., Roberts, M. P. & Schermaier, A., 1998: Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. *Amer. Mineralogist*, 83, 248–258.
- Fleisher, M. & Mandarino, J. A., 1995: Glossary of mineral species. *Mineral. Rec. (Tucson)*, 280.
- Förster, H. J., 1998: The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region: Germany. Part I: the monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *Amer. Mineralogist*, 83, 259–272.
- Gbelský, J., 1982: Characteristic of accessory minerals in the selected samples of the West Carpathian granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 631–662.
- Gromet, L. P. & Silver, L. T., 1983: Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochim. cosmochim. Acta*, 47, 925–939.
- Hátár, J., Hraško, L. & Václav, J., 1989: Hidden granite intrusion near Ročovce with Mo-(W) stockwork mineralization (first object of this kind in the West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 621–654.
- Hovorka, D., 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribeča. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 13, 165–189.
- Chovan, M. & Hátár, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporíd. *Mineralia Slov.*, 10, 24–32.
- Lee, D. E. & Silver, L. T., 1964: Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. *Amer. Mineralogist*, 49, 1660–1670.
- Montel, J. M., 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol.*, 110, 127–146.
- Parrish, R. R., 1990: U-Pb dating of monazite and its application to geological problem. *Canad. J. Earth Sci.*, 27, 1431–1450.
- Petrík, I. & Broska, I., 1994: Petrology of two granite types from the Tribeč Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy. *Geol. J.*, 29, 59–78.
- Petrík, I., Broska, I., Lipka, J. & Šiman, P., 1995: Granitoid allanite-(Ce): substitution relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 46, 79–94.
- Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. In: P. Grecl, D. Hovorka & M. Putiš (Eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr.*, 235–252.
- Rajnoha, J., 1987: Association of accessory minerals in some rocks of the Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 488–506.
- Rajnoha, J. & Hrabčák, M., 1989: Contribution to the research of zircon from granitoids of the Štiavnické vrchy Mts. area (Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 749–762.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., 1986: Monazite solubility and dissolution kinetics: implication for thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contr. Mineral. Petrology*, 94, 304–316.
- Sha, L. K. & Chappell, B. W., 2000: Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. cosmochim. Acta*, 63, 3861–3881.
- Snetsinger, K. D., 1967: Accessory minerals in some Sierra Nevada granitic rock as a function of calcium content. *Amer. Mineralogist*, 52, 832–842.
- Veselský, J. & Gbelský, J., 1978: Výsledky štúdia akcesorických minerálov granitoidov a pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 33, 91–111.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M., 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth planet. Sci. Lett.*, 64, 295–304.
- Watson, E. B., 1984: What can accessory minerals tell us about felsic magma evolution? a framework for experimental study. *Proceeding of the 27th international geological congress*, 11, 503–520.

Accessory minerals of the Třebíč durbachite massif (SW Moravia)

PETR SULOVSÝ

Department of mineralogy, petrology and geochemistry, T. G. Masaryk Univ., Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic
sulovsky@sci.muni.cz

(Received October 24, 2001)

Abstract

The accessory minerals (AM) assemblages in the rocks of the Třebíč durbachite massif were studied by a complex of methods, involving optical and electron microscopy, gamma-ray spectrometry, EMPA, and LA-ICP-MS. Like other ultrapotassic igneous rocks, these durbachites (melasyenites to melagranites) are typical by high Th and U contents. These elements occur both in primary AM (chiefly allanite and minerals of the monazite group, less abundant thorite and uraninite) and in the products of their reaction with hydrothermal fluids, enriched in F, CO₂ and probably also P (minerals of the rhabdophane group, thorogummite, REE-fluorocarbonates). Principal AM of durbachites are (besides the above) apatite, sphene, and zircon. In leucogranites and aplites, forming in the pluton dykes and rim zones, monazite and xenotime prevail.

Key words: durbachite, accessory minerals, uranium, thorium, REE, alteration

Introduction

The Třebíč Pluton, a large (500 km²) igneous body at the W margin of the Bohemian Massif, is composed mostly of porphyritic melasyenites to quartz melasyenites or melamonzogranites of the so-called durbachite series. These rocks are typical by relatively high content of natural actinides, especially thorium. The rocks consist of K-spar phenocrysts and matrix composed of K-spar, plagioclase (An₁₇₋₃₇), phlogopitic biotite (mg# 63–72), amphibole (actinolite to actinolitic hornblende – mg# 65–77) and in some varieties of quartz and/or chlorite (mg# 40–72). The other group of rocks, leucogranites, forms dykes and in some parts of the massif also a rim zone. The pluton has relatively primitive compositions with generally high Mg-values (55–70), and high Cr (180–490 ppm) and Ni (25–160 ppm) concentrations, high K₂O/Na₂O with K₂O contents up to 8.2 wt. %, coupled with high Rb, Cs, U and Th. The pluton exhibits relative depletion in practically all HFSE and Ba, indicating that crystallization occurred from hybrid magma mixed from mantle and crustal components (Holub, 1997). The high levels of Th (36.2 ± 3.0 ppm) and U (10.7 ± 1.3 ppm) in the durbachites are concentrated mostly in thorian and uranous accessory minerals (AM), as well as thoriferous and uraniferous AM. Altogether 114 rock samples and heavy mineral concentrates from these rocks from 48 sampling sites were studied by a complex of methods, involving optical and cathodoluminescence microscopy, gamma-ray spectroscopy, magnetometry, autoradiography, LA-ICP-MS, X-ray powder diffraction, SEM, and EMPA.

Primary accessory minerals

The primary Th and/or U-bearing AM are represented by thorianite, uraninite, thorite, minerals of the monazite group, allanite-(Ce), zircon, and a variety of mineral compositions within the monazite – huttonite – brabantite group. Among the AM with lower levels of U and Th, apatite and titanite are most abundant.

Thorianite and uraninite

Thorianite as well as thorian uraninite are much more common in granitic rocks at the pluton rim and in aplitic dykes. They are often partially hydrated and encircled by reaction rims of secondary REE, Th silicophosphates or fluorocarbonates. Typical for uraninite is high ThO₂ content (8–11 wt%).

Monazite group

The results of microprobe analyses show great variations in the composition of monazite group minerals, including almost pure end members such as huttonite and brabantite (see Fig. 1) as well as intermediate compositions falling in the cheralite field. Typical unaltered monazite-(Ce) is not very common; it can be found rather in the granitic rim facies and aplites. The content of Th in this monazite is not very high (4–9 wt. % ThO₂), and can be attributed roughly equally to huttonite and to brabantite components. Monazite-(Ce) from aplites always contains some yttrium (3–6.5 % Y₂O₃). On the other

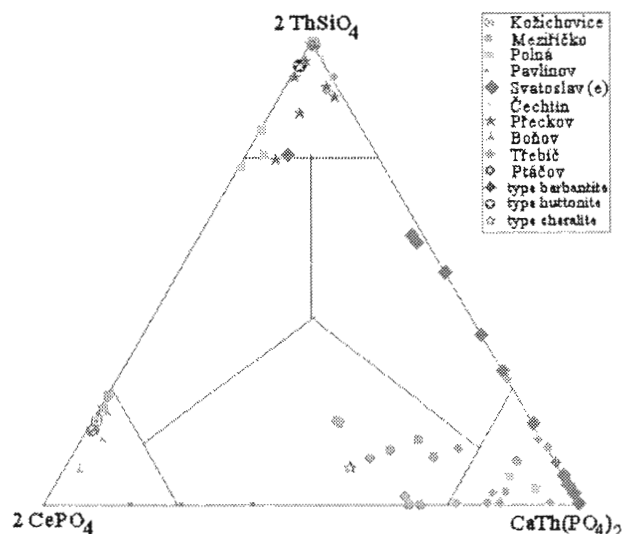


Fig. 1. Compositional variations observed within the monazite group from Třebíč Pluton rocks. Pavlínov – leucogranite, all other – durbachite; (e) – mafic enclave.

hand, brabantite occurrences are confined to melasyenites and mafic enclaves. Grains with prevalent huttonite component are widespread among all durbachite types, but are in many cases more or less hydrated. The reaction rims regularly encircling them seem to indicate that hydration of huttonite and huttonitic monazite was not caused solely by metamictization, but also/or by hydrothermal solutions rich in volatiles. The most common variety of monazite-group minerals in Třebíč pluton can be described as cheralite. Some of the microprobe analyses show high Ca, unaccompanied by corresponding non-huttonite Th to explain all Ca as brabantite component. Excess Ca could perhaps be attributed to a hypothetical calcium phosphate with monazite structure (Broska, 2000, pers. comm.).

Allanite-(Ce)

Another important Th-bearing mineral, allanite-(Ce), occurs in more than 70 % of studied durbachites. It was

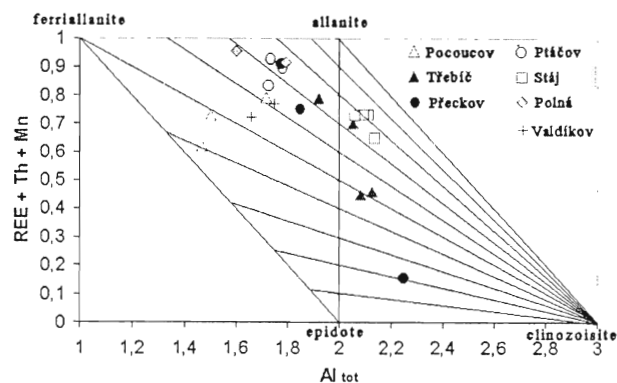


Fig. 2. Variation of allanite composition in durbachites. Each sample is represented by spot microprobe analyses from one grain.

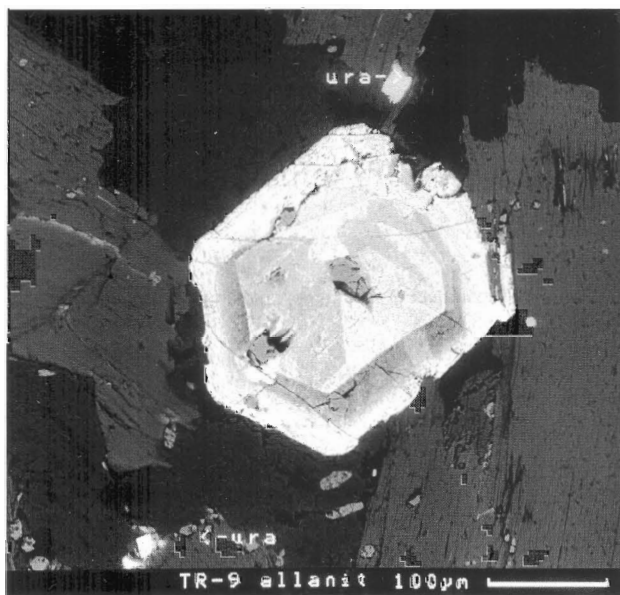


Fig. 3. Unaltered allanite with a combination of oscillatory and sector zoning. SEM, backscattered electron image (BEI).



Fig. 4. Altered allanite grain, composed of variety of phases – the darkest are hydrated Fe-Ca, REE aluminosilicates, brightest – thorogummite. SEM – BEI.

not observed in leucogranites. It has often very complex internal texture, given both by growth patterns and by subsequent alterations. Its composition varies broadly within single grains (Fig. 2). The original zoning is either oscillatory or sector; patchy zoning occurs usually in altered allanites (cf. Figs. 3 and 4). The Th content ranges between 2 and 4 wt. %; U is below 0.1 %. Fluorine content in unaltered allanite is low, but the hydrated portions contain up to 2.3 % F. The internal structure of this mixture indicates decomposition of allanite-epidote solid

Tab. 1
Representative compositions of various Th, U, and REE minerals found in Třebíč pluton rocks. Microprobe analyses.
CamScan 4DV with Microspec WD. 10 kV, 50–200 nA

Anal. #	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ThO ₂	10.22	3.29	52.35	66.54	39.53	19.11	9.76	–	2.46	2.95	–
UO ₂	1.07	–	2.43	–	–	1.18	83.06	–	–	–	–
PbO	–	–	–	–	–	–	4.14	–	–	–	–
Ce ₂ O ₃	28.53	27.85	–	1.55	13.62	16.46	–	24.07	26.18	32.22	31.98
La ₂ O ₃	14.63	13.74	–	0.94	6.93	8.00	–	28.68	17.94	17.87	21.38
Nd ₂ O ₃	10.35	10.88	–	–	1.93	4.22	–	4.01	5.66	9.48	6.73
Pr ₂ O ₃	3.06	2.83	–	–	0.91	2.66	–	–	2.23	2.47	2.33
Sm ₂ O ₃	1.19	1.04	–	–	–	–	–	–	–	1.48	–
Eu ₂ O ₃	0.79	0.73	–	–	–	–	–	–	–	1.26	–
CaO	0.47	1.10	12.34	1.64	5.47	9.32	0.18	10.22	8.47	4.43	6.32
Y ₂ O ₃	0.15	6.41	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	26.41	30.74	29.63	2.97	16.59	26.48	–	–	–	–	–
SiO ₂	2.51	0.90	0.66	14.56	4.77	2.04	0.54	–	1.92	1.00	22.11
SO ₃	–	–	1.27	3.34	3.63	3.22	0.00	0.98	–	–	–
As ₂ O ₅	–	–	1.08	0.95	–	–	0.15	–	3.24	–	–
Al ₂ O ₃	–	–	–	0.80	0.42	0.67	–	–	0.67	–	2.86
FeO	–	–	–	1.86	1.37	3.06	–	–	1.10	–	1.13
F	–	–	–	–	–	–	–	6.35	6.79	5.19	–
Cl	–	–	–	3.12	4.25	0.00	–	–	–	–	–
S wt. %	99.38	99.51	99.74	98.26	99.42	96.42	97.81	74.31	76.65	78.35	94.97

1, 2 – monazite, 3 – brabantite, 4 – huttonite, 5, 6 – cheralite, 7 – uraninite, 8 – parisite-(La), 9 – parisite-(Ce), 10 – bastnesite-(Ce), 11 – lessingite-(Ce)

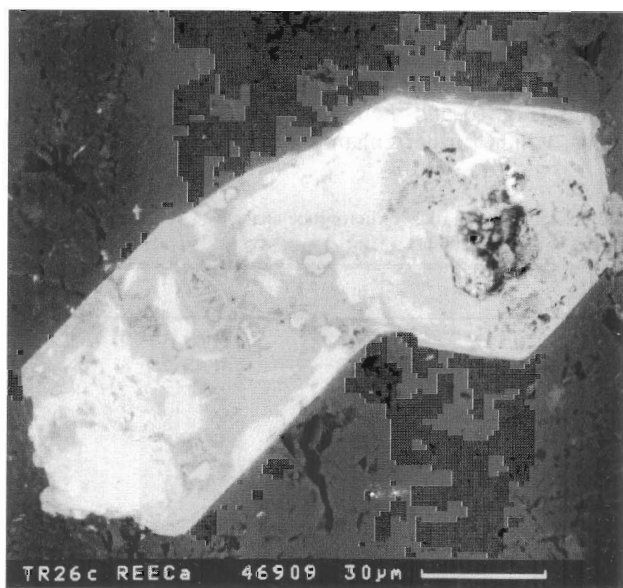


Fig. 5. Allanite replaced partially by parisite (white) BEI

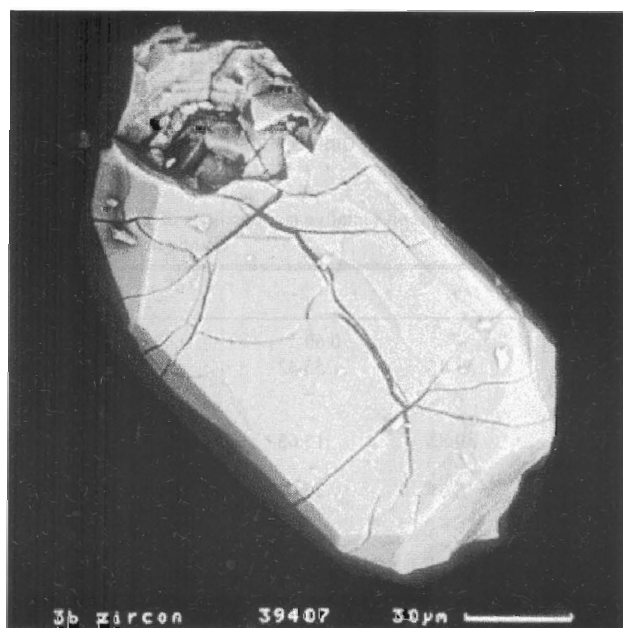


Fig. 6. Zircon grain fractured by volume expansion due to metamictization and hydration. SEM, relief specimen, BEI.

solution. This decomposition was usually followed by re-precipitation of thorium silicates, apatite, epidote, various REE phases (Fig. 4), and replacement of allanite by action of F- and/or P-rich solutions, giving rise to aggregates of epidote, rhabdophane, apatite, silicates of Ce and Si – lessingite-Ce, cerite-(Ce), melanocerite-(Ce), Ca-analogue of rengerite, LREE ± Ca fluorocarbonates (parisite, bastnesite – see Fig. 5, Tab. 1), and unidentifiable aluminosilicate phases of varying composition.

Zircon

Further important uraniferous and thoriferous mineral is zircon. It occurs both in durbachites and in the leucogranites, although it is more abundant in the former. The Pupin's typology gives temperature index 750–770 and alkalinity index 450–510. The monazite saturation temperature of durbachites (95 % conf. int.) = 751 ± 13 °C

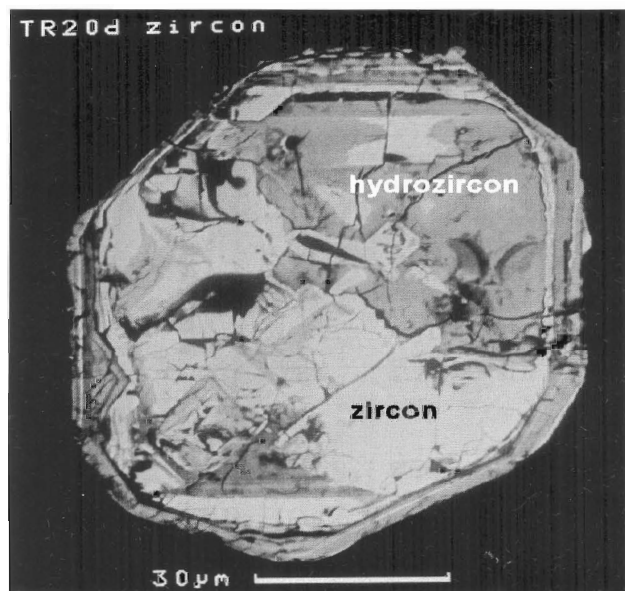


Fig. 7. Cross-section of a zircon grain with a considerable part altered to hydrozircon. BEI.

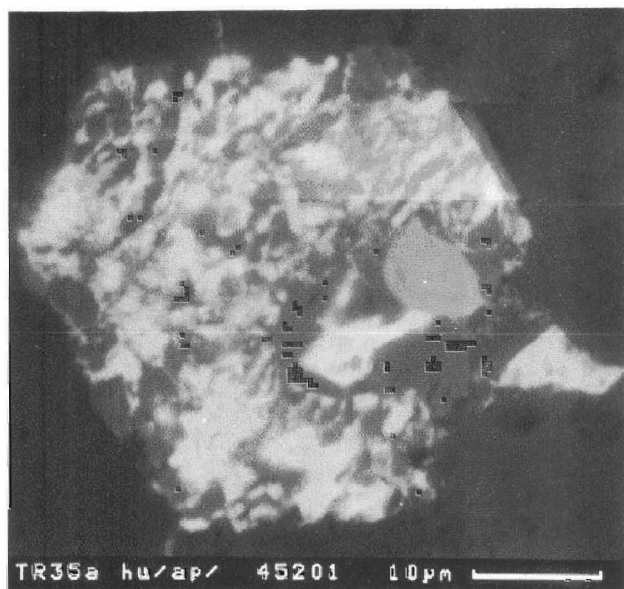


Fig. 8. Mineral aggregate, probably formed by decomposition of a monazite grain; now composed of Ca phosphate (dark grey) and huttonite (white); medium grey – zircon. Polished section. BEI.

and zircon saturation temperature = 785 ± 26 °C. U content (LA-ICP-MS) in non-altered zircons varies usually between 1000 and 2450 ppm; Th contents are lower (370–1700 ppm), giving Th/U ratio of 0.25–0.75, which is in strong contrast with the whole-rock Th/U ratio (3.8 ± 0.4 in durbachites, 2.7 ± 1.0 in granitoids). This difference indicates that U and Th occurrence is not

governed by zircon or apatite (see below), as was thought earlier. Most zircons are partially metamict, what manifests by lack of cathodoluminescence. Metamictization causes hydration; it first follows the oscillatory zoning. Resulting volume changes cause breakup of the grains (Fig. 6) and their opening to hydrothermal solutions, which further enhance the hydration; in this case

Tab. 2
Representative compositions of Ti and Zr minerals found in Třebíč pluton rocks. Microprobe analyses, CamScan 4DV with Microspec WD, 15 kV, 50–200 nA

Anal.#	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	–	0.60	0.48	0.78	29.55	30.14	21.03	33.08
TiO ₂	53.45	55.42	0.78	0.99	39.20	34.88	1.45	–
Al ₂ O ₃	–	–	4.71	8.10	1.59	0.43	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	56.60	50.90	–	–	–	–
FeO	39.82	15.65	31.81	33.03	0.90	0.35	–	–
V ₂ O ₃	–	–	0.44	1.03	0.58	0.00	–	–
MnO	5.61	25.61	1.66	1.32	–	–	–	–
MgO	–	–	1.01	1.07	–	–	–	–
ZnO	–	1.27	1.77	1.07	–	–	–	–
SnO ₂	–	–	–	–	–	7.98	–	–
ThO ₂	–	–	–	–	–	–	2.87	–
UO ₂	–	–	–	–	–	–	4.33	–
Ce ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	1.79	–
Nd ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	0.53	–
Sm ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	2.25	–
Gd ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	2.75	–
CaO	–	–	0.00	0.72	28.36	27.69	6.86	–
ZrO ₂	–	–	–	–	–	–	43.97	63.99
HfO ₂	–	0.85	–	–	–	–	2.38	1.65
Nb ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	1.73
As ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	0.44	–
Cl	–	–	–	–	–	–	2.31	–
S wt. %	98.88	99.39	99.26	99.01	100.17	101.47	92.96	100.45

1 – ilmenite, 2 – geikelite, 3, 4 – chromite, 5, 6 – sphene, 7 – hydrozircon, 8 – zircon

they do not always follow the zonation (Fig. 7). The hydrated parts can be described as hydrozircon $\text{Zr}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{O}_4\text{H}_4)_x \cdot n\text{H}_2\text{O}$; its typical minor constituents are Ca, Fe (both up to 3.5 %), and U (0–2 %), in trace amounts occur Pb, As, Th, S (Tab. 2). Hf concentrations are usually lower than in zircon.

Apatite

Both Th and U are also contained in the most abundant accessory mineral, apatite. LA-ICP-MS data show prevalence of U (38–51 ppm) over Th (5–25 ppm); the relatively flat REE pattern shows distinct negative Eu anomaly. Apatite belongs to the oldest AM in durbachites; it forms inclusions in zircon as well as in allanite. Besides primary igneous apatite, calcium phosphate occurs as a product of monazite alteration (disintegration) – see Fig. 8. The breakdown of monazite and newly-formed apatite was described by Finger et al. (1998), Broska and Siman (1998).

Titanite

Primary titanite, which is the most common Ti mineral occurring in durbachites, also bears some U and Th (higher tens ppm, $\text{U} > \text{Th}$). Its REE pattern shows slight enrichment in Pr, Nd and Sm (compared with La and Ce), Eu negative anomaly, and relatively flat heavy REE curve. Titanite from apatites is enriched in Y (up to 2.9 % Y_2O_3) and Nb (max. 1.1 % Nb_2O_5), in durbachites by Sn (up to 7 %). Durbachites also contain secondary titanite, formed from Ti released by biotite chloritization. It is localized at biotite (chlorite) boundaries.

Opaque AM

The most common accessory sulfide in durbachites is pyrrhotite; pyrite is also common. Both iron sulfides are in some samples partially or totally replaced by hematite or iron oxyhydroxides. Less abundant are cobaltite – gersdorffite and pentlandite. Rare sulfides are galena and chalcopyrite. In some durbachites, Ti is present as ilmenite. Ilmenite from granitic rocks is typical by high Mn content; in some cases the geikelite even prevails over ilmenite.

Other, less common primary AM

Xenotime is a U- and Th-bearing ($\text{U} > \text{Th}$) AM typical for granitic rocks; it was not found in durbachites. It always occurs intergrown with monazite in the leucogranites. Rutile occurs mostly in baueritized biotite as thin needles of sagenite. Scarce primary AM in durbachites involve scheelite, garnet, cordierite, and chromite. Chromite was found as inclusions in biotite, hornblende, and primary apatite. It is very low in Mg (mg# 3–10), low in Al, and relatively rich in Zn (1.9–3.5 % ZnO). Chromite grains occurring in pillitic actinolite of a durbachite from the Central Bohemian Plutonic Complex were reported by Holub (1997); their chemistry is almost identical with that of

chromite found in Třebíč pluton. Chromite presence in durbachites can be considered as an evidence of their origin from mantle-derived magma, mixed with acid, crust-derived magma (Buda, 2001).

Secondary minerals

The primary accessory minerals were subjected to late magmatic and postmagmatic alterations. Among the alteration processes observed, chloritization, hematitization, and hydrothermal alteration by F- and CO_2 containing fluids had the most pronounced effect on the mineral composition of the rocks. The intensity of hydrothermal alteration was the strongest in close vicinity of the main faults crossing the pluton, especially along the W–E trending Třebíč fault; it manifests e. g. by the presence of secondary accessory fluorite. Fluorine was released from biotite during its baueritization and chloritization, and probably also from pyroxene – one of the precursors of actinolitic hornblende.

The abundance of secondary LREE-bearing phases shows that in many parts of the pluton the primary AM such as monazite and allanite became unstable during fluid–rock interaction. The composition of secondary accessory minerals also suggests that the alteration was in some cases connected with fractionation within the LREE group: originally Ce-dominant monazite gave La-dominant rhabdophane, alteration of Ce-dominant allanite produced La-dominant lessingite, or perrierite-(Ce) with practically no La, Nd or Pr.

Thorogummite $\text{Th}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$ is a very common product of primary Th-bearing AM alteration. It appears to replace thorite and huttonite in situ. Secondary phosphates of Ca, Th, and LREE belong mostly to the rhabdophane group – brockite, rhabdophane-(Ce), rhabdophane-(La), and rare ningyoite. There are also insufficiently characterized phosphosilicates of Ca, Th, and LREE. All these phases replace the minerals of monazite group, or precipitate in fissures or other void spaces in the solid rock. Among the REE fluorocarbonates, parisite-(Ce) and bastnesite-(Ce) prevail. They occur in very close vicinity of partially altered or dissolved monazite group minerals and allanites. Their REE patterns differ very much from those of the precursor minerals. The spatial relations between the secondary Th, Ca, REE minerals and the precursor minerals together with REE fractionation indicate the differing mobilities of LREE and Th during fluid–rock interaction. Secondary thorium phases seem to have precipitated very close to the precursor grains, while secondary LREE minerals formed sometimes next to the source grains, more often several millimeters or centimeters away, but not farther. This is also attested to by the absence of variations in whole-rock REE patterns with differing degree of rock alteration. Similar phenomenon was observed in Erzgebirge granites (Förster, 2000). The changing local environment, presence of various complexing agents and/or of hematite caused different fractionation within the LREE. This fractionation does not affect the whole-rock REE pattern, anyway. It is also worth mentioning

that the durbachite REE pattern differs from that of granitic rocks in its level, but only little in its trend, indicating probably the consanguinity of both groups.

Conclusions

The Třebíč massif belongs to vaugnerite-durbachite plutons of the Variscan collision belt. The AM assemblage reflects the mixed nature and geochemistry of the main rock types of the pluton. Like other ultrapotassic rocks from the above massifs, durbachites of the Třebíč pluton are high in Th and U. The primary Th- and U-bearing AM in durbachites are allanite-(Ce), monazite-(Ce), huttonite, brabantite, thorite, thorian uraninite; increased levels of U and Th were also found in abundant apatite and zircon. The study of AM in both durbachites and leucogranites of the Třebíč pluton has shown that the post-magmatic alteration has substantially influenced the composition and decreased the grain size of the Th, U, and REE minerals. The interaction of F-, CO₂- and probably

also P- bearing fluids with primary Th and REE minerals have caused extended dissolution or alteration of many primary U, Th-bearing phases, connected with only limited migration of Th and mm- to cm-range migration and fractionation of LREE.

References

- Buda, G., 2001: Lamprophyre-derived vaugneritic-durbachitic mafic enclaves in Variscan granitoids from Mecsek Mts. (South Hungary). *Mitt. Österr. Miner. Gesell.*, 146, 50.
- Förster, H. J., 2000: Cerite-(Ce) and thorian synchysite-(Ce) from the Niederbobritzsch granite, Erzgebirge, Germany: Implications for the differential mobility of the LREE and Th during alteration. *Canad. Mineralogist*, 38, 67–79.
- Holub, F., 1997: Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: Petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. *Sbor. geol. Věd. ložisk. Geol. Mineral.*, 31, 5–26.
- Broska, I. & Šíman, P., 1998: The breakdown of monazite in the West-Carpathian Veporic orthogneisses and Tatric granites. *Geol. Carpath.*, 49, 3, 161–167.

Jurassic heavy mineral distribution provinces in the Western Carpathians

ROMAN AUBRECHT

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovak Republic
Aubrecht@nic.fns.uniba.sk

(Received August 6, 2001)

Abstract

More than 100 samples from all important tectonic units of the Western Carpathians have been analysed for heavy minerals. The aim was the comparison of heavy mineral spectra with paleogeographic consequences. This paper provides the first report about the percentual proportions in the heavy minerals in the individual units and the conclusions resulting from them. Two main Jurassic heavy-mineral provinces were distinguished in the Western Carpathians: The first one: G-Z-R-T (garnet, zircon, rutile, tourmaline) is typical for most of the Pieniny Klippen Belt units and is probably related to Gresten Zone and autochthonous Jurassic cover of the Bohemian Massif margins. The second assemblage, T-Z-R (tourmaline, zircon and rutile), is typical for Central and Inner Western Carpathian units. This assemblage was impoverished due to resedimentation from older sediments and due to intrastratal dissolution. The assemblage is tourmaline-dominated; the major portion of tourmaline came most likely from low-grade metamorphics which are now not present in the crystalline basement (except Gemericum), whereas most of zircon and rutile came from older sediments. Borinka unit and Tatric units from Malé Karpaty Mts., which are dominated by tourmaline and apatite have similar heavy mineral spectra to Nordrahmenzone of the Eastern Alps which has similar proposed paleogeographic position as does Borinka unit. The only difference is in provenance of part of tourmaline. Among the Pieniny Klippen Belt units, Drietoma and Haligovce units have clear affinity to Central Western Carpathians. On the basis of some index heavy minerals it is likely that source of Nedzoy nappe clastics (containing considerable amount of staurolite) was Tatric-Veporic type of crystalline complexes. Various bluish amphiboles and some bluish varieties of tourmaline in Silicic Jurassic came most likely from Gemericum. An overall lack of chromium spinels indicates that no larger obduction of ophiolites occurred in the Western Carpathian units during Jurassic.

Key words: Western Carpathians, Jurassic, heavy minerals, paleogeography

Introduction

The aim of investigation of detrital admixture, namely the heavy minerals of Western Carpathian Jurassic, is to contribute to overview on Western Carpathian paleogeography and plate movement in the time of pre-rift to syn-rift period of the Vahic (Penninic) Ocean on the north and simultaneous convergence to collision period of the Meliata ocean on the south of the future Western Carpathian domain. Heavy mineral study is a tool of paleogeographic research that complements facial and paleobiogeographic research. In some aspects, its results may be even more valuable than those of the latter methods. On the other hand, there are also problems which reduce its power. In the Western Carpathians there is a problem of reduction of variability of heavy mineral assemblages due to intrastratal dissolution. Correlation of such assemblages is, therefore, very difficult and requires application of variation analysis (Morton, 1985). The results of heavy mineral study provide information on provenance of some index minerals, as well as similarities or differences

between the individual samples, sampling sites and paleogeographic units.

The aim of this paper is to provide a relatively brief overview of the percentual proportions of heavy mineral assemblages in the Western Carpathian Jurassic and to distinguish the main provinces of their distribution. Variation analysis, e. g. microprobe data of garnet, tourmaline and amphibole, crystal typology of zircon etc., together with statistic analysis is beyond the scope of this paper as they would nearly double its length. Some of the results of variation analysis have been published earlier (see the following chapter); for still unpublished variation analysis and preliminary statistics the reader is referred to the author's habilitation thesis (Aubrecht, 1999).

More than 100 samples have been analysed from all important tectonic units of the Western Carpathians: Pienidic units, Manín, Drietoma, Klapce and Kostelec units of the Pieniny Klippen Belt, Tatric, Fatric and Hronic units of the Central Western Carpathians, Silicic and Meliatic units of the Inner Western Carpathians. However, more than one third of the samples was negative.

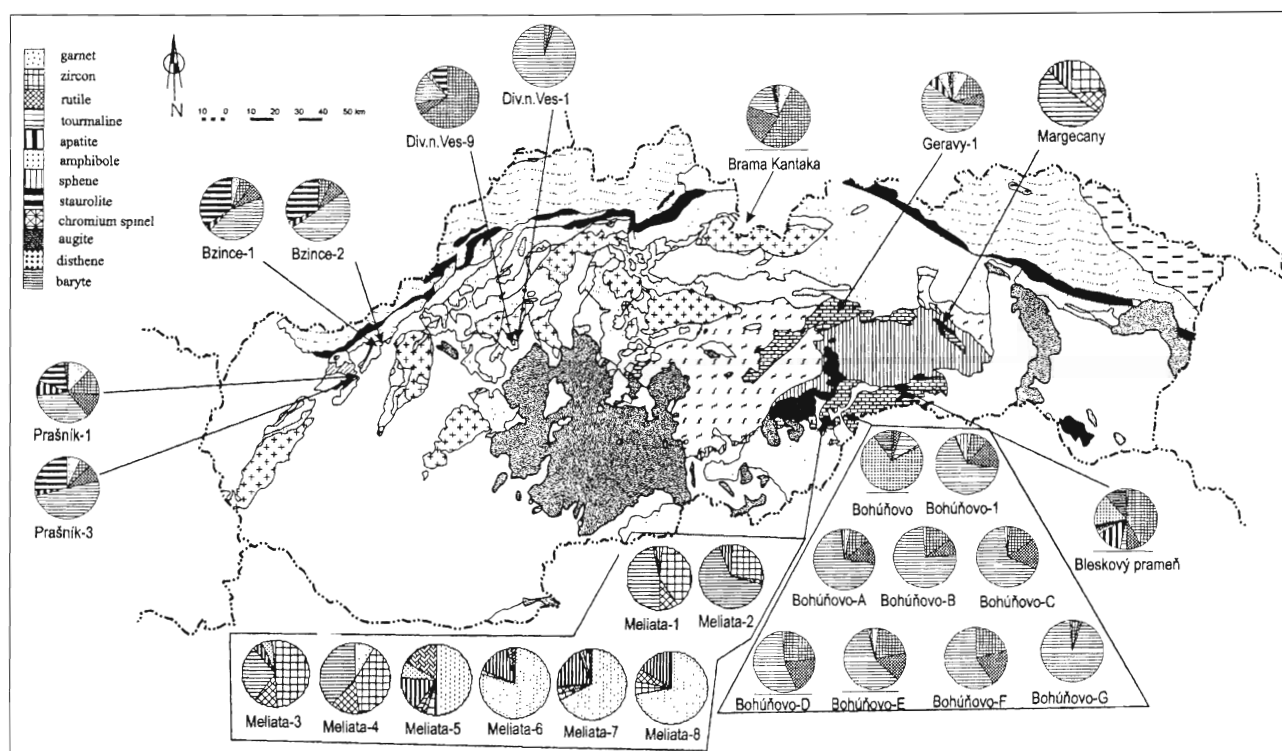


Fig. 1. Location of the sampled sites of the Inner Western Carpathians, transitional units related to them and diagrams of their heavy mineral proportions.

Those were the samples mainly from Hronicum and Sili-cicum. The reason was a general lack of siliciclastic admixture in the mentioned units, resulting from their different position in Jurassic paleogeography, if compared to Tatric and Fatric units, or units of the Pieniny Klippen Belt. The investigations are still in progress and the results presented here are considered still as preliminary. New, complementary data, together with variation analysis of various minerals and statistics will be published later.

Previous heavy mineral studies of the Western Carpathian Jurassic sediments

Heavy minerals of Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt were earlier treated by Łoziński (1956, 1957, 1959, 1966) and Halajová (1981). Łoziński (l. c.) dealt above all with heavy minerals from the Aalenian flysch (Szlachtowa Formation); Halajová (l. c.) in her MSc. Thesis dealt with heavy minerals from selected sites of Middle Jurassic crinoidal limestones of Czorsztyn unit and from some occurrences of Liassic sediments of Manín, Kłape and Kostelec units of the Pieniny Klippen Belt. Aubrecht (1993) published new results from the Middle Jurassic crinoidal limestones of Czorsztyn unit and later (Aubrecht, 1994) also from the Liassic sediments of Borinka unit and Tatric units of the Malé Karpaty Mts. Provenance analysis of detrital tourmaline from the Malé Karpaty Mts. was analysed by Aubrecht and Křištin (1995). Provenance interpretation of detrital garnet from the Pieniny Klippen Belt units was published by Aubrecht

and Méres (2000). The results presented in this paper are part of the data presented in author's unpublished theses (Aubrecht, 1994a, 1999).

Methods of research

After field sampling of Jurassic sediments containing siliciclastic admixture they were treated by laboratory methods depending on their lithology. Sandy limestones were dissolved in diluted acetic acid. Sandstones and sandy shales were crushed, then pulverized. Subsequently, the fraction between 0.08 and 0.71 mm was separated by sieving. Smaller grains were washed out as they difficult to be determined by optical methods. The remaining fraction underwent separation in heavy liquids (bromoform, density cca 2.8). The fraction 0.08–0.25 mm was studied in transmitting light, the whole fraction was examined also by binocular lense. Percentual ratios of the heavy mineral assemblages were determined by ribbon point counting. The opaque minerals in all samples were invariably strongly dominated by limonite and pyrite, that are insignificant from the point of view of clastic provenance. Therefore, the results presented in this paper are exclusively from translucent or semiopaque (e. g. chromium spinels) heavy minerals. To remove the inessential limonite, some samples had to be boiled in hydrochloric acid. In such cases, apatite grains were omitted because their number was largely decreased by dissolution which would influence the resulting heavy mineral ratio. Selected minerals underwent variation analysis, either geochemical or typomorphic. Its results will be published later.

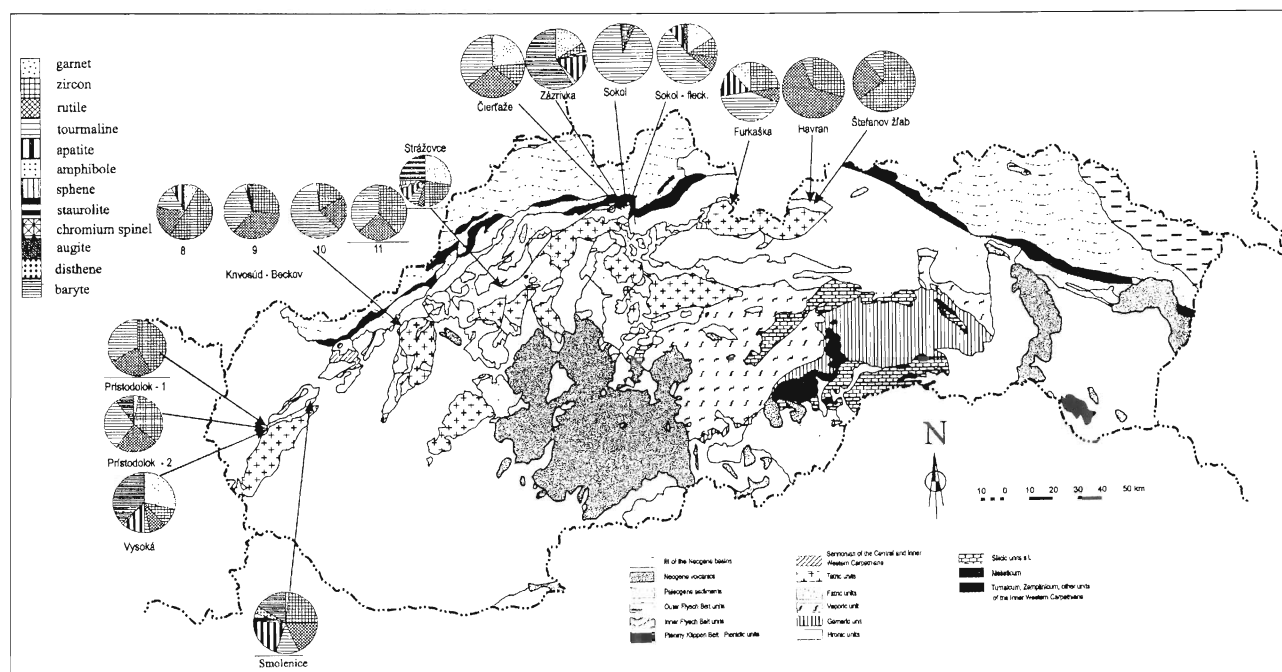


Fig. 2. Location of the sampled sites of Fatricum and diagrams of their heavy mineral proportions.

Percentages of heavy minerals in the units of the Central and Inner Western Carpathians

Meliaticum

The data on heavy minerals from Meliata unit were published by Mock et al. (1999). Ten positive samples were analysed from the Meliatic siliciclastic rocks of Middle to Upper Jurassic age (Liassic rocks of Meliaticum have not been found with certainty yet). The samples (sandy to silty greenish siliceous shales to sandstones) came from the Meliata area but also from the large quarry near Margecany and from the Florianikogel, the first Meliatic locality discovered in Austria (Mandl and Ondrejčková, 1992).

The data of the translucent heavy mineral grains are grouped by their composition into two different groups. The first group includes the sandstone and quartzite samples of uncertain stratigraphic position within the Meliatic unit. The uncertainty was caused by the complex geological structure resulting from subduction and collision tectonics that generally makes it difficult to distinguish between normal beds and olistoliths of tectonically involved blocks. This group is characterized by the presence of the assemblage of tourmaline, zircon and rutile, which is the most resistant group of heavy minerals. It indicates that either its source were some older siliciclastic rocks, or it originated after deposition by an intrastratal dissolution of less stable minerals. Such assemblage is typical for the Jurassic sediments all around the Central and Inner Western Carpathians. The second group is represented by the siltstone samples, coming from the greenish noncalcareous claystones and by the sandstone sample from Florianikogel locality. This group contains mainly garnet and abundant

apatite, barite (likely authigenic), sparse chromium-spinel grains are also present.

Silicicum s. l.

From Silicicum s. l. more than 20 Liassic samples were taken but only 12 were positive. The rest was free of siliciclastic admixture coarser than fine silt, i. e. they were not suitable for optical determination. The positive samples came mostly from Bohúňovo (Rhetian and Liassic of Silica nappe); one positive sample came from Bleskový prameň locality (Toarcian-Aalenian of Silica nappe) and one from Geravy Plateau (Liassic of Stratená nappe). Lithologically they represented marly sandy to silty limestones. Samples from Bleskový prameň, Miglinc valley (both Silica nappe) and from Tesná skala syncline (Murán nappe) were so far negative. The high number of negative samples reflects an overall lack of siliciclastic admixture in Silicic and Hronic (see following chapters) units. These units are much poorer in siliciclastic admixture than for example Tatic or Fatric units. It is probably related to different geotectonic position of these units. The northern, Tatic and Fatric units were influenced by rifting of the Ligurian-Penninic-Vahic ocean, the southern (Meliatic and Silicic) units were located near the convergence zone of closing Meliata ocean, or they occurred in relatively neutral zone between these oceans (Hronicum).

The Bohúňovo samples show that the predominant assemblage is the most stable one, dominated by tourmaline, zircon and rutile. It is again a poor assemblage, resulting either from intrastratal dissolution or multiple resedimentation of the detrital material. The new results show that the heavy mineral assemblages are very similar to those from the Central Western Carpathians, mainly

Tab. 1
Percentual proportions of translucent detrital heavy minerals of Liassic sediments from the Central and Inner Western Carpathians

Locality	Unit	Mountains	Gr	Zr	Ru	Tu	Ap	Am	Ti	St	Sp	Aug	Dis	B. A.
Bohúňovo	Silicic	Slov. Karst	0	1	5	12	0	2	0	0	0	0	0	80
Bohúňovo-1	Silicic	Slov. Karst	2	9	16	65	1	0	6	0	0	0	0	0
Bohúňovo-A	Silicic	Slov. Karst	3	11	13	70	2	0	1	0	1	0	0	0
Bohúňovo-B	Silicic	Slov. Karst	0	16	9	75	0	0	1	0	0	0	0	0
Bohúňovo-C	Silicic	Slov. Karst	1	14	16	65	0	0	2	0	0	0	0	0
Bohúňovo-D	Silicic	Slov. Karst	0	23	20	55	0	0	1	0	0	0	0	0
Bohúňovo-E	Silicic	Slov. Karst	2	20	15	59	1	1	2	0	0	0	0	0
Bohúňovo-F	Silicic	Slov. Karst	0	21	19	59	0	0	0	0	0	0	0	0
Bohúňovo-G	Silicic	Slov. Karst	0	3	2	94	0	0	0	0	1	0	0	0
Bleskový prameň	Silicic	Slov. Karst	1	47	9	3	16	2	1	0	0	3	0	19
Geravy 1	Silicic s. l.	Muráň plat.	9	12	7	58	6	5	0	0	3	0	0	1
Diviacka n. Ves.-9	Hronic	Stráž. vrchy	0	60	6	9	15	0	0	2	9	0	0	0
Diviacka n. Ves-1	Hronic	Stráž. vrchy	0	3	2	95	0	0	0	0	0	0	0	0
Brama Kantaka	Hronic	Západné Tatry	7	52	21	17	2	0	0	0	1	0	0	1
Bzince p. Javorinou-1	Hronic	Čachtic. Karp.	1	6	8	50	4	0	0	31	0	0	0	0
Bzince p. Javorinou-2	Hronic	Čachtic. Karp.	4	7	8	43	3	0	0	34	0	0	0	0
Prašník-1	Hronic ?	Čachtic. Karp.	12	14	13	35	9	0	0	17	0	0	0	0
Prašník-3	Hronic ?	Čachtic. Karp.	7	5	9	49	3	0	0	26	0	0	0	0
Margecany	Meliata	Slov. Ore Mts.	1	23	11	53	12	0	0	0	0	0	0	0
Meliata 1	Meliata	S. Slov. Depres.	2	39	9	47	2	0	2	0	0	0	0	0
Meliata 2	Meliata	S. Slov. Depres.	1	26	2	65	6	0	0	0	0	0	0	0
Meliata 3	Meliata	S. Slov. Depres.	0	49	11	28	5	5	2	0	0	0	0	0
Meliata 4	Meliata	S. Slov. Depres.	9	39	14	38	0	0	0	0	0	0	0	0
Meliata 5	Meliata	S. Slov. Depres.	50	5	2	2	17	7	0	0	17	0	0	0
Meliata 6	Meliata	S. Slov. Depres.	79	2	0	0	15	2	0	0	2	0	0	0
Meliata 7	Meliata	S. Slov. Depres.	68	3	3	1	20	2	3	0	0	0	2	0
Meliata 8	Meliata	S. Slov. Depres.	72	6	6	0	17	0	0	0	0	0	0	0
Florianikogel	Meliata	E. Alps	35	13	6	7	36	3	0	0	0	0	0	0
Havran	Fatric	Belanské Tatry	0	31	64	6	0	0	0	0	0	0	0	0
Štefanov žľab	Fatric	Belanské Tatry	0	66	24	11	0	0	0	0	0	0	0	0
Furkaška	Fatric	Vysoké Tatry	0	23	8	42	15	12	0	0	0	0	0	0
Strážovce	Fatric	Strážov. vrchy	37	30	6	9	10	2	5	0	0	0	0	0
Vysoká	Fatric	Malé Karpaty	46	15	13	4	20	2	0	0	0	0	0	0
Smolenice	Fatric	Malé Karpaty	2	28	21	15	26	0	0	4	0	0	4	0
Prístodolok-1	Fatric	Malé Karpaty	3	36	26	34	0	0	0	0	0	0	0	0
Prístodolok-2	Fatric	Malé Karpaty	0	43	25	33	0	0	0	0	0	0	0	0
Čertáze	Fatric	Malá Fatra	13	14	32	40	1	0	0	0	0	0	0	0
Sokol-fleckenmerg.	Fatric	Malá Fatra	17	12	8	55	7	0	0	0	1	0	0	0
Sokol	Fatric	Malá Fatra	0	4	3	91	1	0	0	0	0	1	0	0
Zázrivka	Fatric	Malá Fatra	39	13	0	4	39	4	0	0	0	0	0	0
Krivosúd-Beckov-8	Fatric	Považ. Inovec	8	51	19	14	8	0	0	0	0	0	0	0
Krivosúd-Beckov-9	Fatric	Považ. Inovec	0	26	35	34	2	1	0	0	0	0	1	0
Krivosúd-Beckov-10	Fatric	Považ. Inovec	0	18	20	60	1	0	0	0	0	0	0	0
Krivosúd-Beckov-11	Fatric	Považ. Inovec	0	39	24	37	0	0	0	0	0	0	0	0
Brložnica	Tatric	Veľká Fatra	9	27	24	37	1	0	2	0	0	0	0	0
Veľký Šiprúň	Tatric	Veľká Fatra	12	25	10	49	3	0	0	2	0	0	0	0
Belanská dolina	Tatric	Veľká Fatra	3	31	10	49	4	0	3	0	0	0	0	0
Malý Šiprúň	Tatric	Veľká Fatra	12	22	19	43	1	0	1	1	0	0	0	0
Kominy Tylkowe	Tatric	Vysoké Tatry	0	28	11	56	6	0	0	0	0	0	0	0
Osobitá	Tatric	Západné Tatry	0	45	15	34	6	0	0	0	0	0	0	0
Kunerad	Tatric	Malá Fatra	0	47	28	25	0	0	0	0	0	0	0	0
WNW of Dúbravina	Tatric	Malá Fatra	0	50	32	18	0	0	0	0	0	0	0	0
W of Dúbravina	Tatric	Malá Fatra	0	40	40	19	0	0	0	0	0	1	0	0
Brálo	Tatric	Malá Fatra	6	11	0	37	37	0	0	0	0	0	0	0
Žibrica	Tatric	Tribeč	0	41	25	17	17	0	0	0	0	0	0	0
Žibrica-2	Tatric	Tribeč	0	30	20	33	2	11	0	0	5	0	0	0
Ladice	Tatric	Tribeč	1	24	20	53	3	0	1	0	0	0	0	0
Donovaly	Tatric	Nízke Tatry	3	42	16	24	13	0	0	0	0	0	0	3
Donovaly 1	Tatric	Nízke Tatry	4	35	39	16	3	0	2	0	2	0	0	0
Humieneč-olist.	Tatric	Považ. Inovec	0	27	9	21	42	0	1	0	0	0	0	0
Hranty-olist.	Tatric	Považ. Inovec	1	49	11	27	11	0	2	0	0	0	0	0
Nová Lehota	Tatric	Považ. Inovec	4	29	16	23	29	0	0	0	0	0	0	0
Ostrý vrch	Tatric	Malé Karpaty	3	23	14	12	48	0	0	0	0	0	0	0
S of Zabité	Tatric	Malé Karpaty	2	31	14	26	28	0	0	0	0	0	0	0
Hrubé Vápenné	Tatric	Malé Karpaty	0	45	19	26	9	0	0	0	0	0	0	0
Kadlubek	Tatric	Malé Karpaty	0	4	8	44	44	0	0	0	0	0	0	0
Zrkadlisko	Tatric	Malé Karpaty	12	10	7	2	67	2	0	0	0	0	0	0
Medené Hámre	Borinka U	Malé Karpaty	0	18	9	46	26	0	0	0	0	0	0	0
Somár	Borinka U	Malé Karpaty	1	37	5	28	28	0	0	0	0	0	0	0
Pajštún	Borinka U	Malé Karpaty	4	41	5	20	29	0	0	0	0	0	0	0
Borehole MKZ 233m	Borinka U.	Malé Karpaty	3	12	3	39	44	0	0	0	0	0	0	0
Borehole MKZ 197m	Borinka U.	Malé Karpaty	2	7	2	28	60	0	0	0	0	0	0	0
Marianka	Borinka U.	Malé Karpaty	0	36	10	31	24	0	0	0	0	0	0	0

Explanations: Gr – garnet, Zr – zircon, Ru – rutile, Tu – tourmaline, Ap – apatite, Am – amphibole, Ti – sphene, St – staurolite, Sp – chromium spinels, Aug – augite, Dis – kyanite, B. A. – bluish amphibole

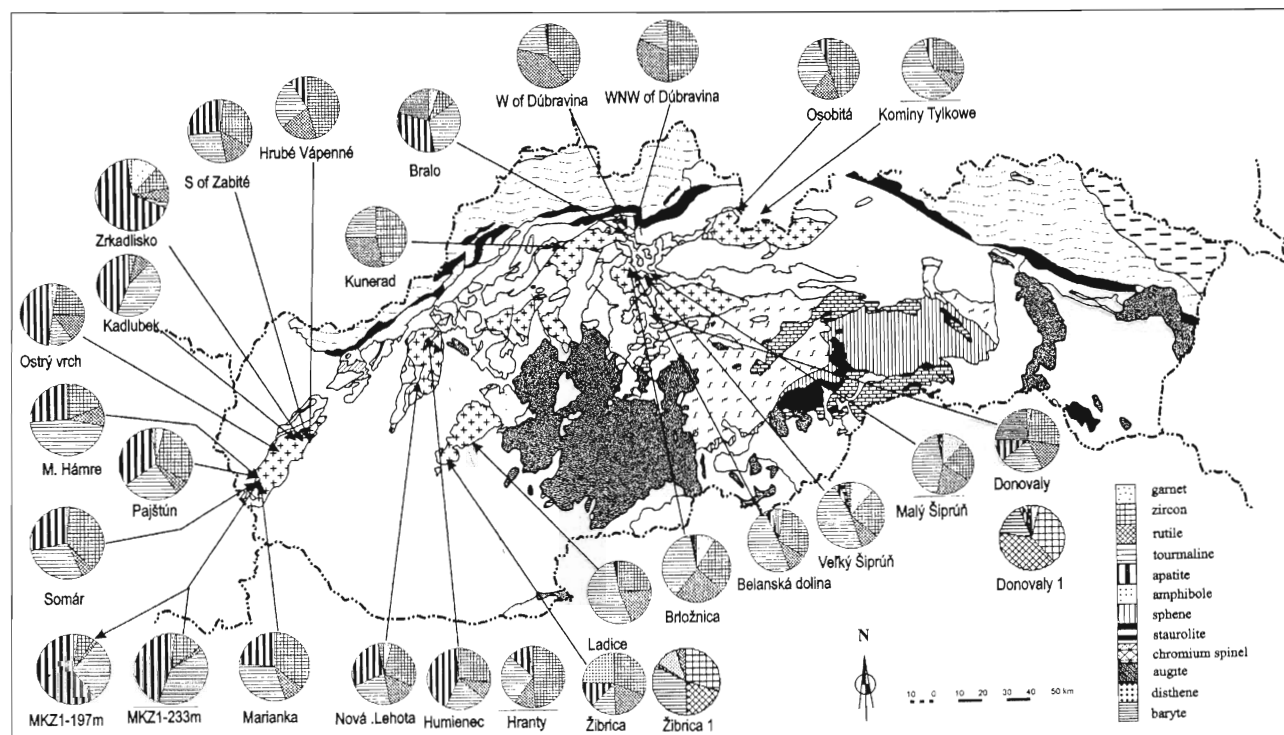


Fig. 3. Location of the sampled sites of Tatricum and diagrams of their heavy mineral proportions.

from Tatric units (Aubrecht, 1994). Predominance of tourmaline in most samples can be explained by the Gemicic source but the same is noteworthy in Tatricum (Aubrecht and Krištín, 1995, see separate chapter) as the Tatric and Veporic crystalline complexes lack considerable amounts of tourmaline. In some samples, bluish amphiboles were found at Bohúňovo and single grains were found also at Geravy locality. Their composition corresponds to Al-Fe-Mg-hornblende ($N+K<0.5$) to Al-edenite ($Na+K\geq 0.5$) with structural formula $NaCaFeMg_3AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$ (Aubrecht, 1999). Similar bluish amphibole was described from some paleobasalt occurrences in Rakovec Group of Gemicum (Hovorka et al., 1988) and from amphibolite near Rudňany (Faryad, 1995, p. 11).

Nedzov nappe

Nedzov nappe represents a transitional unit between Silicic and Hronic units (Mello in Salaj et al., 1987). Altogether, 8 samples (4 positive samples) were taken from Liassic crinoidal limestones from the vicinity of Bzince pod Javorinou and Prašník villages in Čachtické Karpaty Mts. The samples are characterized by special heavy mineral assemblages. Along with dominant stable tourmaline also much less stable staurolite and eventually garnet (mostly almandinic – Aubrecht and Méres, 2000) are abundant. This assemblage is conspicuous by its dominance of staurolite over the garnet, since the Western Carpathian crystalline complexes (possible source areas) are strongly dominated by garnet which is also more resistant to intrastratal solution than staurolite. This infers to atypical composition of source rocks. They were most pro-

bably medium-grade metamorphics, i. e. their source area was not Gemicic but rather some sort of crystalline complexes closer to Tatricum or Veporic. Predominance of tourmaline, together with presence of relatively unstable staurolite and garnet show that primary enrichment in tourmaline was through resedimentation from older rocks and not through intrastratal dissolution in sediment.

Hronic units (Choč nappe)

Liassic of the Choč nappe (Hronicum) is mostly represented by crinoidal limestones, from which 12 samples were taken from the following sites: Brama Kantaka (Polish part of Tatra Mts., 1 positive sample), Rohatá skala (Strážovské vrchy Mts., no positive sample), Diviacka Nová Ves (2 positive samples).

The heavy mineral assemblages are variable. In one sample (DNV-1), tourmaline occurs almost exclusively, with lesser amounts of zircon and rutile. In other samples there is predominance of zircon, with lesser amount of rutile, tourmaline and apatite, eventually garnet. Rare chromium spinels were found also. The first sample, dominated by tourmaline, is close to other samples from Central and Inner Western Carpathians whereas the two remaining ones are also depleted but they are dominated by zircon and contain also some unstable minerals.

Fatric units

From the Krížna nappe and its equivalents, coming from the Fatric sedimentary area, 16 positive samples were analysed. They were represented by sandy shales to

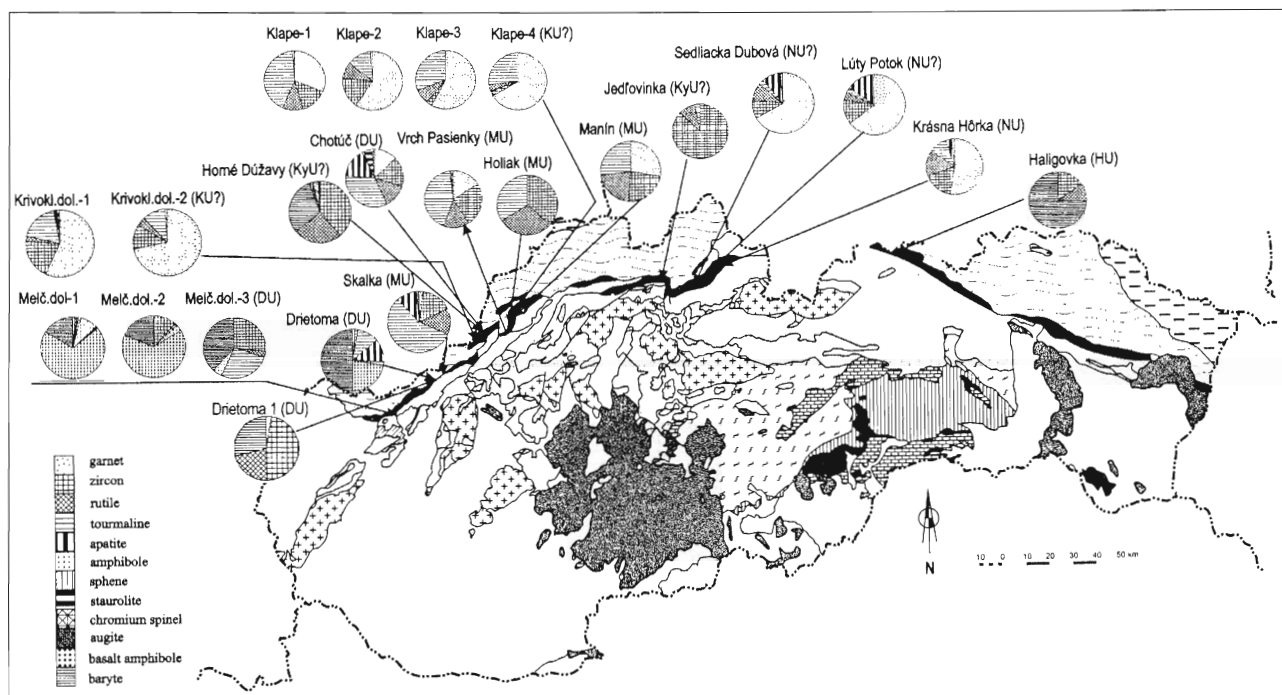


Fig. 4. Location of the sampled sites of Pieniny Klippen Belt Liassic and diagrams of their heavy mineral proportions. DU = Drietoma unit, MU = Manín unit, KU = Klapce unit, KyU = Kysuca unit, NU = Nižná unit, HU = Haligovce unit.

sandstones of Kapienec Formation and Pisana Quartzite (Hettangian-Sinemurian, Zliechov and Havran developments) and sandy crinoidal limestones (Pliešbachian of Vysoká development, Malé Karpaty Mts.). The samples (mostly crinoidal limestones) taken from Veľký Bok unit (Low Tatra Mts.), which is considered to be the rear, near-suture unit coming from Fatric domain, were entirely sterile, free of siliciclastic admixture.

The results indicate that there are several heavy mineral assemblages in the Fatric units, likely coming from different sources. Different assemblages can be found also by point sampling but also within the sampled profiles (Malá Fatra Mts., Malé Karpaty Mts.). There are two main assemblages. The first one is characterized by garnet-apatite-zircon, locally with significant amount of authigenic barite (not counted). The second assemblage is represented by the stable zircon-rutile-tourmaline±apatite assemblage. The ratios between the individual minerals are variable. Occurrence of both assemblages in some profiles indicates that the second assemblage most probably did not originate from the first one by intrastratal dissolution. For instance, garnet present in the first assemblage is strongly corroded but never lacks completely. More probable is a hypothesis of mixing of two different sources (e. g. Tatric and Veporic) in the Fatric Basin.

Tatric and Penninic (?) units

Tatricum and the units assigned to belong to Penninic margin (e. g. Borinka and Belice units), as the northernmost units of the Central Western Carpathians, are the key areas for reconstruction of the relationship between the Cen-

tral and Outer Western Carpathian units. The Liassic sediments of Tatricum contain considerable amounts of siliciclastic admixture. Heavy minerals of these units, coming from Malé Karpaty Mts. were treated for the first time by Aubrecht (1994). These data were later complemented by yet unpublished samples from Malá Fatra Mts., Veľká Fatra Mts., Tribeč Mts., Low Tatra Mts., High Tatra Mts. and Považský Inovec Mts. The final number of samples was 27. Almost all the assemblages are dominated by ultrastable trinity of tourmaline, zircon and rutile. There are some striking facts: the lack of garnet and dominance of tourmaline which is very rare in the Central Western Carpathian crystalline complexes. There were also some anomalies, e. g. in the samples from Malé Karpaty and Považský Inovec Mts. and in some other mountains, apatite is significant or even dominant over the mentioned ultrastable trinity. Relatively increased portion of garnet (max. 12 %) and some other unstable minerals in Veľká Fatra Mts. is also anomalous. Apart from these anomalies it is clear that all the samples represent relatively uniform heavy mineral assemblage of the ultrastable trinity (T-Z-R), which dominates the whole Central and Inner Western Carpathians. It originated probably by intrastratal solution during diagenesis to anchimetamorphism which removed all unstable minerals. Similar, significantly impoverished heavy mineral assemblage was mentioned by Häusler (1988) in Lower Jurassic of the units from the Penninic/Lower Austroalpine boundary in the Eastern Alps. Unlike in Tatricum, the assemblages are dominated by zircon.

In the Borinka unit, which is considered to be a marginal unit at the Penninic/Tatric boundary (Plašienka et al., 1991), in the heavy mineral assemblages (Aubrecht, 1994),

Tab. 2
Percentual proportions of translucent detrital heavy minerals of Liassic sediments from the Pieniny Klippen Belt

Locality	Unit	Gr	Zr	Ru	Tu	Ap	Am	Ti	St	Sp	Aug	Dis	B.A.	Kae
Jedľovinka	Kysuca ?	0	38	38	20	3	0	0	0	0	0	0	0	0
Horné Dúžavy	Kysuca ?	0	39	25	30	2	3	0	0	1	0	0	0	0
Krásna Hôrka	Nižná	52	17	15	10	4	0	1	1	0	0	0	0	0
Lúty potok	Nižná ?	64	13	4	3	16	0	0	0	0	0	0	0	0
Sedliacka Dubová	Nižná ?	67	10	9	3	10	1	0	0	0	0	0	0	0
Chotúč	Drietoma	13	17	13	33	17	0	2	5	2	0	0	0	0
Melčická dolina-1	Drietoma	1	1	1	2	0	11	0	0	0	1	0	1	82
Melčická dolina-2	Drietoma	0	15	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	81
Melčická dolina-3	Drietoma	0	43	4	43	0	9	0	0	0	0	0	0	0
Drietoma	Drietoma	2	5	0	22	25	5	0	0	0	0	0	0	43
Drietoma-1	Drietoma	3	47	21	29	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Skalka	Manín	2	16	14	56	11	0	0	0	1	0	0	0	0
Holiak	Manín	0	29	24	27	0	1	0	0	0	0	0	0	19
Vrch Pasienky	Manín	16	24	14	41	1	2	1	1	0	0	0	0	0
Manín Gorge	Manín	28	23	22	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Krivoklátska dolina-1	Klape ?	57	19	3	18	2	0	0	1	0	0	0	0	0
Krivoklátska dolina-2	Klape ?	72	12	4	11	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Klape-1	Klape	31	14	11	42	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Klape-2	Klape	59	17	9	13	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Klape-3	Klape	57	3	8	30	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Klape-4	Klape	66	3	4	26	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Haligovka	Haligovce	1	15	10	74	0	0	0	0	0	0	0	0	0

For explanations see Tab. 1

apatite is dominant over the tourmaline, zircon and rutile. This is a common feature with so called Nordrahmenzone (Peer and Zimmer, 1980), a transitional zone between Pieninic and Lower Austroalpine units in the northern rim of the Tauern Window. These two units have similar sedimentary facies and common heavy mineral ratios. The only difference is in composition of tourmaline. In the Borinka unit, the tourmalines came exclusively from the metasediments (Aubrecht and Krištín, 1995) whereas in the Nordrahmenzone there is a significant portion of tourmalines coming from Li-poor granitoids (unpublished data – Aubrecht, 1999). The samples from the transitional Borinka Unit are practically the same as those from the Tatric units of the Malé Karpaty Mts. (Aubrecht, 1994).

Percentages of heavy minerals in the units of the Pieniny Klippen Belt

Kostolec unit

Liassic crinoidal limestones from Kostolec Klippe are very poor in siliciclastic admixture. Only in the lowermost part of the klippe there were recently some samples found with sandy admixture. These samples are now undergoing extracting procedures. The overall lack of siliciclastic admixture in the klippe supports an older opinion of Andrusov (1938) that Kostolec Klippe comes from the Choč nappe Jurassic.

Drietoma unit

Drietoma, as an independent unit was distinguished by Rakús (1977). It was formerly considered as one of the developments of Manín unit in the SE sector of the

Pieniny Klippen Belt (Began, 1969). Mahel' (1978) named it as Bošáca unit. By its development, namely by its Upper Triassic and Lower Jurassic members, this unit is obviously similar to the Fatric units. Already Began (l. c.) and earlier by Gross (1959) and Scheibner (1967) considered its occurrences between Moravské Lieskové and Zemianske Lieskové as slices of the Krížna nappe overlying the Manín unit (although Mahel', 1978 also considered Manín unit as coming from the Fatric domain). Began (l. c.) called it as Dúbrava development of the Krížna nappe, differing from the Manín unit namely in Liassic sediments.

From Drietoma unit, 7 samples were analysed. At some of them, their ranking to the Drietoma unit was only supposed (Krivoklát valley samples – see Jurkovičová, 1980).

Percentual ratios of heavy minerals from Drietoma and Melčická dolina valley is dominated by brown basalt amphibole (kaersutite) which indicates basaltic source rocks. No other samples from the Western Carpathians contain this mineral in considerable amounts. Its presence is surprising mainly because the amphiboles belong to the most unstable heavy minerals. They are easily removed by weathering, transport and intrastratal dissolution during diagenesis. As the latter process is time-dependent, presence of kaersutite in Liassic sediments is surprising. Only one sample from Melčická dolina (sample No. 3) was free of this amphibole. This was, however, taken from different parts than the previous ones. This site was assigned to belong to Manín unit by Began (1969). Chotúč locality, usually also considered as a part of Drietoma unit, has different heavy mineral composition with relatively equal contents of garnet, zircon, rutile, tourmaline and apatite, with lesser amounts of some other minerals (including some chromium spinel grains).

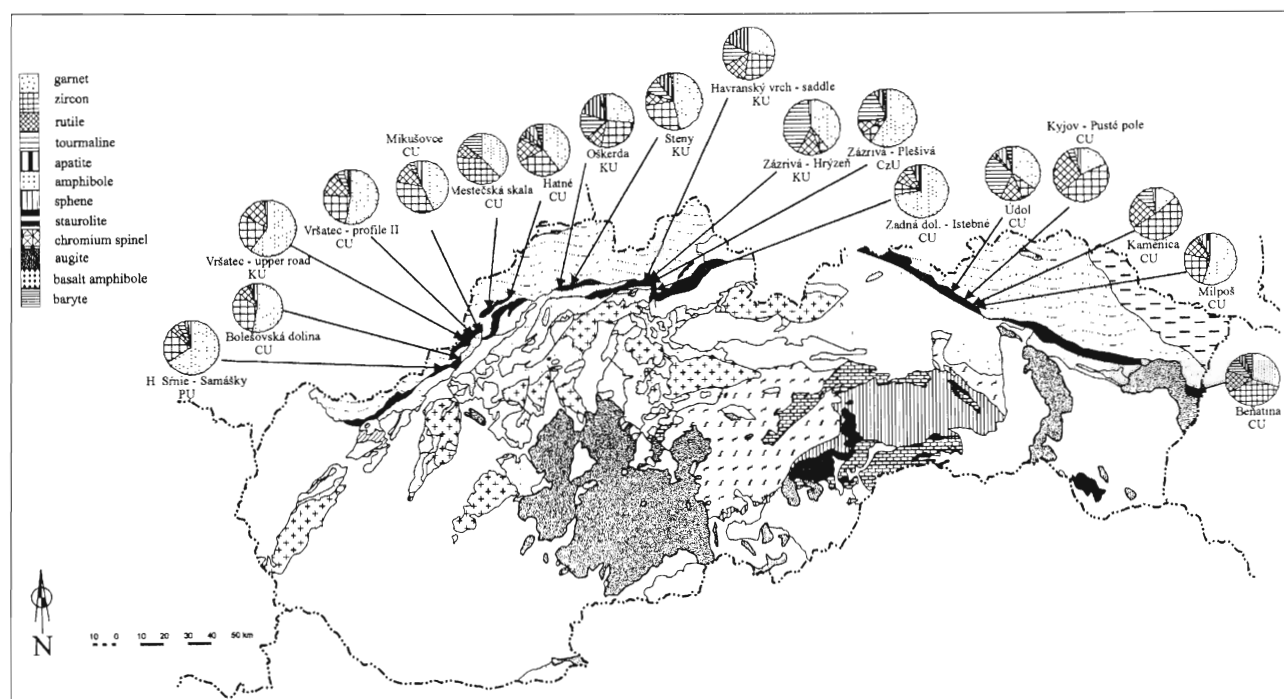


Fig. 5. Location of the sampled sites of Middle Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and diagrams of their heavy mineral proportions. CU = Czorsztyn unit, PU = Pruské unit, KU = Kysuca unit.

As the Drietoma unit is thought to belong to the Fatic sedimentary domain (present Krížna nappe and its developments), the variability revealed in the heavy mineral assemblages is consistent with increased variability in the Fatic units. An overall lack of garnet also points to the Central Western Carpathian provenance of this unit.

The samples from the Krivoklát valley are dominated by garnet, with lesser amounts of zircon and tourmaline, which is typical for Pienidic units or for Klappe hill locality (see separate chapter). Their lithological character is also different from the Drietoma unit. It indicates that attribution of the Krivoklát valley occurrences to Drietoma unit (Jurkovičová, 1980) was erroneous.

Manín and Haligovce unit

Four samples were analysed from the Manín unit and one from the Haligovce unit. The results show relatively irregular distribution of garnet, zircon, rutile and tourmaline. Other minerals are mostly missing due to intrastratal dissolution. The absence of apatite in the samples can be influenced by treating the samples by hydrochloric acid. The increased portion of tourmaline and in some cases the lack of garnet reminds the Central Western Carpathian samples. On the contrary, microprobe analyses of garnets displayed an exotic granulitic source of most of them which is typical for Pienidic units (Aubrecht and Méres, 2000). Haligovka locality (Haligovce unit – commonly presented as close to Manín unit) displays the assemblage typical for Central Western Carpathian units, i. e. it is dominated by tourmaline, with lesser amounts of zircon and rutile.

Klappe unit (Klappe hill locality)

Four samples were analysed from Klappe hill locality from various part of the klippe. The results show dominance of garnet and tourmaline over zircon and rutile. Similarly as in Manín unit, some garnet grains also show their provenance from exotic granulitic source rocks (Aubrecht and Méres, 2000). On the other hand, the predominance of tourmaline over zircon and rutile is usually typical for the Central Western Carpathians units. The results obtained by us are largely different from those obtained by Halajová (1981). Our revision of her samples revealed her erroneous methods of counting the heavy mineral grains. Therefore, the reliability of some results from the Middle Jurassic crinoidal limestones adopted from this work by Aubrecht (1993) is also doubtful.

Pienidic units

From various Pienidic units, 5 Lower Jurassic samples, complemented by 18 Middle Jurassic samples (some of them published by Aubrecht, 1993), have been analysed. All samples, except those from Jedľovinka and Horné Dúžavy localities, contain garnet-dominated assemblages, with lesser amounts of zircon, tourmaline and rutile. Other minerals are subordinate. This composition documents relative uniform source rocks for the Pienidic sedimentary area and is consistent with the data of Łoziński (1956) obtained from Aalenian flysch. Again, the pyrope-almandine types prevailed among the garnets which testifies their exotic origin coming from granulitic rocks (Aubrecht and Krištín, 2000). At Jedľovinka and Horné

Tab. 3
Percentual proportions of translucent detrital heavy minerals of Middle Jurassic sediments from the Pieniny Klippen Belt

Locality	Unit	Gr	Zr	Ru	Tu	Ap	Am	Ti	St
Mestečská skala	Czorsztyn	36	36	9	14	0	0	0	
Beňatina	Czorsztyn	30	36	14	9	5	0	0	5
Bolešovská dolina	Czorsztyn	53	32	8	1	5	0	0	
Vršatec-profile II	Czorsztyn	53	22	15	5	3	0	1	0
Údol	Czorsztyn	35	9	13	29	2	0	7	4
Hatné	Czorsztyn	39	28	14	3	4	0	6	5
Mikušovec	Czorsztyn	43	35	14	3	0	0	5	0
Kamenica	Czorsztyn	14	52	20	11	0	0	2	0
Milpoš	Czorsztyn	54	23	12	2	0	0	6	1
Kyjov-Pusté Pole	Czorsztyn	18	44	28	4	0	0	4	0
Zadná dolina-Istebné	Czorsztyn	73	8	7	6	6	0	0	0
Havranský vrch-saddle	Czorsztyn ?	27	25	15	15	17	0	0	0
Horné Srnie-Samášky	Pruské	64	20	5	4	2	0	2	0
Zázrivá-Plešivá	Czertezik	59	7	6	20	5	0	0	2
Vršatec-upper road	Kysuca	60	23	15	0	2	0	0	0
Steny	Kysuca	47	26	7	9	9	0	0	2
Oškerda	Kysuca	26	27	10	16	16	0	2	2
Zázrivá-Hrýžeň	Kysuca	40	5	13	40	2	0	0	0

For explanations see Tab. 1

Dúžavy localities, a relatively well-matured assemblage has been found, consisting almost exclusively of zircon, tourmaline and rutile. The modal composition of the sediment itself also points to high maturity of the rocks, in which the unstable heavy minerals were removed by intrastratal dissolution. The quartzites from Jedľovinka were frequently compared with those from Krásna Hôrka locality (Andrusov, 1931) but they are apparently different. They are strongly arcose, i. e. much less matured than the Jedľovinka quartzites which is reflected also in heavy mineral composition.

Discussion

The new investigations brought interesting new data, interpretation of which is, like commonly in geology, unambiguous. The new data, besides resolving of problems, brought also many new questions. In the following discussion, some of the most important problems will be treated.

1. *Why are the samples from the Central and Inner Western Carpathians dominated by the most stable trinity tourmaline, zircon and rutile?*

The preliminary results revealed that the Jurassic sediments from the units situated recently south of the Pieniny Klippen Belt are characterized by impoverished heavy mineral assemblages, mostly with the most stable tourmaline, zircon and rutile. On the other hand, the crystalline basement is highly dominated by garnet, whereas the mentioned ultrastable trinity is subordinate. The impoverishment might be caused by two reasons, either by multiple resedimentation of the clastics or by intrastratal dissolution in the sediment. In Tatric units, the intrastratal dissolution might play the principal role. The Tatric units are largely affected by tectonic and anchimetamorphic processes (Plašienka et al., 1993). Tatricum has also the highest ZTR index from all the examined units

(Aubrecht, 1994a). It represents the ratio of the ultrastable trinity zircon-tourmaline-rutile to the other minerals (Hubert, 1962). This index reflects an overall maturity of the sediment and also indicates a possible redeposition from older sediments. The higher the index is, the more matured is the sedimentary material. However, our results show that impoverishment of the heavy mineral assemblages is also displayed in tectonically higher, less tectonometamorphically affected units, such as Hronicum and Silicicum. These units do not seem to be more affected than the Pieniny Klippen Belt units and have similar composition but the difference between the ZTR indexes of these zones are large. Intrastratal dissolution is influenced by burial depth (Morton, 1987) as well as by organic acids present in the sediment (Hansley, 1987). In the case of Hronic and Silicic units, the most likely explanation is the impoverishment by the resedimentation probably from Permian to Triassic sediments.

Assemblages poor in garnet and rich in the most stable minerals such as chromium spinels, zircon, tourmaline and rutile are ubiquitous all through the Western Carpathian Cretaceous; in Paleogene there is a sudden onset of the garnet-dominated assemblages (Mišík et al., 1980; Salaj and Priechodská, 1987; Wagreich and Marschalko, 1995). As the intrastratal dissolution is time-dependent process, if the impoverished assemblages were exclusively the result of intrastratal dissolution a gradual increase of unstable minerals amount would be observed towards the younger formations. Instead, the sudden onset rather indicates different source rocks. The most probable version is that in the Central and Inner Western Carpathians the impoverishment of heavy mineral assemblages was due to combination of multiple recycling of the material and of intrastratal dissolution (mainly Penninic, Tatric and eventually Fatric units).

2. *Why are the Jurassic sediments of the Central and Inner Western Carpathian units dominated by tourmaline which is rare in Tatric-Veporic crystalline complexes?*

Most of the works concerning accessory minerals in the Tatric-Veporic crystalline rocks revealed relatively low amounts of tourmaline. Only Hvoždára (1980) and Ženiš and Hvoždára (1985), on the basis of heavy mineral prospection in Veporicum, mentioned increased portion of tourmaline but without quantitative specification.

The problem of detrital tourmaline has been already treated by Aubrecht (1994) and Aubrecht and Krištín (1995). The chemical composition of tourmalines from various units of the Western Carpathians indicates that most of the detrital tourmaline came from metasediments, probably phyllites (Aubrecht and Krištín, 1995; Aubrecht, 1999). Regression statistical analysis shows that in the ultrastable trinity tourmaline, zircon and rutile there is a good correlation between the zircon and rutile but their correlation with tourmaline is low (Aubrecht, 1999). Therefore, the tourmaline source had to be different. Zircon, rutile and little amount of tourmaline was most probably resedimented from older sediments, whereas most of the tourmaline came from the above mentioned metasediments. These had to be already removed by erosion as the average content of tourmaline in presently outcropped crystalline rocks is low (except Gemericum). This interpretation, however, meets some difficulties. There are two alternatives. The first supposed that the erosion has to take place still before Triassic (before deposition of Lower Triassic quartzites – Lúžna Formation). In this case, all the tourmalines in Liassic would be resedimented from Triassic sediments. Another possibility is that the erosion of metasediments took place during Liassic. This would require removal of the underlying Triassic sediments to reach the crystalline basement. However, there were found almost no instances of direct overlying of the crystalline basement by Liassic sediments in the Western Carpathians, except perhaps Somár Breccias in the Malé Karpaty Mts. (Borinka Unit). This fact contradicts to relatively large onset of siliciclastic sedimentation in Liassic (mainly in Tatricum). It is hard to presume that all the material is result of resedimentation. Moreover, there were crystalline clasts identified in the detritic admixture. A hypothetical crystalline terrane formed by low-grade metamorphics situated north of Tatricum serves as the most likely solution. This might be also a source of exotic tourmalinic clastics in Lower Triassic quartzites (Mišík and Jablonský, 1978). Its location is deduced from the transport indicators measured in the quartzites, as well as diminishing of clastic admixture in Liassic sediments from north to south. A considerable portion of tourmaline in Silicic units might also come from Gemericum where it is ubiquitous.

3. Where did the bluish detrital amphiboles found at some Silicic sites come from?

The bluish amphiboles occurred only in three samples from Bohúňovo and in one sample from Bleskový prameň; a single grain have been found also at Geravy locality. The samples with bluish amphiboles were rare and were not present in whole profiles a contamination source was suspected at first. However, because of our attempt to keep the extracting process as clear as possible, the

high ratio of bluish amphiboles in some samples (up to 80 %) makes the contamination source unlikely. The bluish amphibole grain from Geravy locality, which was extracted two years after Bohúňovo and Bleskový prameň localities testifies this theory. Even later, three new grains of bluish amphibole have been found at Bohúňovo. However, these have different appearance with violetish pleochroism very similar to that of glaucophane. Microprobe analyses showed that these grains contain almost no sodium which was surprised. Sum of their oxides never reached more than 93 %. Optical properties of this mineral, together with proportion of measurable elements allows us to presume that it represents a rare Li-amphibole holmquistite (Li cannot be measured by microprobe). An overall rarity of detrital amphiboles in older sediments is caused by their instability in sediments. The grains are preserved mainly in conditions where they are protected against intrastratal dissolution. Most of authors agree with theory that sediments protected from access of water and other fluids, e. g. concretions or beds isolated by impermeable rocks, use to preserve much more diverse heavy mineral spectra (Hubert, 1971 and the literature cited therein). Our positive samples containing amphiboles were invariably found in the rocks surrounded with claystones and marlstones or they were clayey themselves, i. e. protected from fluid access.

The question of origin of the bluish amphiboles after oral communication was discussed by Kozur and Mock (1995, 1996). Without analytical results they evaluated the bluish amphiboles as a product of a HP/LT metamorphism due to subduction of "northern" branch of the Meliata ocean.

Despite of lack of higher number of analyses it can be stated that the mentioned amphiboles do not probably represent a direct result of HP/LT metamorphism but rather retrogressive stage of metamorphism which followed the HP/LT stage (Dr. Peter Ivan – oral discussion). By their character (Al-Fe-Mg-hornblende to Al-edenite) they are closer to bluish amphiboles from Rakovec unit of Gemericum (Hovorka et al., 1988) than to glaucophanes of the Bôrka nappe (Meliaticum s. l.).

There were also some bluish varieties of tourmaline found in Bohúňovo samples. They are similar to some tourmalines from Gemeric granites (Faryad and Jakabská, 1996). The supposed holmquistite might also belong to products of metasomatic alteration in the surroundings of these granitic bodies where it was formed by metabasic rocks (holmquistite originates via Li-metasomatic alteration of normal amphiboles). If these presumptions were supported by further facts, the Silicic-Gemic paleogeographic relationship would be proved. If the mentioned minerals were related to Gemeric granitoids it would be an indirect prove of their pre-Late Triassic age (Poller et al., 2000).

4. What is the provenance of detrital staurolite in Nedzov nappe?

The heavy mineral assemblages from the Nedzov nappe are unexpected. On one hand there is dominant the very stable tourmaline, on the other hand, relatively unstable staurolite is abundant too. Other minerals such as zircon, rutile, apatite and garnet are much sparser. Staurolite and

garnet might come from Tatric-Veporic type of crystalline complexes, but again, the high amount of tourmaline would be problematic. Moreover, there had to be dominance of staurolite over the garnet. Garnet is more resistant to intrastratal dissolution than staurolite but in the Nedzov nappe samples the staurolite is dominant. The rocks dominated by staurolite are rare in the Western Carpathians and staurolite nowhere occurs in considerable amounts to provide the proportions we have obtained. For instance, in staurolite zone of metapelitic rocks in the Malé Karpaty Mts. staurolite reaches up to 49 %, whereas garnet just up to 42 % (Broska and Janák, 1985). According to Hubert (1971) staurolite is more resistant to intrastratal dissolution. This would shift this ratio in favour of staurolite as the garnet would disappear more quickly. This process most probably increased the proportion of staurolite also in our samples, provided that the source rock had similar composition as those of Broska and Janák (1985).

5. *What is the relationship between the Pieniny Klippen Belt units and Central Western Carpathian units deduced from heavy mineral analysis?*

Our results display obvious difference between two heavy mineral assemblages: Pieniny Klippen Belt units and the units south of it. They can be considered as two principal heavy-mineral distribution provinces. The units of Pieniny Klippen Belt have affinity to stable North European margin. Important information came from the work of Faupl (1975) from Gresten Klippen Belt of the eastern Alps and from the works of Štelcl et al. (1972) and Štelcl et al. (1977) from the boreholes that penetrated the autochthonous Mesozoic cover of the Bohemian Massif beneath the Carpathian Foredeep and the Flysch Belt. The Gresten Klippen Belt domain was part of the North-European platform later incorporated into the Alpine zone. Faupl (l. c.) provided data from 19 samples of detrital heavy minerals from Gresten Liassic. Most of the samples were dominated by garnet, only minor amount of samples consisted of the stable assemblage zircon, rutile, tourmaline and apatite. These results are consistent with those obtained from the Pienidic units. Jurassic detritic sediments also occur in the platform cover of Bohemian Massif beneath the Tertiary filling of the Carpathian Foredeep and overthrust Flysch Belt. Summarizing lithostratigraphic description of these units was introduced by Adámek (1986). The data were carried out on the basis of numerous deep boreholes and geophysical profiles. These Jurassic sediments are named Diváky Formation but their age determination is limited. The lower part of the formation is called Gresten Beds (Adámek, l. c.) which expresses their relationship with similar facies in the Gresten Zone. Detailed data on heavy mineral were obtained from several boreholes: Nikolčice-1, 2 (Štelcl et al., 1972), Nikolčice-4, 6, Mušov-1, Vranovice-1, Mikulov-1 and Kobyly-1 (Štelcl et al., 1977). Again, the predominating assemblage is garnet, zircon, rutile, tourmaline and apatite, which is consistent both with the Gresten Zone and Pieninic units. Except of some samples from Krížna nappe, no other investigated unit from Central or Inner Western Carpathians

is garnet-dominated. Therefore, these sedimentation realms were most probably separated from each other still in Liassic, i. e. they have to had different positions when being parts of the Triassic North-European shelf. Garnet analyses showed also different sources (see Aubrecht and Méres, 2000 and discussion therein). Manín and Klappe samples differ from those of Pienidic units by their amount of tourmaline, which is increased, i. e. closer to Central and Inner West Carpathian units. A possibility, though improbable, still exists that removal of unstable minerals might lead to similar ratios in the mentioned assemblages. From the Pieniny Klippen Belt units, only Drietoma and Haligovce units are completely free of garnet which indicate their ranking among the Central Western Carpathian units.

Conclusions

1. Jurassic (namely Liassic) sediments of the Western Carpathians display reduction of heavy mineral spectra if compared with the source rocks. This reduction is remarkable namely in the Central and Inner Western Carpathians, whereas in the Pieniny Klippen Belt units it is not so expressive. The reasons of impoverishment of heavy mineral spectra are not only in intrastratal dissolution as thought before but also in resedimentation of the minerals from older sedimentary rocks.

2. The ultrastable trinity: tourmaline, zircon and rutile that prevails the Central and Inner Western Carpathians is tourmaline-dominated. The regression analysis shows common source of zircon and rutile; major portion of tourmaline most likely came from low-grade metamorphics which are now not present in the crystalline basement (except Gemicum).

3. The lack of any considerable admixture of chromium spinels (ophiolitic source rocks) is noteworthy from the paleotectonic point of view. Chromium spinels belong to ultrastable heavy minerals and their presence would be also detectable in impoverished samples. There are minor amounts of Cr-spinelids in the Meliata unit which was in the phase of convergence and closure. In more northern units that were under influence of Penninic rifting and spreading, only continental crust-derived heavy minerals are present. The experience with Cretaceous chromium spinels (Mišík et al., 1980) shows that they are present in the time of obduction large ophiolite bodies which was most probably not the case in Jurassic.

4. Two main Jurassic heavy-mineral provinces may be distinguished in the Western Carpathians: G-Z-R-T (garnet, zircon, rutile, tourmaline) and T-Z-R (tourmaline, zircon and rutile). The first one is typical for Pieniny Klippen Belt units and has obvious affinity to Gresten Zone and autochthonous Jurassic cover of the Bohemian Massif margins. The second assemblage, impoverished due to resedimentation from older sediments and due to intrastratal dissolution, is typical for Central and Inner Western Carpathian units.

5. On the basis of some index heavy minerals it is likely that source of Nedzov nappe clastics was Tatric-Veporic type of crystalline complexes (source of staurolite-

lite). Various bluish amphiboles and some bluish varieties of tourmaline in Silicic Jurassic came most likely from Gemericum.

Acknowledgement. This paper is a contribution to the project *Tectogenesis of the West Carpathian Sedimentary Basins* of Ministry of Environment of Slovak Republic, managed by the Geological Survey of Slovak Republic. Additional financial support was provided by grants No. 1/6169/99 and 1/7370/20 of VEGA agency. The author would like to express thanks to Prof RNDr Michal Kováč, DrSc. for his full support of the author's activities.

References

- Adámek, J., 1986: Geological data of Mesozoic structures in the section SOUTH, of the southeastern slopes of the Bohemian Massif *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 31, 4, 453–481 (in Czech).
- Andrusov, D., 1931: Geological investigations of the inner Klippen Belt in the Western Carpathians. Parts I. (Introduction) and II. (Stratigraphy – Triassic and Liassic). *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 6, 167 (in Czech and French).
- Andrusov, D., 1938: Geological investigations of the inner Klippen Belt in the Western Carpathians. Part III (Tectonics). *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 9, 135 (in Czech and French).
- Aubrecht, R., 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyn unit. *Geol. Carpath.*, 44, 2, 105–111.
- Aubrecht, R., 1994: Heavy mineral analyses from "Tatric" units of the Malé Karpaty Mts. (Slovakia) and their consequence for the Mesozoic paleogeography and tectonics. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86, 121–132.
- Aubrecht, R., 1994a: Sedimentology, and facial relationship of the Jurassic sediments of the Pieninic units of the Pieniny Klippen Belt a their relationship to the Central West Carpathian units based on the study of heavy minerals. Unpublished PhD. Thesis. *Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava*, 119 (in Slovak).
- Aubrecht, R., 1999: Heavy minerals of detrital admixture in the Lower Jurassic sediments of the Western Carpathians and their paleogeographic and paleotectonic importance (preliminary results). Unpublished habilitation thesis. *Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava*, 97 (in Slovak).
- Aubrecht, R. & Krištník, J., 1995: Provenance of detrital tourmaline in the Lower Jurassic of the Malé Karpaty Mts. *Mineralia Slov.*, 27, 1, 37–44.
- Aubrecht, R. & Méres, Š., 2000: Exotic detrital almandine-pyropes garnets in the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and Tatric Zone: where did they come from? *Mineralia Slov.*, 32, 1, 17–28.
- Began, A., 1969: Geological structure of the Pieniny Klippen Belt in the central Váh Valley *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 11, 55–103 (in Slovak).
- Broska, I. & Janák, M., 1985: Akcesorické minerály metapelitov a ich vzťah k metamorfóze v oblasti Záhorskej Bystrice (Malé Karpaty). In: *Zbor. Akcesorické minerály. Bratislava, GÜDS*, 101–106.
- Faryad, S. W., 1995: Estimation of P-T metamorphic conditions of Spiš-Gemer Ore Mountains rock complexes. *Mineralia Slov.*, 27, 1, 9–19 (in Slovak, with English summary).
- Faupl, P., 1975: Kristallinorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober und Niederösterreich. Ein Beiträge zur Herkunft und Genese. *Jb. Geol. B.-A. (Wien)*, 118, 1–74.
- Gross, P., 1959: Contribution to biostratigraphy and lithology of the Pieniny Klippen Belt in the central Váh Valley. Unpublished MSc. Thesis. *Dept. of Geol. and Paleont., Comenius Univ.*
- Halajová, L., 1981: Terrigenous admixture in Jurassic limestones of the Pieniny Klippen Belt and structure of Babiná Klippe near Krivoklát-Bohunice. Unpublished MSc. Thesis. *Dept. of Geol. and Paleont., Faculty of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava*, 1–73 (in Slovak).
- Hansley, P., 1987: Petrologic and experimental evidence for the etching of garnets by organic acids in the Upper Jurassic Morisson Formation, Northwestern New Mexico. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 57, 4, 666–681.
- Häusler, H., 1988: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg-Tirol). *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 131, 21–125.
- Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J. & Jilemnická, L., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 395–425.
- Hubert, J. F., 1962: A zircon-tourmaline maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 32, 3, 440–450.
- Hubert, J. F., 1971: Analysis of heavy-mineral assemblages. In: *Carver, R. E. (Ed.): Procedures in sedimentary petrology. Wiley-Interscience Publ.*, 453–478.
- Hvozdára, P., 1980: Prospection minerals of Tatric-Veporic crystalline complexes. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 35, 5–43 (in Slovak).
- Jurkovičová, H., 1980: Stratigraphy, lithology and microfacies of Jurassic of the Pieniny Klippen Belt in Krivoklát area. Unpublished MSc. Thesis. *Dept. of Geol. and Paleont., Faculty of Natural Sciences, Comenius Univ., Bratislava*, 1–78 (in Slovak).
- Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmár Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Mineralia Slov.*, 27, 5, 301–307.
- Kozur, H. & Mock, R., 1996: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. Part I: Central Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 28, 3, 151–174.
- Łoziński, J., 1956: Minerály ciężkie piaskowców aalenu fliszowego w pieninskim pasie skałkowym. *Acta geol. pol. (Warszawa)*, 6, 17–23.
- Łoziński, J., 1957: Porównanie zespołów mineralów ciężkich fliszu podhalańskiego, aalenu fliszowego w pasie skałkowym i egzotyków jurajskich z Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 26, 2, 157–164.
- Łoziński, J., 1959: Minerály ciężkie piaskowców dolnej i środkowej kredy w pieninskim pasie skałkowym. *Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 29, 1, 119–125.
- Łoziński, J., 1966: Minerály okruhové v piaskowcach fliszowych pieninskiego pasa skałkowego i obszarów sąsiadujących. *Prace geol. (Pol. Akad. Nauk)*, 37, 1–57.
- Maheľ, M., 1978: Manín unit – a partial nappe of the Krížna nappe group of nappes. *Mineralia Slov.*, 10, 4, 289–309 (in Slovak).
- Mandl, G. W. & Ondrejčíková, A., 1992: Über eine triadische Tiefwasser Fazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. *Jb. Geol. B.-A. (Wien)*, 134, 2, 309–318.
- Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. & Sýkora, M., 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia Slov.*, 12, 3, 209–228.
- Mock, R., Sýkora, M., Aubrecht, R., Ožvoldová, L., Kronome, B., Reichwalder, P. & Jablonský, J., 1998: Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages. Slovakia. *Slovak Geol. Magazine (Bratislava)*, 4, 4, 223–260.
- Morton, A. C., 1985: Heavy minerals in provenance studies. In: *Zuffa, G. G. (Ed.): Provenance of arenites*, 249–277.
- Morton, A. C., 1987: Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the paleocene Forties Sandstone, Central North Sea. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 57, 6, 1027–1032.
- Peer, H. & Zimmer, W., 1980: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarlal). *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 123, 2, 411–466.
- Plašienka, D., Korikovsky, S. P. & Hacıra, A., 1993: Anchizonal Alpine metamorphism of Tatric cover sediments in the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 44, 6, 365–371.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. *Geol. Carpath.*, 42, 4, 195–208.
- Poller, U., Broska, I., Finger, F., Uher, P. & Janák, M., 2000: Permian

- age of Gemic granites constrained by single zircon and EMPA monazite dating. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 189–190.
- Rakús, M., 1977: Contributions to Jurassic and Cretaceous lithostratigraphy and paleogeography of the Manín unit in the central Váh valley. *Geol. Práce, Spr.*, 68, 21–38 (in Slovak).
- Salaj, J. et al., 1987: Explanations to geological map of Myjava Upland, Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. (1 : 50 000). *Publ. GÚDŠ, Bratislava*, 181 (in Slovak).
- Salaj, J. & Priehodská, Z., 1987: Comparison of the Gosau type of Senonian and Paleogene between the Myjavská pahorkatina Highlands and the Northern Calcareous Alps. *Mineralia Slov.*, 19, 6, 499–521 (in Slovak with English abstract).
- Scheibner, E., 1967: Carpathian Klippen Belt. In: Buday, T. et al (Eds.): *Regional geology of ČSSR, part II – Western Carpathians (Praha)*, 7–105 (in Czech).
- Štelcl, J., Schmidt, J., Svoboda, L. & Novotný, M., 1972: Notes to the petrography of autochthonous Paleozoic, Mesozoic and Paleogene in the basement of the Carpathian Foredeep and Flysch Belt in southern Moravia. *Folia Univ. Purkyn. brun., Geol. (Brno)*, 13, 23, 2, 3–106 (in Czech).
- Štelcl, J., Svoboda, L., Schmidt, J. & Zádara, K., 1977: Notes to the petrography of autochthonous Paleozoic and Mesozoic in the platform basement of the Carpathian Foredeep and Flysch Belt (sections "SOUTH" and "CENTRE"). *Folia Univ. Purkyn. brun., Geol. (Brno)*, 18, 29, 14, 5–120 (in Czech).
- Wagreich, M. & Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications for heavy mineral data. *Geol. Rdsch.*, 84, 187–199.
- Ženíš, P. & Hvoždára, P., 1985: Tourmaline – important prospection mineral of the Veporic crystalline complexes. In: *Zbor. Akcesorické minerály. Bratislava, GÚDŠ*, 107–114 (in Slovak).

Distribučné provincie ťažkých minerálov v jurských sedimentoch Západných Karpát

Zistovali sme percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov vo vyše 100 vzorkách jurských sedimentov (najmä z liasu) zo všetkých dôležitých tektonických jednotiek Západných Karpát. Sedimenty liasu Západných Karpát sa vyznačujú značnou redukciou spektra ťažkých minerálov oproti zloženiu pôvodných zdrojových hornín. Táto redukcia je markantná hlavne v jednotkách centrálnych a vnútorných Západných Karpát. V bradlovom pásme je redukcia menšia, a to aj v jednotkách, ktoré sa v súčasnosti pokladajú za pôvodnú súčasť centrálnych Západných Karpát (klapská a manínska jednotka). Príčinou redukcie nie je iba intrastratálne rozpúšťanie, ako sa doteraz predpokladalo, ale aj resedimentácia minerálov zo starších sedimentov (niekoľkonásobná recyklácia materiálu s elimináciou nestabilnejších zložiek). V najstabilnejšej trojici minerálov v jednotkách centrálnych a vnútorných Západných Karpát často prevláda turmalín nad zirkónom a rutíliom. Na základe regresnej a variačnej analýzy usudzujeme, že posledné dva minerály majú spoločný pôvod (kryštalínikum tatroveponického typu a staršie z neho derivované sedimenty), kým turmalín pochádza aj z iných zdrojov (metasedimentov nízkeho stupňa metamorfózy).

Z paleotektonického hľadiska je zaujímavé, že sa v liase, ktorý je v tetýdnej oblasti obdobím výrazného riftingu, takmer nijaký prínos detritu z ofiolitov nezaznamenal. Pritom chrómspinelidy by sa pre ich veľmi vysokú stabilitu a odolnosť voči transportu aj intrastratálnemu rozpúšťaniu mohli zachovať aj v tých najochudobnenejších asociáciách. Zo skúseností z kriedových sedimentov je však známe, že prínos ofiolitového detritu prebieha hlavne pri obdukcii oceánskej kôry v procese konvergencie a kolízie. Pri riftingu zrejme prebieha prínos ofiolitových klastík výhradne do oceánskych paniev, ktoré zvyčajne úplne pohltí subdukcia v neskorších štádiách.

V nasledujúcom súhrne je stručné porovnanie percentuálneho zloženia ťažkých minerálov v jednotkách Západných Karpát:

a. Silicikum s. l. Podobne ako v hroniku aj v siliciku s. l. vidno nedostatok siliciklastickej prímеси, čo pravdepodobne súvisí s iným geotektonickým postavením spomenutých jednotiek v liase. Kým severnejšie jednotky ovplyvnil rifting ligúrsko-penninicko-váhického oceána, južnejšie jednotky boli v oblasti vplyvu konvergencie uzatvárajúceho sa meliatskeho oceána (silicikum) alebo sa vyskytovali v pomerne neutrálnej zóne medzi nimi (hronikum). Jurské sedimenty silicika sú na siliciklastickú prímесь všeobecne o čosi

bohatšie, aj keď je často len v siltovej frakcii, ktorá sa študuje dosť ťažko.

Zo vzoriek vidno, že prevláda najstabilnejšia asociácia turmalín – zirkón – rutíl s veľkou prevahou turmalínu. Tieto najnovšie výsledky ukazujú, že percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov je podobné ako vo vzorkách z centrálnych Západných Karpát, hlavne z tatrika, ale na rozdiel od jednotiek centrálnych Západných Karpát sa vo vzorkách z Bohúňova vyskytujú aj modrasté amfiboly a modré odrody turmalínu. Predbežný výskum modrastých amfibolov ukázal, že ich nemožno priamo zaradiť medzi vysokotlaké minerály, ale zároveň sa nedá ani vylúčiť, že ide o produkty premeny glaukofánov v regresnej fáze metamorfózy. Keďže sa podobné minerály vyskytujú aj v gemeriku, zdroj klastickej prímеси možno hľadať v tejto oblasti.

b. Vzorky z nedzovského príkrovu (lokalita Prašník a Bzince pod Javorinou) sa vyznačujú zaujímavou asociáciou ťažkých minerálov. Popri prevahe stabilného turmalínu sa v nich vyskytuje aj málo stabilný staurolit a v Prašníku aj o niečo stabilnejší granát. Asociácie z Bziniec pod Javorinou sú zaujímavé aj neprítomnosťou (alebo veľmi malým množstvom) granátu, ktorý je inak v západokarpatskom kryštalíniku oveľa hojnejší. Svedčí to o osobitom zložení zdrojových hornín a poukazuje na možnosť sekundárneho obohatenia asociácie o staurolit, lebo ten je podľa literatúry voči intrastratálnemu rozpúšťaniu odolnejší. Staurolit a granát sa vyskytujú prevažne v metamorfitoch stredných stupňov metamorfózy, a preto je takmer isté, že ich zdrojovou oblasťou nebolo gemerikum, ale skôr kryštalínikum tatroveponického typu.

c. Chočský príkrov. Pozitívne boli len tri z odobraných vzoriek (lokalita pri Diviackej Novej Vsi a Brama Kantaka v poľských Západných Tatrách), čo je dôsledok veľmi malého množstva siliciklastickej prímеси zastúpenej v sedimentoch. Obsah ťažkých minerálov vo vzorkách je rozličný. V jednej vzorke je takmer iba turmalín s malým množstvom zirkónu a rutilu (opäť najstabilnejšia asociácia), v ostatných dvoch prevažuje zirkón s menším obsahom rutilu, turmalínu a apatitu, prípadne granátu. Našli sa aj ojedinelé zrná chrómspinelidov. Je to takisto ochudobnená asociácia, a tak na jej základe nemožnorobiť dalekosiahle závery aj preto, že zatiaľ ide o malé množstvo pozitívnych vzoriek.

d. Fatické jednotky sa vyznačujú variabilnými výsledkami, čo prezrádza, že v sedimentačnom priestore tatrika je viac asociácií ťažkých minerálov, ktoré pravdepodobne pochádzajú z rozličných zdrojov a v panve sa zmiešali v rozličnom pomere.

Skupiny zodpovedajúce jednotlivým zdrojom nemožno vyčleniť ani podľa výsledkov zhlukovej analýzy, a to napriek faktu, že istá odlišnosť v dvoch skupinách vzoriek je viditeľná.

Prvú skupinu, zistenú vo vzorkách hlavne z vysokej jednotky Malých Karpát, na strážovskom profile v Strážovských vrchoch a v dvoch vzorkách z Malej Fatry, reprezentuje asociácia granát – apatit – zirkón, druhú tvorí najstabilnejšia asociácia zirkón – rutil ± apatit. Pomer medzi minerálmi v druhej skupine je variabilný, ale dá sa predpokladať, že ide o asociáciu zo zdroja podobného zdroju v tatriku.

Z výskytu obidvoch asociácií aj v jednom profile vyplýva, že druhá asociácia nemohla vzniknúť iba ochudobnením pod vplyvom intrastratálneho rozpúšťania. Na vzorkách obsahujúcich granát je viditeľná silná korózia, ale k úplnej strate granátu nevedie. Z týchto výsledkov rezultuje predbežný predpoklad, že každá asociácia predstavuje inú zdrojovú oblasť a že sa sedimenty na dne fatrickej panvy miešali.

e. Tatrické jednotky sa vyznačujú prevahou ultrastabilnej trojice zirkón – rutil – turmalín. Zarážajúci je nápadný nedostatok granátu a veľmi prekvapujúce aj to, že v trojici často dominuje turmalín. Vyskytli sa aj anomálie, napríklad vo všetkých tatrických jednotkách Malých Karpát a Považského Inovca, v ktorých dominuje aj apatit. Anomálny je aj relatívne vyšší obsah granátu (na rozdiel od iných pohorí) vo Veľkej Fatre (maximálne 12 %). Chemické zloženie granátov odhalilo aj výskyt pyropovo-almandinických granátov, ale neistého pôvodu. Zo známych výskytov podobných granátov do úvahy prichádza iba kryštalínikum moldanubika alebo Malej Fatry.

Borinská jednotka, pokladaná za prechod medzi tatrikom a penninikom, má takmer zo všetkých hľadísk blízko k *Nordrahmenzone*, odkrytej v severnej časti tektonického okna Vysokých Tatier, ale v *Nordrahmenzone* prevládajú turmalíny pochádzajúce z granitoidov, kým v borinskej jednotke sa vyskytujú takmer iba turmalíny z metasedimentov.

f. Kostolecká jednotka v liase neobsahuje takmer nijakú siliciklastickú prímes, čo je prvok spoločný s jednotkami hronika alebo silicika. Predpokladáme, že bradlo pri Kostolci môže byť odtrhnutým blokom, pôvodne pochádzajúcim z chočského príkrovu.

g. Drietomská jednotka sa vyznačuje asociáciou s prevládajúcim čadičovým amfibolom. Pre zdroj klastického materiálu bola charakteristická dominancia bazaltov alebo meta-

bazitov a iba skromne boli zastúpené minerály z metasedimentov a prípadne aj granitoidov. Nedostatkom granátu, ako aj sedimentárnym vývojom je drietomská jednotka blízka jednotkám centrálnych Západných Karpát.

h. Manínska jednotka sa vyznačuje pomerne nerovnomerným zastúpením granátu, zirkónu, rutilu, turmalínu a apatitu. Táto nerovnomernosť naznačuje, že niektoré výskytu uvádzané v mapách ako manínska jednotka môžu v skutočnosti patriť do odlišných jednotiek. Vzorky s vyšším obsahom turmalínu a s občasným chýbaním granátu pripomínajú jednotky z centrálnych a vnútorných Západných Karpát. Z porovnania vychádza aj to, že vzorky z manínskej jednotky sú pre uvedené príčiny dosť odlišné aj od vzoriek z pienidných jednotiek. Mikrosondové analýzy odhalili prítomnosť pyropovo-almandinických granátov, ale to je spoločný prvok s väčšinou skúmaných jednotiek bradlového pásma aj s lokalitami tatrika vo Veľkej Fatre.

i. Klappská jednotka (bradlo Klapce) sa vyznačuje prevahou granátu a turmalínu nad zirkónom a rutilom. Podobnosť s pienidnými jednotkami je opäť narušená zvýšeným obsahom turmalínu, ktorý je typický pre jednotky centrálnych a vnútorných Západných Karpát. Podobne ako pri predchádzajúcej jednotke sa aj tu našli pyropovo-almandinické granáty.

Na základe analýzy ťažkých minerálov do klappskej jednotky zaradujeme aj lokality v Krivoklátskej doline, ktoré Jurkovičová (1980) v diplomovej práci zaradila do drietomskej jednotky.

j. Pienidné jednotky sú charakteristické prevahou granátu, zirkónu, rutilu a turmalínu (v uvedenom poradí). Takáto asociácia je typická pre liasovú aj dogerskú časť pienidných jednotiek, ba i pre južné okraje stabilnej Európy vrátane gresenského bradlového pásma a podsunutej časti Českého masívu pod čelnou predhlbňou a flyšovými Karpatmi. Tieto oblasti pravdepodobne tvorili jednu spoločnú provinciu distribúcie ťažkých minerálov. Analýza granátov z pienidných jednotiek, ako aj manínskej a klappskej jednotky naznačujú, že zdrojovú oblasť tvorili prevažne granulity alebo eklogity (vyšší obsah Mg). V súčasnosti je takou oblasťou moldanubikum Českého masívu, ale podobnosť v zložení granátov oslabujú rozdiely zistené pri analýze obliakového materiálu dogeru a liasu pienidných jednotiek. Niekoľko hornín tohto typu nie je v moldanubiku zastúpených. Riešenie tohto problému azda prinesie ďalší výskum.

Detritické Cr spinely v sedimentárnych horninách mezozoika Západných Karpát (prehľad nových poznatkov)

JOZEF JABLONSKÝ, MILAN SÝKORA a ROMAN AUBRECHT

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava,
Jablonsky@nic.fns.uniba.sk

(Doručené 15. 8. 2001)

Detritic Cr-spinels in Mesozoic sedimentary rocks of the Western Carpathians (overview of the latest knowledge)

More than 600 grains of detrital chromium spinels from Mesozoic sediments of various Western Carpathian units were analysed. The samples came from 12 sites of Lower and Middle Cretaceous of Tatricum (Bystrička, Čutkov potok, Podsuhá), Fatricum (Lietavská Lúčka, Oravice, Homôľka, Boboty), Hronicum (Mojtín), Klappe Unit (Plevník, Orlové), including two pebbles of Urgonian Limestones from exotic conglomerates (Tatricum – Čavojský and Klappe Unit – Nosice). For comparison, some analyses of chromium spinels coming from three localities of Lunz Formation of Hronicum (Podtureň, Dobrá Voda, Liptovská Osada), as well as Liassic crinoidal limestones of Klappe Klippe and Rhaetian Fatra Formation of Krížna nappe (Mala Swinica) were carried out.

Heavy mineral analysis of Lower to Middle Cretaceous sediments revealed two or three principal assemblages: 1. zircon-Cr-spinel assemblage ($\pm$ rutile, apatite, tourmaline), represented by localities Podsuhá, Čutkov potok, Bystrička and Homôľka, 2. Cr-spinel ($\pm$ zircon, rutile), represented by Oravice, Lietavská Lúčka and Mojtín localities, and 3. Cr-spinel-zircon ($\pm$ rutile, apatite and tourmaline) found only in Orlové locality. Another important assemblage: Cr-spinel-garnet was recently found in Albian sediments of Czorsztyn Unit at six sites (Tab. 2): Vršatec, Horné Srnie Quarry, Lednica Castle Klippe, Jarabina Quarry and Kamenica Klippe. Though no chemical analyses have been made yet from the Cr-spinels of these localities, their presence (mostly over 50 %) in Czorsztyn Unit represents revolutionary fact that offers new view on the paleogeography of the Pieniny Klippen Belt and the Western Carpathians as a whole.

Besides analyses of Cretaceous sediments, some sites of Upper Triassic detritic sediments of Tatricum and Fatricum were studied also from the localities Štefanský žľab, south of Plesnivec Cottage (Belianske Tatry Mts. – Havran Unit), Mala Swinica (Polish part of Western Tatra Mts.) and Furkaska locality. Except the Mala Swinica locality, chemical analyses have not been done yet, only the percentual evaluation. In the Tatric and Fatric Rhaetian formations, zircon-rutile to rutile-zircon assemblages are predominant. The Cr-spinel ratios reach up to 9–15.8 %.

The oldest known Mesozoic stratigraphic horizon with Cr-spinels in Western Carpathians is Lunz Formation of Choč nappe (Hronicum). Heavy minerals from sandstones of Dobrá Voda Borehole (DV-1), Šípkov, Mitice, Liptovská Osada, Nemecká, road above Huty, Podtureň and Liptovský Hrádok localities were analysed. From Dobrá Voda, Liptovská Osada and Podtureň, chemism of Cr-spinels has been measured (30 grains). All the examined samples were dominated by zircon (zircon province). The Cr-spinel percentages ranged from 2.8 to 35.7 % (Tab. 3).

The measured data showed that apart from three exceptions, all the measured grains were concentrated in the fields IV and V of Stevens (1944) corresponding to chrome spinels to aluminomagnesites. Comparison of our contour diagrams and the ophiolite types according to Dick and Bullen (1984) showed that most of the studied samples falls into the field of type II peridotites which should reflect individual stages of evolution of an oceanic basin from opening to mature stages of spreading. However, variability in Cr-spinel chemical compositions from various units of Western Carpathians do not display so different trends that would allow to distinguish the same provenances which were estimated on the basis of geological criteria.

Key words: heavy minerals, chrome spinels, Mesozoic, Western Carpathians

Úvod

Chrómspinely ako rezistentné minerály sú častou prímiesou v ťažkej frakcii sedimentárnych hornín. V niektorých jednotkách alpsko-karpatsko-panónskej oblasti tvoria významnú a charakteristickú zložku ťažkej frakcie mezozoických detritických hornín. V posledných rokoch sa ich rozšíreniu, zloženiu a asociácii v uvedenej oblasti sprie-

vodných minerálov venovala zvýšená pozornosť. Hľadajú sa porovnávacie kritériá, ktoré by umožnili určiť ich pôvod a zdroje. Jedným z kritérií je aj chemické zloženie. V Alpách a v Maďarsku sa detritické spinely už analyzovali a výsledky publikovali vo viacerých prácach.

V minulosti sa v Západných Karpatoch vykonalo niekoľko chemických analýz sledovaných minerálov (Mišík et al., 1980), ale publikované výsledky nezodpovedajú ani

trendu analýz z Álp (Wagreich et al., 1995, s. 202), ani z pohoria Gerece v severnom Maďarsku (Árgyelán, 1992, 1996), a preto sa v ostatnom období urobilo 666 chemických analýz Cr spinelov zo sedimentárnych hornín rozličných jednotiek a stratigrafických horizontov Západných Karpát na mikroanalýzátore JEOL-Superprobe 733. Analyzovali sa vzorky zo sedemnástich lokalít spodnej a strednej kriedy tatrika, fatrika, hronika, manínskej klapskej a kysucko-pieninskej jednotky včítane zrn Cr spinelov z dvoch obliakov spodnokriedového vápenca zo zlepenčových telies porubského súvrstvia tatrika (Čavoj) a z „upohlavských“ zlepenčových klapskej jednotky (Nosice). Na porovnanie skúmaných lokalít uvádzame aj čiastkové výsledky analýz Cr spinelov z vrchného triasu hronika – lunzských vrstiev, z vrstiev spodnojurského piesčitého vápenca klapskej jednotky (bradlo Klape) a z vrchnotriasových vápnitých pieskovcov krížňanského príkrovu (Mała Swinica).

Prehľad výskytov Cr spinelov v mezozoických sedimentoch Západných Karpát

Cr spinely v sedimentárnych horninách západokarpatských jednotiek sú známe niekoľko desaťročí. Identifikovali sa v centrálnych Západných Karpatoch, manínskej jednotke a v bradlovom pásme. V centrálnych Západných Karpatoch sa vyskytujú v tatriku, fatriku a hroniku.

V *tatriku* sú Cr spinely známe najmä z porubského súvrstvia (alb – cenoman). Vyskytujú sa vo vrstvách litického turbiditného pieskovca. Ich percentuálne zastúpenie zhodnotil Jablonský (1986). Cr spinely sú aj súčasťou obliakov vrstiev piesčitého organodetrítického vápenca barému až aptu. Obliaky pochádzajú zo zlepenčových vrstiev v porubskom súvrství (Mišík et al., 1981).

Cr spinely sa identifikovali aj v klastických terigénnych sedimentoch tomanovských vrstiev (Červený úplaz; Sýkora in Michalík et al., 1976), čiže vo vrchnej triase až réte tatrika Vysokých Tatier.

V *krížňanskom príkrove* sa podobne ako v predchádzajúcej tektonickej jednotke Cr spinely vyskytujú najmä v kriedových klastických a karbonátových sedimentoch a ich výskyt sa viaže na tri stratigrafické horizonty.

V horninách valanginu až hoterivu (Oravice) sa viažu na kalkarenity v súvrství ílovitého kalového vápenca (vývoj podobný ako v rossfeldskej formácii a v schrambachských vrstvách vo Východných Alpách).

Na lokalite Lietavská Lúčka-kameňolom sú súčasťou piesčitých kalkarenitov hoterivu. Súvrstvie, v ktorom sa vyskytujú, koreluje Jablonský (1986) so schrambachskými vrstvami.

Cr spinely sa identifikovali aj v ťažkej frakcii turbiditných litických pieskovcov v albsko-cenomanskom porubskom súvrství (Jablonský, 1978), ako aj v obliakoch barémско-alpských vápenčov v zlepenčí porubského súvrstvia (Mišík et al., 1980).

Podobne ako v tatriku aj vo fatriku sa Cr spinely našli aj vo vrchnej triase. Ich výskyt sa doteraz potvrdil v krížňanskom príkrove Vysokých Tatier (Belianske Tatry) v jednotke Havrana a v poľskej časti Vysokých Tatier

a známe sú aj z vrchného triasu až rétu zliechovského vývoja krížňanského príkrovu – žľab pod Furkaskou (Sýkora in Gaździcki et al., 1979; Sýkora, 1986).

V *chočskom príkrove (hroniku)* sa Cr spinely zistili v sedimentoch kriedy iba na lokalite Mojšín, a to vo vrstvách piesčitého vápnitého ílovca a piesčitého vápenca hoterivského veku, a ich druhým stratigrafickým horizontom v tomto príkrove je súvrstvie lunzských vrstiev vrchnotriasového veku (Michalík et al., 1992). Známe sú aj z lunzských vrstiev v podloží výplne viedenskej panvy (napr. Samuel et al., 1991).

V oblasti mimo centrálnych Západných Karpát sa Cr spinely často vyskytujú v klastických sedimentoch v manínskej, klapskej, kysucko-pieninskej a czorsztynskej jednotke.

V *manínskej jednotke* sa v súvrství budkovského slieňa (vrchný alb) vyskytuje laminovaný jemnozrnný pieskovec a siltovec obsahujúci Cr spinely.

V *klapskej jednotke* sa Cr spinely zistili vo vrstvách albského turbiditného pieskovca (Plevník) v cenomanských orlovských jemnozrnných kalkarenitoch (Orlové). Podobne ako v tatriku (Čavoj) sa aj v klapskej jednotke vyskytujú obliaky piesčitého organodetrítického vápenca (barém – apt), v ktorých sa okrem Cr spinelu vyskytujú aj litoklasty serpentinitov. Obliaky podobného typu sa našli aj na lokalitách manínskej a kysucko-pieninskej jednotky (Mišík, 1976; Mišík, 1979; Mišík et al., 1980).

Cr spinely sa popri iných mineráloch zistili aj v mezozoickom podloží neogénnej výplne viedenskej panvy vo vrstvách spodnoalbského vápnitého ílovca (vrt Smolinské 27), ktoré sú súčasťou manínskej resp. klapskej jednotky (Sýkora et al., 1997). Cr spinely sa identifikovali vo vápenčových telesách barému až aptu, spodného aptu až spodného albu a vrchného kampánu až mástrichtu v spodnoterciérnych prošských zlepenčových vrstvách bradlového pásma na východnom Slovensku (Mišík et al., 1991a).

Pri analýze a mikroskopickom štúdiu plôch „hard-groundov“ na styku s albskými červenými ílovitými vápencami chmielowskej formácie na lokalite *czorsztynskej jednotky* sa vo vápenci zistila klastická prímes. V jej ťažkej frakcii výrazne dominuje Cr spinel (doteraz nepublikovaný údaj).

V *klapskej jednotke* (v bradle Klape) sme identifikovali Cr spinely v liasovom piesčitom vápenci.

Prvá informácia o Cr spineloch v sedimentoch bradlového pásma je od Starobovej (1962). Identifikovali sa vo vrchnokriedových sedimentoch medzi Hanušovcami nad Topľou a Humenným. V západnom úseku bradlového pásma sa spinely našli v roku 1968 (Wohletz in Oberhauser, 1968).

Cr spinely sa zriedka vyskytujú aj v *strihovských zlepenčoch* (stredný eocén), a to v obliakoch „orbitolínového“ vápenca barému až spodného aptu i ako súčasť turbiditných pieskovcov strihovských vrstiev (Mišík et al., 1991b).

Metodika práce

Ťažká frakcia sa separovala zo vzoriek pieskovca a piesčitého vápenca s hmotnosťou nad 1 kg. Horniny

Tab. 1
 Percentuálne zastúpenie transparentných minerálov v ťažkej frakcii kriedových pieskovcov vybraných lokalít Západných Karpát
 Translucent heavy mineral ratios in the Cretaceous sandstones from selected sites of the Western Carpathians

minerál	tatrikum			krížňanský príkrov			choč. pr.	klapská j.
	Podsuhá	Čut. potok	Bystrička	Homôľka	Oravice	Liet. Lúčka	Mojtín	Orlové
spinel	11,2	17,4	18,9	31,4	86,1	91,9	84,2	38,7
zirkón	50,2	41,3	39,6	48,6	9,6	5,2	4,1	35,0
rutil	14,4	9,9	8,1	3,6	2,1	2,0	0,7	8,8
turmalín	6,0	3,9	4,5	3,2	0,4	0,7	2,1	2,9
apatit	16,1	9,7	1,8	0,0	0,8	0,0	0,7	6,6
titanit	0,0	0,8	0,0	0,9	0,3	0,0	0,0	0,0
hyperstén	0,0	0,4	0,0	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0
pyroxény	0,8	0,6	0,0	1,8	0,3	0,0	0,0	1,5
amfiboly	0,0	0,0	0,9	1,4	0,0	0,0	0,0	1,5
granát	0,0	0,4	3,6	0,9	0,3	0,2	4,1	3,6
meta. min.	0,8	1,4	0,0	2,3	0,1	0,0	3,5	1,5
chlorit	0,8	14,1	22,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
glaukofán	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5

sa rozdelili odstránením karbonátového komponentu v HCl a CH_3COOH a drvením v čelusíovom drviči. Podľa možnosti sa vyberali hrubozrnné typy klastík.

Laboratórne práce sa vykonali v takomto poradí:

1. Rozdružovanie hornín: a. rozpúšťanie v HCl a CH_3COOH – piesčité vápenec, resp. pieskovec s kalciovým tmelom. Po premytí a prípadnej neutralizácii v NaOH sa nerozpustný zvyšok vysušil a osievaním sa oddelila frakcia 0,05–0,2 mm. b. Typy pieskovca neobsahujúce karbonáty boli rozdružené v čelusíovom drviči, preosiate a premyté vo vode.

2. Ťažká frakcia sa oddelila v bromoforme CHBr_3 s hustotou $2,88 \text{ g.cm}^{-3}$, z jej časti sa zhotovil zrnový preperát a zo zvyšku sa ručne odseparovali Cr spinely na chemickú analýzu.

3. Percentuálne zastúpenie minerálov sa zisťovalo na zrnových preparátoch (zrná zaliate v kanadskom balzame) alebo pod binokulárnou lupou z voľne nasýpaných zrn ťažkej frakcie. Zisťovalo sa zastúpenie transparentných minerálov a Cr spinelu (podobne ako vzorky z Východných Álp).

4. Vybrané zrná Cr spinelov boli zaliate do polyesterovej živice, vyleštené a pokovované.

5. Vybrané zrná sa chemicky analyzovali na mikroanalýzátore JEOL-Superprobe 733 v GSSR (urýchľovacie napätie 15 kV, čas merania 20–30 s, priemer lúča 3–5 μm). Prístroj bol kalibrovaný na prírodných a syntetických štandardoch. Vo väčšine vzoriek sa analyzovalo okolo 50 zrn. Zastúpenie Fe^{2+} a Fe^{3+} sa vypočítalo spôsobom, aký uvádza Fejdi (1982). Výsledky analýz a štruktúrne vzorce každého minerálu – zrna sú v správach (Jablonský et al., 1995, 1996). Zo štruktúrnych vzorcov sa vyrátal pomer $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ a $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ a vynesol sa do bodových a kontúrových diagramov.

Asociácie ťažkých minerálov

Štúdiom obsahu ťažkej frakcie v pieskovcoch spodnej a strednej kriedy tatrika, fatrika, hronika a klapskej jed-

notky (Jablonský, 1992) a v príspevku prezentovaných vzoriek ukázalo, že z hľadiska obsahu chrómspinelu v ťažkej frakcii sú nápadné dve resp. tri asociácie ťažkých minerálov, a to 1. *zirkónovo-chrómspinelová* (s podružným zastúpením rutilu, apatitu a turmalínu), 2. *chrómspinelová* s podružným zastúpením zirkónu a rutilu) a 3. *chrómspinelovo-zirkónová* (s podružným zastúpením rutilu, apatitu a turmalínu).

Zirkónovo-chrómspinelová asociácia

Táto asociácia je zastúpená vzorkou *Podsuhá, Čutkov potok, Bystrička* a *Homôľka* (tab. 1), ktoré reprezentujú vrstvy turbiditového pieskovca porubského súvrstvia (alb – cenoman) tatrika a zliechovskej sukcesie s touto asociáciou na všetkých výskytoch. Paleotransportné smery (od Z až ZJZ na V až VSV) v porubskom súvrství Strážovských vrchov (Jablonský, 1978), ktoré sú v zhode so zmenami turbiditových facií od proximálnych po distálne, indikujú zdrojovú oblasť mimo centrálnych Západných Karpát.

Materiál vrstiev turbiditového pieskovca pred depozíciou v hlbokovodnom prostredí prešiel modifikáciou na plážach. Prezrádza to výskyt orbitolín, ktoré ako aglutinujúci materiál popri kremeň v hojnej miere využívajú i zrná ťažkých minerálov, najmä leukoxénu, zirkónu, chrómspinelu, chloritu a turmalínu. Aglutinácia musela nastať na piesčitom dne v dosahu vlnenia, kde sa nahromadila ťažká frakcia ako šlich. Vzorka je z porubského súvrstvia odkrytého v Štefanovskom potoku pod hotelom Boboty zo šupiny spätne nasunutej na paleogén Malej Fatry. Výskyt druhu *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) cf. *texana* (Roemer) a *Orbitolina concava* Henson poukazuje na rozpätie súvrstvia od albu do cenomanu. Podobný prípad aglutinácie uvádza aj Wagreich et al. (1995), ale z urgónskych vápencov (spodný apt) zo synklinály Thiersee.

Porubské súvrstvie sa veľmi podobá losensteinským vrstvám Východných Álp. Z prác Gauppa (1982, 1983) jednoznačne vychodí, že klastický materiál aj ultrabázický

detrit losensteinských vrstiev (alb) pochádza zo severných zdrojov. Rezultuje to zo zmien proximality v jednotkách presunutých cez seba, ako aj z nameraných prúdových smerov zistených na spodných vrstvových plochách pieskovcových lavíc. Gaupp (l. c.) odvodzuje zdrojovú zónu klastík losensteinských vrstiev z oblasti, ktorá by mala byť v pozícii spodného austroalpinika. Podľa písomnej informácie tohto autora (za ktorú veľmi srdečne ďakujeme) a jeho prvých odhadov majú detritické chrómspinely (analyzované elektrónovým mikroanalýzátorom) z Orlového, Upohlavu a z porubského súvrstvia (pravdepodobne ide o Čavoju) – alb malomagurskej jednotky) porovnateľné zloženie ako chrómspinely losensteinských vrstiev na Z (v Alpách), aké publikoval Pober a Faupl (1988).

Chrómspinelová asociácia

Chrómspinelovú asociáciu zastupujú vzorky z *Oravíc, Lietavskej Lúčky a Mojtiny* a demonštruje sa v klastikách spodnej kriedy (valangin – hoteriv) centrálnych Západných Karpát. Tieto spodnokriedové stupne sú v tatriku zastúpené pelagickými faciami bez turbiditov a v krížňanskom a chočskom príkrove sú v nich z niekoľkých lokalít známe turbidity s obsahom siliciklastického alebo ofiolitového detritu s veľkou prevahou chrómspinelov nad ostatnými ťažkými minerálmi. Vysoký podiel chrómspinelov, paleotransportné smery (orientácia klastických zŕn) od JV na SZ namerané v pieskovcových vrstvách valanginu krížňanského príkrovu (Oravice) a hojnosť chrómspinelov v spodnokriedových a strednokriedových súvrstviach pohoria Gerece (Császár a Árgyelán, 1994) úvahe (Jablonský, 1992) svedčia o južnej proveniencii ofiolitového detritu a jeho prechode do spodnokriedových súvrství fatrika a hronika. Nízky podiel ostatných transparentných minerálov v chrómspinelovej asociácii týchto turbiditov odzrkadľuje charakter zdrojovej oblasti – obdukované ofiolity prenikajúce do jednotiek budovaných prevažne karbonátovými horninami.

Uvedené veľmi pripomína stav vo Východných Alpách, kde je v spodnokriedových klastických členoch tirolíka v ťažkej frakcii zastúpená asociácia bohatá na chrómspinel. Na typovej lokalite rossfeldského súvrstvia pri Salzburgu sa analýzou karbonátových klastík dokázala ich južná proveniencia, čo potvrdili aj paleotransportné ukazovatele (synsedimentárne vrásky a iné štruktúry s vergenciou na S; ústna informácia R. Faupla). Chemické zloženie Cr spinelového detritu tohto súvrstvia ukázalo, že provenienčná oblasť popri chrómspineloch derivovaných z harzburgitov ako prídavok dodávala spinely z lherzolitických hornín bohaté na Al (Faupl a Pober, 1991). Podobné zdvojenie vykazuje dnešné ofiolitové pásmo dinaríd na tomto základe (Faupl a Pober, l. c.) odvodzujú zdroj ofiolitového detritu z vardarskej zóny. Tú istú zónu za zdroj ofiolitového detritu strednokriedových klastík pohoria Gerece pokladá i Sztanó (1990). Rossfeldské vrstvy smerom na V prstovite zasahujú do schrambašských vrstiev bajuvarika, kde nadobúdajú charakter veľmi podobný opisovaným turbiditom z Oravíc (porovnaj Decker et al., 1983).

Chrómspinelovo-zirkónová asociácia

Z tejto asociácie sme analyzovali len jednu vzorku z *Orlového*. Z tab. 1 vidieť, že chrómspinel a zirkón sú zastúpené približne v pomere 1:1. Z tohto hľadiska asociácia stojí medzi prvými dvoma asociáciami, azda bližšie k zirkónovo-chrómspinelovej asociácii (pozri aj už spomenuté porovnanie Gauppa, 1982, 1983).

V podloží albských flyšoch tejto (klapskej) jednotky Marschalko (1986) preukázal paleotransportné smery z V až JV, ktoré sa vo vyšších (distálnejších) šupinách stáčajú na JZ. Materiál sa teda derivoval z vnútornejších zón karpatského priestoru, ktorý sa podľa klasických predstáv rozkladá z Andrusovovho chrbta na J od pieninika a na S od tatrika. Najnovšie Plašienka (1995) umiestňuje sedimentačný priestor klapskej jednotky do vnútorných zón. Podľa toho by siliciklastický a ofiolitový detrit mali svoje zdroje v ešte vnútornejších jednotkách.

Nateraz sa zdá, že zastúpenie chrómspinelov v asociáciách je predovšetkým funkciou času. Vyšší ako 80 % obsah majú v spodnokriedových členoch (valangin, hoteriv), kým 1. a 3. asociácia v strednokriedových súboroch (alb – cenoman). Je otázka, či príčinou mohlo byť „riedenie“ ofiolitového detritu zrezom a odkrytím hlbších úrovní v zdrojových oblastiach.

Okrém spomenutých sedimentov porubského súvrstvia a ďalších klastických hornín s Cr spinelmi sa v uvedených tektonických jednotkách potvrdila ich prítomnosť aj v czorsztynskej jednotke bradlového pásma. V ťažkej frakcii prevláda Cr spinel spolu s granátom (tab. 2) a vytvárajú *chrómspinelovo-granátovú asociáciu* alebo *provinciu*, ktorá sa zistila v sedimentoch albu (chmielovská formácia) na styku albských ílovitých vápencov a plôch „hardgroudov“ v czorsztynskej jednotke na šiestich lokalitách (Vršatec, Horné Srnie-kameňolom, bradlo Lednického hradu, Jarabina-kameňolom a Kamenica-bradlo). Obsah Cr spinelu väčšinou prekračuje 50 %, čo protirečí paleogeografickým predstavám zástancov južného zdroja ofiolitového detritu. Chemické analýzy Cr spinelov ani iných minerálov sa doteraz neurobili.

Tab. 2
Percentuálne zastúpenie minerálov ťažkej frakcie vo vápencoch chmielovskej formácie – czorsztynská jednotka
Heavy mineral ratios in the Chmielowa Formation
(Albian of Czorsztyń Unit)

Lokalita	Sp	Zr	Ru	Tu	Gr	At	Mag
Horné Srnie–najvyšší lom 1	57	0	7	9	27	0	0
Horné Srnie–najvyšší lom 2	56	5	9	9	21	0	3
Vršatec 1	53	7	4	0	36	0	0
Vršatec 2	50	3	9	19	7	12	0
Kamenica	59	2	4	7	28	0	0
Jarabina	46	8	9	4	31	2	0
Lednica	65	0	14	9	12	0	0

Sp – spinel, Zr – zirkón, Ru – rutil, Tu – turmalín, Gr – granát, At – anatas, Mag – magnetit

Sp – spinel, Zr – zircon, Ru – rutile, Tu – tourmaline, Gr – garnet, At – anatase, Mag – magnetite

Tab. 3

Percentuálne zastúpenie minerálov ťažkej frakcie v klastických sedimentoch vrchného triasu na lokalitách tatrika, fatrika a hronika
Heavy mineral ratios in the detritic sediments of Upper Triassic of Tatricum, Fatricum and Hronicum

Lokalita	Vek	Jednotka	Sp	Zr	Ru	Tu	Ap	Gr	Cl	St
Červený úplaz 1	rét	tatrikum	14	39	42	0,8	3,4	0	0	0
Červený úplaz 2	rét	tatrikum	14	42	38	0	5,9	0	0	0
Štefanský žľab	rét	fatrikum	15,8	35,3	30,8	2,3	15,8	0	0	0
chata Plesnivec	rét	fatrikum	9,1	40,7	40,7	0,9	8,6	0	0	0
Furkaska	rét	fatrikum	11,5	43,3	17,3	4,8	23,1	0	0	0
Dobrá Voda 1	karn	hronikum	14,4	59,9	12,9	0	0	0	12,9	0
Dobrá Voda 2	karn	hronikum	6,1	60,6	12,1	0	21,2	0	0	0
Šípkov	karn	hronikum	35,7	49	8,2	4,1	0	0	31	0
Mítice	karn	hronikum	1,3	66,9	9,8	6,3	0	0	21	0
Nemecká	karn	hronikum	23	63,4	13	5,1	18	0	13	0
Liptovská Osada	karn	hronikum	9,8	66,6	17,6	0	0	0	4	2
cesta nad Hutami	karn	hronikum	4,5	69,3	10,8	4,5	6,4	0	4,5	0
Podtureň	karn	hronikum	5	63,3	11,7	3,3	5	0	5	6,7
Liptovský Hrádok	karn	hronikum	2,8	70,4	14,1	5,6	0	0	7	0

Ap – apatit, Cl – chlorit, St – staurolit, ostatné symboly pozri v tab. 2

Ap – apatite, Cl – chlorite, St – staurolite, for the rest see Tab. 2

Okrem analýz kriedových sedimentov sme začali skúmať sedimenty triasu, v ktorých je častá klastická prímes. V sedimentárnych horninách vrchného triasu sa asociácia a percentuálny obsah minerálov ťažkej frakcie oproti asociáciám v kriedových sedimentoch menia.

Jedinou známou lokalitou Cr spinelov vo vrchnotriasových klastických sedimentoch tomanovskej formácie tatrika Západných Karpát je Červený úplaz v Tichej doline v Západných Tatrách (Sýkora in Michalík et al., 1976). Spinely sa pôvodne identifikovali vo výbrusoch jemnozrnného až hrubozrnného kremenného laminovaného pieskovca tomanovskej formácie (rét). Drvením horniny a oddeľovaním v bromoforme sa získala ťažká frakcia, ktorej zloženie ilustruje tab. 3 (hodnotili sa transparentné mine-

rály a spinel). Chemická analýza Cr spinelov sa doteraz neurobila.

Sýkora (1986) podobne ako v tatriku Vysokých Tatier Cr spinely zistil aj v sedimentárnych horninách najvrchnejšieho triasu až spodnej jury i v krížňanskom príkrove tohto horstva. Sú súčasťou ťažkej frakcie vo vrstvách vápnitého pieskovca a piesčitého vápenca (fatranské vrstvy s. l.). Analyzovali sme ťažké frakcie na lokalite pod Novým-Štefanský žľab na J od chaty Plesnivec (Belianske Tatry – jednotka Havrana), v poľských Tatrách z lokality Mała Swinica a v sedimentoch rétu zliechovského vývoja (fatranské vrstvy s. s.) lokalitu Žľab pod Furkaskou. Chemicky sa doteraz analyzovalo iba niekoľko zrn z lokality Mała Swinica.

Tab. 4

Stratigrafická distribúcia doteraz známych výskytov Cr spinelov v mezozoických sedimentoch západokarpatských jednotiek
Stratigraphic distribution of presently known Cr-spinel occurrences in the Mesozoic sedimentary units of the Western Carpathians

czorsztyňská jednotka	klapská jednotka	tatrikum	fatrikum	hronikum
turón				
cenoman	orlovské pieskovce (Orlové)			
	chmielowské súvrstvie (H. Srnie, Vršatec, Jarabina, Lednica, Kamenica)	porubské súvrstvie (Bystrička, Čut. potok, Podsuchá)	porubské súvrstvie (Homôlka, Boboty)	
alb				
apt				
barém	obliaky urgón. váp. (Nosice)	obliaky urgón. váp. (Čavojs)		
hoteriv				schrambašské súvrstvie (Mojtín)
valangin				schrambašské súvrstvie (Liet. Lúčka, Oravice)
berias				
malm				
doger				
lias	krin. vápence (Klape)		fatranské súvrstvie (Mała Swinica)	
rét				
norik				
karn				lunzské vrstvy (Podtureň, Dobrá Voda, Lipt. Osada)

Podľa výsledkov niekoľkých analýz v tatriku, v krížňanskom príkrove (tomanovskej formácii) a vo fatranských vrstvách Vysokých Tatier prevláda zirkónovo-rutilová alebo rutilovo-zirkónová asociácia a obsah Cr spinelu je 9–15,8 % (tab. 3).

Doteraz najstarším stratigrafickým horizontom v mezozoických sedimentoch Západných Karpát, v ktorom sa vyskytujú Cr spinely, sú lunzské vrstvy v chočskom príkrove. Sedimentovali v jule až tuvale. Cr spinely sa v nich našli v jadre vrtu Dobrá Voda (Broska in Michalík et al., 1992). Spinely sa zistili aj v lunzských vrstvách v podloží neogénnych sedimentov viedenskej panvy (napr. Samuel et al., 1991), a to v súvrství zloženom z ílovca, siltovca a pieskovca (litické a živcové droby – Michalík et al., 1992; resp. subarkózy a arkózy – Marschalko a Pulec, 1967).

Analyzovali sme ťažké minerály z pieskovcových vrstiev lokality Dobrá Voda-vrt DV-1, Šípkov, Mitice, Liptovská Osada, Nemecká, cesta nad Hutami, Podtureň a Liptovský Hrádok. Z troch lokalít – Dobrá Voda-vrt DV-1, Liptovská Osada a Podtureň – sa stanovil chemizmus Cr spinelov (spolu 30 zrn). V spoločenstve ťažkých minerálov v lunzských vrstvách chočského príkrovu vo všetkých analyzovaných vzorkách výrazne dominuje zirkón, takže možno hovoriť o *zirkónovej provincii*. Obsah Cr spinelu bol 2,8–35,7 % (tab. 3).

V lunzských vrstvách bajuvarika a tirolika Východných Álp sa vyčlenilo viac asociácií resp. provincií ťažkých minerálov (pozri Behrens, 1972). S Cr spinelom sa tam často vyskytuje aj granát, ktorý sa v našich vzorkách nezistil. Cr spinel na lokalite Dobrá Voda-vrt DV-1 identifikoval Broska (in Michalík et al., 1992).

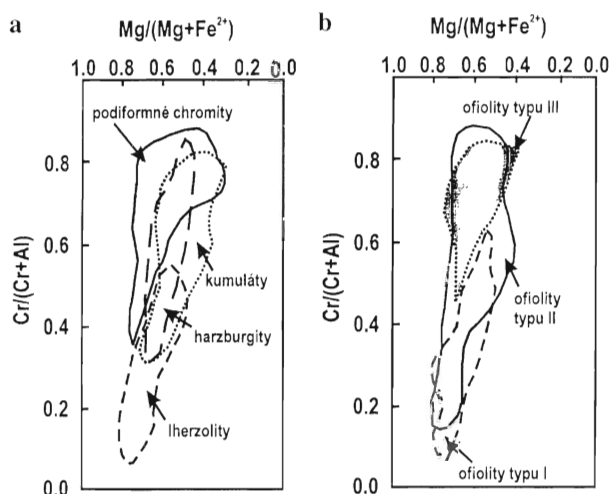
Jednotky a stratigrafické horizonty, v ktorých sa zistil Cr spinel, sú v tab. 4.

Chemická variabilita chrómspinelov

Základné údaje o chemickom zložení a štruktúre analyzovaných zrn sú v správach Jablonského et al. (1995, 1996). Korelačné diagramy použité v novšej literatúre na vyjadrenie závislosti Mg#, t. j. $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ a Cr#, t. j. $Cr/(Cr + Al)$ (napr. Pober a Faupl, 1988) majú začiatok vpravo dole a výsledky analýz sme zobrazili v takejto forme grafov (obr. 1 a 2). Údaje sú vyjadrené kontúrovými diagramami na vymedzenie poľa bez náhodných alebo ojedinelých údajov. Pri analýze a hodnotení sme použili rovnakú metodiku a rovnaké prístroje.

Zloženie analyzovaných zrn chrómspinelov sme zobrazili Stevenovým (1944) klasifikačným diagramom spinelov. Vynesené projekčné body ukázali, že okrem troch výnimiek sú všetky vo IV. a V. poli, ktoré zodpovedajú chrómspinelu (IV. pole) a alumochromitu (V. pole; pozri tab. 5). Zároveň konštatujeme, že rozdelenie do IV. a V. poľa nie je rovnomerné ani pri detritických spineloch pochádzajúcich z pieskovcových telies, ani pri spineloch z vápencových obliakov (obr. 3–7).

Z kontúrových diagramov vyplýva, že sa zložením troj- a dvojmerných kationov všetky vzorky dosť podobajú. Odlišujú sa hlavne rozptylom chemického zloženia: od lineárneho



Obr. 1. a – Kompozičný kontúrový diagram polí chemizmu spinelov jednotlivých typov hornín ofiolitovej skupiny (podľa Pobera a Faupla, 1984). b – Klasifikačný kontúrový diagram peridotitov (podľa Dicka a Bullena, 1984).

Fig. 1. a – Compositional contour diagram of spinel compositions from individual rock types (according to Pober and Faupl, 1984). b – Classification contour diagram of peridotites (after Dick and Bullen, 1984).

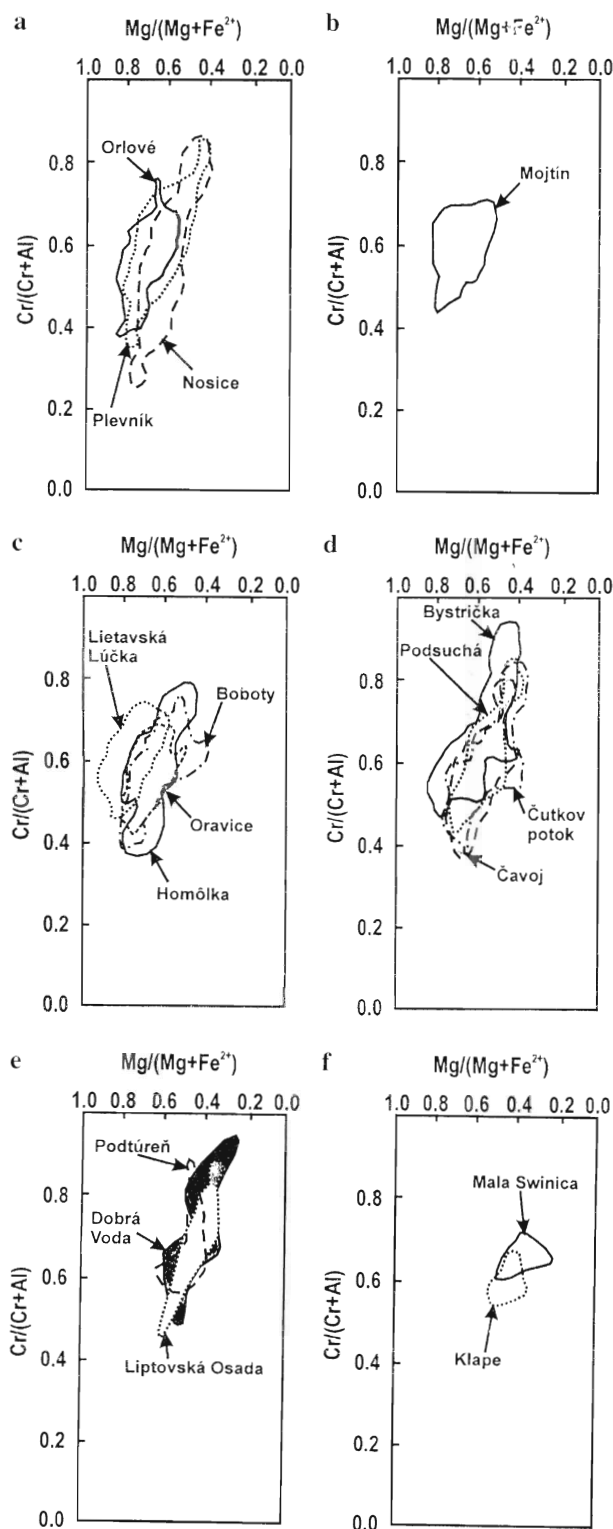
priebehu, aký je vo vzorke Nosice (I 4) a vo vzorkách z lunzských vrstiev (obr. 2a, 2e), po iné, ktoré nevykazujú taký stupeň lineárneho priebehu, napr. Čutkov potok (obr. 2d) a Boboty (obr. 2c).

Spoločným znakom vzoriek z porubského súvrstvia je rovnomernejšie rozloženie priemetných bodov v ploche a vo vertikálnom smere výraznejšie pretiahnuté pole priemetných bodov (väčšia variabilita v obsahu Al a Cr). Najmarkantnejší rozdiel je v tom, že pole priemetov analýz z Bystričky (obr. 2d) je posunuté v prospech Cr (Cr# v rozsahu 0,87–0,46), kým vzorky z Homôľky (obr. 2c) sú bohatšie na Al (Cr# 0,76–0,38).

Vzorky spodnokriedových turbiditov z Mojútna (obr. 2b), Lietavskej Lúčky a Oravíc (obr. 2c) sa vyznačujú väčším sústredením priemetných bodov analýz okolo jedného centra, čiže obsah Al sa mení v menšom rozsahu. Priemetné pole bodov analýz z Lietavskej Lúčky je oproti ostatným nápadne posunuté v prospech obsahu Mg (chudobnejšie na Fe^{2+}) približne o 0,1.

Vzorka z Orlového (cenoman klapskej jednotky; obr. 2a) má vo všetkých posudzovaných znakoch prekvapujúco prechodné postavenie medzi vzorkami z porubského súvrstvia a zo spodnokriedových turbiditov (rovnomernejší rozptyl priemetných bodov, stredne výrazné maximum, pomerne vysoká variabilita Cr#). V tejto vzorke ležia pod Cr# 0,4 až tri body, čo poukazuje na ich pôvod z lherzolitov.

Spoločným znakom všetkých vzoriek zo všetkých lokalít je nepriama závislosť Mg# od Cr#. Čím vyššie je Cr#, tým menšie je Mg#. Táto závislosť je zrejma i z výsledkov analýz z Východných Álp a pohoria Gerece (Pober a Faupl, 1988; Árgyelán, 1996). Oproti vzorkám z Álp sú polia priemetných bodov chemických analýz



vzoriek, ktoré sme študovali, v grafoch trochu posunuté doľava (menšie zastúpenie Fe^{2+}). Rozsah zistených hodnôt študovaných vzoriek a trend zmien sú podobné a blízke publikovaným údajom.

Obr. 2. a – Kontúrový diagram chemizmu spinelov z kriedových sedimentov klapskej jednotky. b – Kontúrový diagram chemizmu spinelov z lokality Mojšín – hoterivské sedimenty chočského príkrovu. c – Kontúrový diagram chemizmu spinelov z kriedových sedimentov krížňanskeho príkrovu. d – Kontúrový diagram chemizmu spinelov z kriedových sedimentov tatricka. e – Kontúrový diagram chemizmu spinelu z lunzských vrstiev chočského príkrovu. f – Kontúrový diagram chemizmu spinelov z liasových sedimentov klapskej jednotky (Klape) a pieskovcových vrstiev rétu krížňanskej jednotky (Mala Swinica).

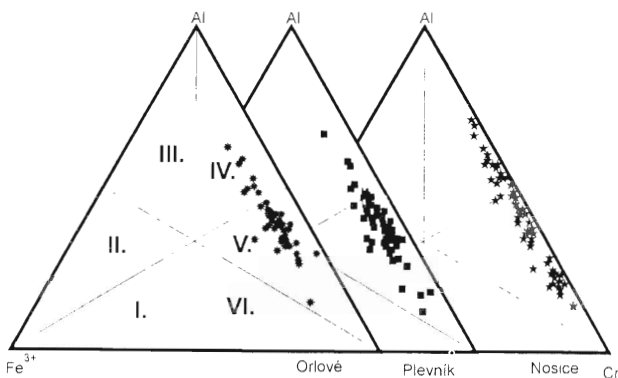
Fig. 2. a – Contour diagram of spinel chemical compositions from Cretaceous sediments of Klape Unit. b – Contour diagram of spinel chemical compositions from Hauterivian sediments of Choč nappe (Hronicum, locality Mojšín). c – Contour diagram of spinel chemical compositions from Cretaceous sediments of Krížňa nappe (Fatricum). d – Contour diagram of spinel chemical compositions from Cretaceous sediments of Tatricum. e – Contour diagram of spinel chemical compositions from Lunz Formation (Carnian) of Choč nappe. f – Contour diagram of spinel chemical compositions from Liassic sediments of Klape Unit (Klape) and sandstones of Rhaetina of Krížňa nappe (Mala Swinica).

Z porovnania kontúrových diagramov s typmi ofiolitov podľa Dicka a Bullena (1984) je zrejmé, že prevažná väčšina vzoriek spadá do poľa peridotitov typu II. Ide o prechodné typy medzi typom I, ktoré reprezentujú peridotity prostredia stredooceánskych chrbtov, a typom III, ktoré sa viažu na rané štádiá vzniku ostrovných oblúkov (Dick a Bullen, l. c.).

Na geotektonický význam detritických spinelov v minulosti poukázal Zimmerle (1984). Výrazný obsah Cr spinelov v sedimentoch môže signalizovať špecifické tektonické prostredie, začiatok tektonických procesov alebo postupujúcu denudáciu bázičských masívov.

Záver

Z protichodných predstáv o dvoch zdrojoch (resp. jednom zdroji a jeho mieste), ktoré dodávali ofiolitový detrit do kriedových klastík jednotiek centrálnych Západných Karpát a bradlového pásma, vyplynula potreba študovať

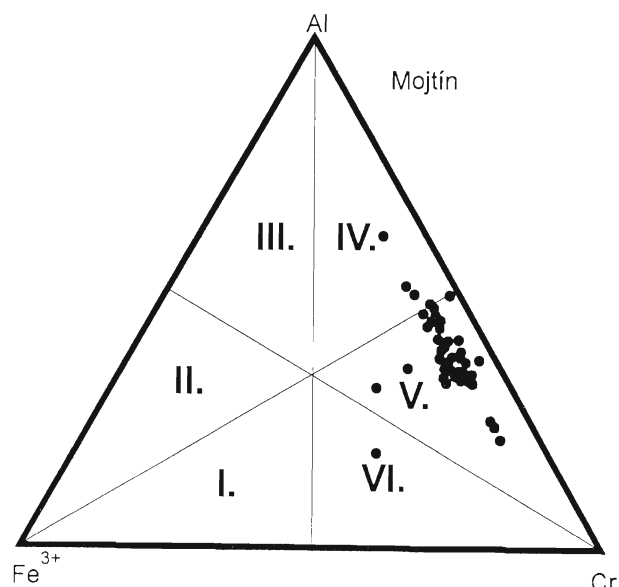


Obr. 3. Klasifikačný diagram spinelov kriedových sedimentov klapskej jednotky (podľa Stevensa, 1944). I – chrómmagnetit, II – aluminomagnetit, III – ferispinel, IV – chrómspinel, V – aluminochromit, VI – ferichromit.

Fig. 3. Classification diagram (after Stevens, 1944) of spinels from Cretaceous sediments of Klape Units. I – chrome magnetite, II – aluminomagnetite, III – ferispinel, IV – chrome spinel, V – aluminochromite, VI – ferichromite.

Tab. 5
 Percentuálne zastúpenie chrómspinelu, alumochromitu a ferichromitu v analyzovaných vzorkách na jednotlivých lokalitách
 Ratios of chrome spinel, alumochromite and ferichromite in the analysed samples at individual localities

Percentuálne zastúpenie						
Vek	Jednotka	Lokalita	Poč. analýz.	Chrómspinel	Alumochromit	Ferichromit
alb	tatrikum	Bystrička	53	3,8	96,2	0
alb	tatrikum	Čut. potok	58	15,5	84,5	0
alb	tatrikum	Podsuhá	35	18,6	81,4	0
alb	krížn. pr.	Boboty	48	18,8	81,2	0
alb	krížn. pr.	Homôľka	48	29,2	70,8	0
neokóm	krížn. pr.	Liet. Lúčka	50	8	92	0
neokóm	krížn. pr.	Oravice	44	11,4	88,6	0
neokóm	choč. pr.	Mojtín	50	8	90	2
alb	klap. j.	Plevník	60	13,3	86,6	0
cenom.	klap. j.	Orlové	45	17,8	82,2	0
apt (val.)	tatrikum	Čavoj	55	31	67	2
apt (val.)	klap. j.	Nosice	56	33,3	66,6	0
karn	choč. pr	3 lokality	30	3,3	93,3	3,3

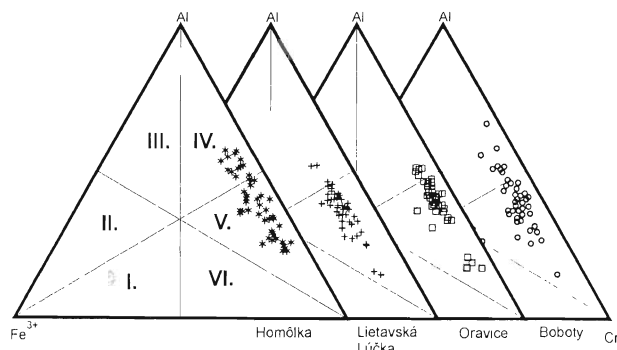


Obr. 4. Klasifikačný diagram spinelov z hoterivských sedimentov chočského príkrovu (symboly – pozri obr. 3).

Fig. 4. Classification diagram of spinels from Hauterivian sediments of Chočské nappe (symbols – see Fig. 3).

chemické zloženie detritických chrómspinelov ťažkej frakcie spodnokriedových a strednokriedových klastík týchto jednotiek. Začali sme analyzovať aj ťažké frakcie a Cr spinely v starších súvrstviach mezozoika – jury a triasu.

Analyzovalo sa 666 zrn chrómspinelov zo sedemnástich lokalít. Tri vzorky sú zo „schrambašských“ vrstiev (valangín, hoteriv) krížňanského a chočského príkrovu (Oravice, Boboty, Lietavská Lúčka, Mojtín), päť z porubského súvrstvia (alb – cenoman) tatrika (Bystrička, Podsuchá, Čutkov potok, Čavoj) a krížňanského príkrovu (Homôľka), tri z klapskej jednotky (alb – cenoman; Orlové, Plevník, Nosice), tri z vrstiev lunzského pieskovca choč-



Obr. 5. Klasifikačný diagram spinelov z kriedových sedimentov krížňanského príkrovu (symboly – pozri obr. 3).

Fig. 5. Classification diagram of spinels from Cretaceous sediments of Krížňa nappe (symbols – see Fig. 3).

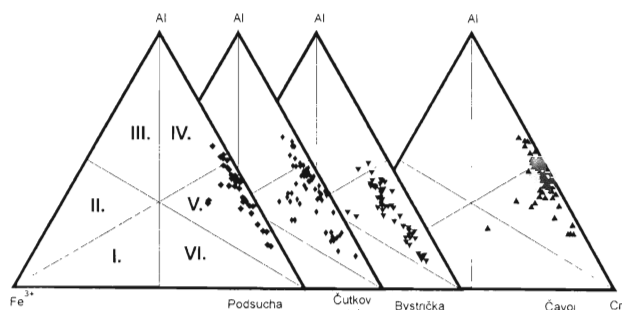
ského príkrovu (Dobrá Voda, Liptovská Osada, Podtureň), jedna z liasu klapskej jednotky (Klape) a jedna z krížňanského príkrovu (Mała Swinica); obr. 8.

Podľa zastúpenia minerálov v ťažkej frakcii kriedových sedimentov sme vyčlenili štyri asociácie ťažkých minerálov:

1. *zirkónovo-chrómspinelová* (pomer zastúpenia cca 2 : 1), charakteristickú pre porubské súvrstvie, 2. *chrómspinelová* (pomer k zirkónu cca 10 : 1), charakteristickú pre spodnokriedové turbidity, 3. *chrómspinelovo-zirkónová* (pomer cca 1 : 1), zastúpenú vo vrstvách orlovského pieskovca, a 4. *chrómspinelovo-granátová* (pomer 6 : 1 až 2 : 1,5), chmielovskú formáciu v czorsztynskej jednotke bradlového pásma.

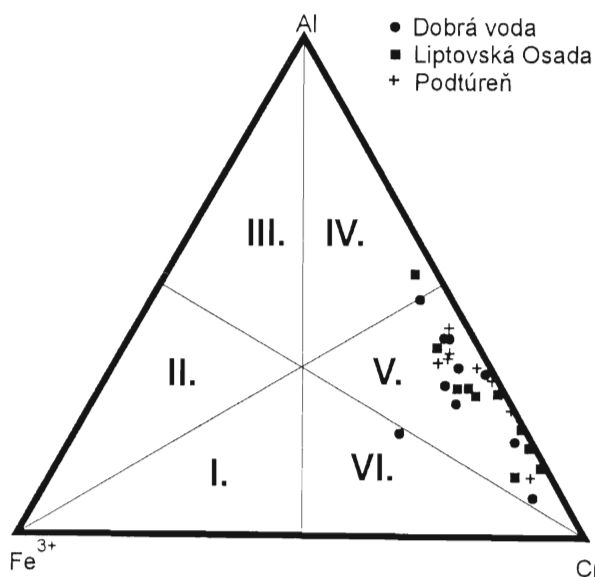
V sedimentoch triasu sme vyčlenili *zirkónovo-rutilovú* resp. *rutilovo-zirkónovú* asociáciu (tatrikum a fatrikum) a v lunzských vrstvách *hronika zirkónová*.

Geologické a sedimentologické poznatky nielen zo Západných Karpát, ale aj z Východných Álp vedú k predpokladu o jednom zdroji v externej pozícii (unterostalpin,



Obr. 6. Klasifikačný diagram spinelov z kriedových sedimentov tatrika (symboly – pozri obr. 3).

Fig. 6. Classification diagram of spinels from Cretaceous sediments of Tatrica (symbols – see Fig. 3).



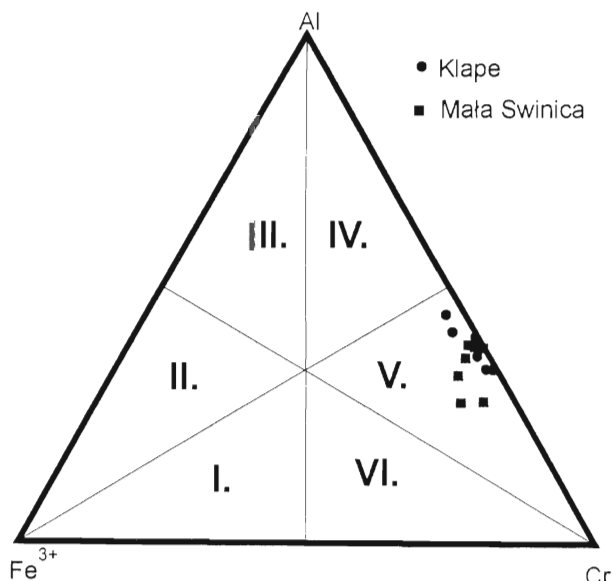
Obr. 7. Klasifikačný diagram spinelov z lunzských vrstiev chočského príkrovu (symboly – pozri obr. 3).

Fig. 7. Classification diagram of spinels from Lunz Formation (Carnian) of Choč nappe (symbols – see Fig. 3).

penninikum) a o druhom, internom (vardarská zóna podľa rakúskych autorov), ktorým by mohlo byť meliatikum, štrukturované už v najvrchnejšej jure (Hók et al., 1995). Variabilita v zložení Cr spinelov z rozličných jednotiek Západných Karpát však nie je natoľko výrazná, aby bolo možno podľa chemického zloženia potvrdiť provenienciu stanovenú na základe geologických kritérií.

Podľa výsledkov chemických analýz predpokladáme, že materskými horninami Cr spinelov v mezozoických sedimentoch Západných Karpát boli ofiolity typu II (pozri Dick a Bullen, 1984), ktoré by mali odrážať štádiá vývoja oceánskeho bazéna (otvorenie až zrelosť).

Výsledky nášho výskumu treba chápať ako predbežné. Spracovanie vzoriek a chemická analýza Cr spinelov v rozličných jednotkách kriedových, jurských a triasových súvrství vykazujú nízku variabilitu (polia sa do značnej miery prekrývajú). Podobné výsledky sú aj z Východných Álp (Pober a Faupl, 1988).



Obr. 8. Klasifikačný diagram spinelov z liasových piesčitých vápencov klapskej jednotky (bradlo Klappe) a z piesčitých vápencov rétu krížňanského príkrovu (Mała Swinica; symboly – pozri obr. 3).

Fig. 8. Classification diagram of spinels from Liassic sandy limestones of Klappe Unit (Klappe) and Rhaetian sandy limestones of Krížna nappe (Mała Swinica; symbols – see Fig. 3).

Podakovanie. Štúdiu je súčasťou grantovej úlohy VEGA 2/7091/2000 a 1/7293/2000. Analýza chrómspinelidov sa z väčšej časti financovala z projektu Geodynamický vývoj Západných Karpát – II. etapa.

Literatúra

- Árgyelán, B. G., 1992: Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous clastic formations of the Gerece Mountains, Hungary *Terra Nova abstr. Suppl.*, 4, 2, 3.
- Árgyelán, B. G., 1996: Geochemical investigations of detrital chrome spinels as a tool to detect an ophiolitic source area (Gerece Mts. Hungary). *Acta geol. hung.*, 39, 4, 341–368.
- Behrens, M., 1972: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in dem Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). *Jb. Geol. Bundesanst., B.-A.*, 116, 51–83.
- Császár, G. & Árgyelán, B. G., 1994: Stratigraphical and micromineralogical investigation of Lower Cretaceous sediments in Gerece Mts. Hungary. *Cret. Research*, 15, 417–434.
- Decker, K., Faupl, P. & Müller, A., 1983: Klastische Entwicklung im Neokom der Reichraminger Decke (Ennstal, O. Ö.) Vber 1982 Hochschulschwerprkt. S. 15, 135–143.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T., 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contr. Mineral. Petrology*, 86, 54–76.
- Faupl, P. & Pober, E., 1991: Zur Bedeutung detritischer Chromspinnelle in den Ostalpen: Ophiolitischer Detritus aus der Vardarsutur. *Jubiläumsschrift 20. Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*, 1, 133–143.
- Fejdi, P., 1982: Rtg mikroanalýza horninotvorných minerálov: možnosti stanovenia obsahu Fe^{2+} Fe^{3+} . *Mineralia Slov.*, 14, 145–154.
- Gaup, R., 1982: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol Vorarlberg). *Zitteliana*, 8, 33–72.
- Gaup, R., 1983: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in dem Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). *Zitteliana*, 10, 155–171.

- Gazdzicki, A., Michalík, J., Planderová, E. & Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic–Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 119–148.
- Hók, J., Kováč, P. & Rakús, M., 1995: Structural investigations of the Inner Carpathians – results and interpretations. *Mineralia Slov.*, 27, 4, 231–235.
- Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: J. Vozár (Ed.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, GÚDS, 175–187.
- Jablonský, J., 1986: Sedimentologické štúdium porubského súvrstvia (alb – cenoman) tatrika a zliechovskej sekvencie. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Katedry geológie a paleontológie PríF UK, Bratislava*, 211.
- Jablonský, J., 1992: Rossfeld Formation in Krížna and Choč nappes, Western Carpathians. *Terra Nova abstr. Suppl.*, 4, 2, 37.
- Jablonský, J., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1995: Zdroje, mechanizmy, smery transportu a progradácia nástupu predkompresnej flyšovej sedimentácie (rossfeldské a porubské súvrstvie). Ročná správa, úloha 3.1.5. Geodynamický vývoj ZK, II etapa. *Manuskript – archív Katedry geológie a paleontológie PríF UK, Bratislava*, 18.
- Jablonský, J., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1996: Zdroje, mechanizmy, smery transportu a progradácia nástupu predkompresnej flyšovej sedimentácie (rossfeldské a porubské súvrstvie). Ročná správa, úloha 3.1.5. Geodynamický vývoj ZK, II etapa. *Manuskript – archív Katedry geológie a paleontológie PríF UK, Bratislava*, 10.
- Marschalko, R., 1976: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyša bradlového pásma. *Bratislava, Veda*, 137.
- Marschalko, R. & Pulec, M., 1967: Sedimentology of the Lunz Beds. *Geol. Sbor.*, XVIII, 2, 331–344.
- Michalík, J., Planderová, E. & Sýkora, M., 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 2, 299–318.
- Michalík, J., Broska, I., Franců, J., Jendrejčáková, O., Kochanová, M., Lintnerová, O., Masaryk, P., Planderová, E., Šucha, V. & Zatkalíková, V., 1992: Štruktúry vrt Dobrá Voda DV-1 (1140,8 m). (Dobrá Voda – konča skaliek) v Brezovských Karpatoch. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 3–139.
- Mišík, M., 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. In: M. Mahel & P. Reichwalder (Eds.): *Československá geológia a globálna tektonika*, 28–36.
- Mišík, M., 1979: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. From Czechoslovak geology and global tectonics (M. Mahel & P. Reichwalder, eds.). *Bratislava, Veda*, 89–101.
- Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. & Sýkora, M., 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia Slov.*, 42, 2, 101–112.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischen Material im dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tectonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 37, 5–55.
- Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonatických hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a Manínskej jednotky (Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Gerölen karbonatischer Gesteine kretatischen Konglomerate der Klippenzone und der Manín Einheit). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 7, 7–111.
- Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991a: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians. Material from Neopieninic Exotic Ridge. *Acta geol. geogr., Univ. Comen., Geol.*, 46, 9–101.
- Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1991b: Strihovce Conglomerates and South–Magura Exotic Ridge (West Carpathians). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 14, 7–72.
- Oberhauser, R., 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundesanst., B.–A.*, 111, Heft 2, 115–149.
- Plašienka, D., 1995: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.. Implications for the position of the Klappe and related units in Western Slovakia. *Geol. Carpath.*, 42, 2, 101–112.
- Pober, E. & Faupl, P., 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Geol. Rdsch.*, 77, 671–670.
- Samuel, O., Bujnovský, A. & Snopková, P., 1991: Litostratigrafické vyhodnotenie mezozoika zo štruktúrnych vrstov Závod – 78. 88. 89 a Studienka – 95 (Viedenská panva). *Geol. Práce, Spr.*, 41–53.
- Starobová, M., 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnútorného bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš.*, 63, 47–52.
- Sýkora, M., 1986: Sedimenty rozhrania triasu a jury vo vybraných lokalitách krížňanského príkrovu Vysokých Tatier [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Katedry geológie a paleontológie PríF UK, Bratislava*, 148.
- Sýkora, M., Halásová, E. & Boorová, D., 1997: Blue amphiboles and microfossils from the Mesozoic Basement of the Vienna Basin (borehole Smolinské 27), Slovakia. *Mineralia Slov.*, 29, 227–233.
- Sztanó, O., 1990: Submarine fan–channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 7, 431–446.
- Stevens, R. E., 1944: Composition of some chromites of the Western Hemisphere. *Amer. Mineralogist*, 29, 1–34.
- Wagreich, M., Faupl, P. & Schlaginweit, F., 1995: Heavy minerals from Urgonian limestone pebbles of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria): Further evidence for an Intra–Austroalpine suture zone. *Geol. Carpath.*, 46, 4, 197–204.
- Zimmerle, W., 1984: The geotectonic significance of detrital brown spinel in sediments. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 56, 337–360.

Detritic Cr-spinels in Mesozoic sedimentary rocks of the Western Carpathians (overview of the latest knowledge)

More than 600 grains of detrital chromium spinels from Mesozoic sediments of various Western Carpathian units were analysed. The samples came from 12 sites of Lower and Middle Cretaceous of Tatricum (Bystrička, Čutkov potok, Podsuchá), Fatricum (Lietavská Lúčka, Oravice, Homôľka, Boboty), Hronicum (Mojtín), Klappe Unit (Plevník, Orlové), including two pebbles of Urgonian Limestones from exotic conglomerates (Tatricum – Čavoj and Klappe Unit – Nosice). For comparison, some analyses of chromium spinels coming from three localities of Lunz Formation of Hronicum (Podtureň, Dobrá Voda, Liptovská Osada), as well as Liassic crinoidal limestones of Klappe Klippe and Rhaetian Fatra Formation of Krížna nappe (Mala Swinica) were carried out.

Percentual evaluation of heavy mineral assemblages

Heavy mineral analysis of Lower to Middle Cretaceous sediments revealed two or three principal assemblages: 1. zircon–Cr-spinel assemblage ($\pm$ rutile, apatite, tourmaline), 2. Cr-spinel ($\pm$ zircon, rutile) and 3. Cr-spinel–zircon ($\pm$ rutile, apatite and tourmaline).

The zircon–Cr-spinel assemblage is represented by localities Podsuchá, Čutkov potok, Bystrička and Homôľka (Tab. 1). The samples represent turbiditic sandstones of Poruba Formation (Albian–Cenomanian) of Tatricum and Fatricum (Zliechov Development). The paleotransport directions from W (WSW) to E (ENE) in Poruba Formation of Strážovské vrchy Mts. (Jablonský, 1978) that are consistent with changes of turbidite facies

from proximal to distal, would indicate a source area located externally from the Central Western Carpathians.

The Cr-spinel assemblage is represented by Oravice, Lietavská Lúčka and Mojšín localities. The assemblage occurs in Lower Cretaceous clastics (Valanginian-Hauterivian) of the Central Western Carpathians. A high percentage of Cr-spinels, paleotransport directions (orientation of detrital grains) from SE to NW measured in Valanginian sandstones of Krížna nappe (Oravice) and abundance of Cr-spinels in Lower to Middle Cretaceous successions of Gerecse Mts. (Császár and Árgyelán, 1994) led to the opinion of Jablonský (1992) about the southern provenance of the ophiolitic detritus in Fatric and Hronic units.

The Cr-spinel–zircon assemblage was found only in Orlové Locality (Tab. 1) where these two minerals are in proportion 1 : 1. This indicates that this assemblage is between the both previous assemblages, perhaps closer to the zircon–Cr-spinel assemblage. In the underlying Albian flysch of this unit (Klape Unit) Marschalko (1986) measured paleotransport directions from E and SE, higher (in more distal slices) turning to SW. Hence, the material was derived from inner zones of the Carpathian realm, most probably from classical Andrusov Ridge located south of Pieninic and north of Tatric zone at that time.

The proportion of Cr-spinels appears to be a function of time. Higher percentages (up to 80 %) are in the Lower Cretaceous sequences (Valanginian, Hauterivian), whereas the 1st and 3rd assemblages occurred in Middle Cretaceous sediments. This may indicate a “dilution” of ophiolite detritus by progressing erosion and uncovering of deeper parts of the source areas.

Another important assemblage: Cr-spinel–garnet was recently found in Albian sediments of Czorsztyn Unit at six sites (Tab. 2): Vršátek, Horné Srnie Quarry, Lednica Castle Klippe, Jarabina Quarry and Kamenica Klippe. Through no chemical analyses have been made yet from the Cr-spinels of these localities, their presence (mostly over 50 %) in Czorsztyn Unit represents revolutionary fact that offers new view on the paleogeography of the Pieniny Klippen Belt and the Western Carpathians as a whole. At least, the simplified models placing the ophiolitic source exclusively to the south of the Central Western Carpathians and transporting the ophiolite detritus-bearing sediments only through the Krížna nappe seem to be erroneous in the light of the new data.

Besides analyses of Cretaceous sediments, some sites of Upper Triassic detritic sediments were studied too. However, the percentages of heavy minerals in these sediments are different. The only known Cr-spinel occurrence in Upper Triassic sediments of Tatricum is Červený Úplaz in Tichá dolina valley in Western Tatra Mts. (Sýkora in Michalík et al., 1976). The spinels have been identified in thin-sections in fine- to coarse-grained laminated sandstones of Tomanová Formation (Rhaetian). The percentual evaluation of heavy mineral assemblage is in Tab. 3. Chemical analyses of spinels have not been done yet. Similarly as in Tatricum, presence of Cr-spinels was ascertained also in Krížna nappe of the same mountains (Sýkora, 1986). They occur in calcareous sandstones to sandy limestones of Fatra Formation (Rhaetian). Heavy mineral assemblages from the localities Štefanský žľab, south of Plesnivec Cottage (Belianske Tatry Mts. – Havran Unit), Mała Swinica (Polish part of West Tatra Mts.) and Furkaška locality. Except the Mała Swinica locality, chemical analyses have not been done yet. In the Tatric and Fatric Rhaetian formations, zircon–rutile to rutile–zircon

assemblages are predominant. The Cr-spinel ratios reach up to 9–15.8 % (Tab. 3).

The oldest known Mesozoic stratigraphic horizon with Cr-spinels in Western Carpathians is Lunz Formation of Choč nappe (Hronicum). Its deposition took place in Julian to Tuvalian. Presence of the Cr-spinels was ascertained in Dobrá Voda Borehole (Broska in Michalík et al., 1992). Spinels were found also in Lunz Formation underlying the Neogene sediments of the Vienna Basin (Samuel et al., 1991). The formation consists of claystones, siltstones and sandstones (lithic to feldspathic greywackes (Michalík et al., 1992) to subarcoses and arcoses (Marschalko and Pulec, 1967). Heavy minerals from sandstones of Dobrá Voda Borehole (DV-1), Šípkov, Mitice, Liptovská Osada, Nemecká, road above Huty, Podtureň and Liptovský Hrádok localities were analysed. From Dobrá Voda, Liptovská Osada and Podtureň, chemism of Cr-spinels has been measured (30 grains). All the examined samples were dominated by zircon (zircon province). The Cr-spinel percentages ranged from 2.8 to 35.7 % (Tab. 3).

Chemical evaluation of spinels

For evaluation of chemical analyses, spinel classification diagram of Stevens (1944) was used. The data showed that apart from three exceptions, all the measured grains were concentrated in the fields IV and V corresponding to chrome spinels to aluminomagnesites (see Tab. 5). It is noteworthy that the distribution between the fields IV and V was different for the spinels coming from the sandstones and from the exotic carbonate pebbles (Figs. 3–7).

Contour diagrams show that the proportions of trivalent cations are similar in all the examined samples. They differ mostly in their distribution from linear distribution, e. g. Nosice – I u. Lunz Formation samples (Fig. 2a, 2e) to more isometric one, e. g. Čutkov Potok (Fig. 2d) and Boboty (Fig. 2c). The common feature of all samples of Poruba Formation is relatively regular planar distribution of points forming a markedly vertically elongated field (wider variability of Al and Cr). The field of Bystrička (Fig. 2d), however, is shifted closer to Cr axis (Cr# in the range of 0.87–0.46), whereas Homôľka sample (Fig. 2c) was richer in Al (Cr# in the range of 0.76–0.38). The analyses from Lower Cretaceous turbidites from Mojšín (Fig. 2b), Lietavská Lúčka and Oravice (both Fig. 2c) are more concentrated around certain centers, i. e. Al contents is less variable. Lietavská Lúčka sample is richer in Mg and poorer in Fe²⁺. The sample from Orlové (Cenomanian of Klape Unit – Fig. 2a) has transitional position between Poruba Formation samples and Lower Cretaceous turbidites in all observed aspects (more regular distribution, moderately expressed maximum, relatively high variability of Cr). In this sample, three grains have Cr# less than 0.4 which indicates their source from lherzolites.

Common feature of all localities is negative dependence between Mg# and Cr#. This typical dependence is also evident in the results from the Eastern Alps and Gerecse Mts. (Pober and Faupl, 1988; Árgyelán, 1996). However, if compared with the Alpine localities, our samples show a relative shift in the diagrams because of lesser amount of Fe²⁺. Nevertheless, the ranges of values and trends of their changes are similar to the published data.

Comparison of our contour diagrams and the ophiolite types according to Dick and Bullen (1984) displayed that most of the studied samples falls into the field of type II ophiolites (Fig. 1b). They are transitional types between the

type I representing mid-oceanic ridge environments and type III related to early stages of volcanic arc evolution (Dick and Bullen, l. c.). Geotectonic importance of detritic spinels was already emphasized by Zimmerle (1984). Considerable amount of Cr-spinels can point to specific tectonic environment, to beginning of tectonic processes or to progressing denudation of former oceanic basins.

Hypothetic source areas

Geological and sedimentological data from the Alps and Western Carpathians led to the opinion about two sources of detritic spinels: an external source (Penninic), providing detritic material to Lower Austroalpine domains and the internal one Vardar Suture (according to Austrian authors) or Meliaticum

(according to Slovak authors) which was tectonized already in latest Jurassic (Hók et al., 1995).

On the basis of chemical analyses we suppose that the source rocks of Cr-spinels were type II ophiolites (Dick and Bullen, 1984) which should reflect individual stages of evolution of an oceanic basin from opening to mature stages of spreading. The results presented herein are still preliminary and require further interpretation and comparison with the neighbouring areas. The chemical composition of Cr-spinels displays low variability and large overlaps between the individual fields. Similar results were presented from the eastern Alps (Pober and Faupl, 1988). The variability in Cr-spinel chemical compositions from various units of Western Carpathians do not display so different trends that would allow to distinguish the same provenances which were estimated on the basis of geological criteria.

Cr spinely zo serpentinitických pieskopcov šambronskej zóny

JÁN SPIŠIAK, JÁN SOTÁK, ADRIÁN BIROŇ a TOMÁŠ MIKUŠ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 18. 10. 2001)

Cr-spinels from serpentinitic sandstone of the Šambron Zone (Eastern Slovakia)

Three types of spinels, differing with optical properties and chemical composition, were found in bodies of serpentinitic sandstone of the Šambron Zone. Their main differences are in contents of Al, Cr, Mg and Fe. We suppose their transport to sediments from two differing proveniences.

Key words: Šambron Zone, serpentinitic sandstone, Cr-spinels

Úvod

Sedimentárne horniny s obsahom Cr spinelového detritu sú známe z rôznych sérií a ich genéza sa najčastejšie spája s dezintegráciou ofiolitových sekvencií. Reziduálny detrit ofiolitov bol opísaný napr. z pieskovcových telies rossfeldskej a gossauskej formácie Východných Álp (Dietrich a Franz, 1976; Pober a Faupl, 1988; Wagneich, 1993). V tomto prípade autori predpokladali, že ide o zvyšky recyklovaného materiálu starších sutúrnych zón. Sedimenty s ofiolitovým detritom majú spravidla úzku väzbu na geotektonické rozhrania typu okrajov kontinentov, resp. sa viažu na subdukčné zóny, a tak poskytujú dôležité informácie o geotektonickom postavení komplexov, v ktorých vystupujú. Zo Západných Karpát sa opísali útvary serpentinitického pieskovca zo šambronskej zóny (Soták a Bebej, 1996). Cr spinelový detrit sa zistil aj v kriedových súvrstviach príkrovových jednotiek a bradlového pásma (Mišík et al., 1980; Jablonský et al., in press) a vo vonkajších flyšových jednotkách (Starobová, 1963; Križani, 1985; Winkler a Slaczka, 1992).

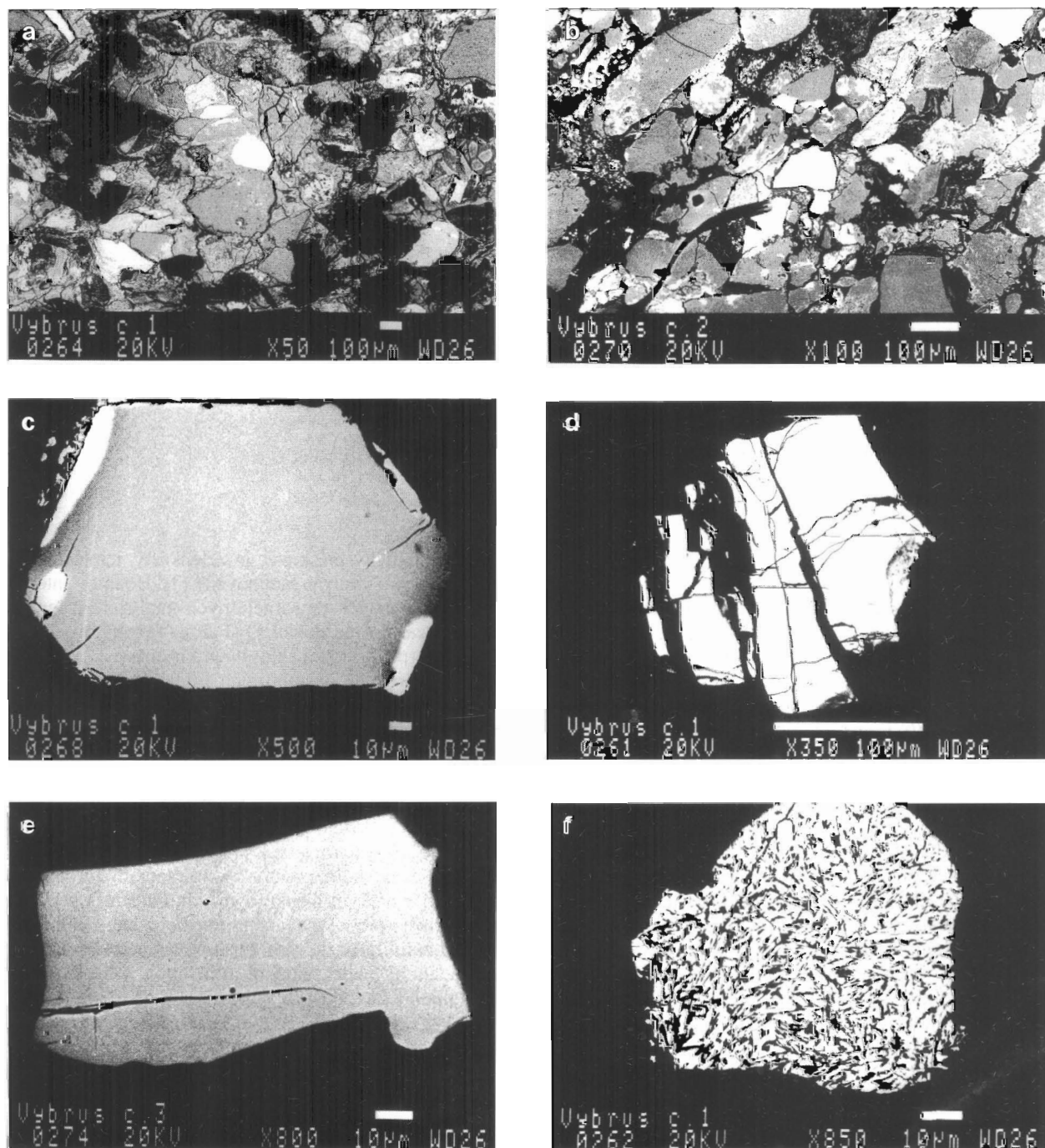
Geológia

Šambronská zóna zaberá severný okraj Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny pri rozhraní centrálnokarpatského paleogénu a bradlového pásma a tvoria ju flyšové sekvencie s intraformačnými zlepenkami a s bazálnym súvrstvom numulitového vápenca (Leško et al., 1983). Flyšové sedimenty zóny sú zvrásnené a postihnuté výraznou transpresnou deformáciou (Plašienka et al., 1998). Serpentinitické pieskovce tejto zóny boli opísané od Kamenice (Soták a Bebej, 1996), kde vystupujú v sekvencii tenkorytmického flyšu typu „zebra“. Súvrstvie je vrchno-oligocénneho veku s rozpätím zón NP 24 – NP 25 (Soták a Bebej, l. c.).

Serpentinitický pieskovec je zelenkastý, jemnozrnný až strednozrnný a výrazne laminovaný (Td Boumov interval). Podľa podrobných petrofaciálnych analýz je priemerné modálne zastúpenie zložiek $Q_{25}F_8L_{67}$. Vysoký obsah detritických serpentinitov a sklovitých klastov ($L_v = 62\%$) sa odráža v prevahe nestabilných litických komponentov. Intersticiálny materiál pieskovcových telies zodpovedá hlavne pseudomatrixu (generovanému najmä rozkladom litických zŕn). Pri diagenéze sa pieskovec rekrystalizoval a vznikli trioktaédrické fylosilikáty (Biroň et al., 1999). Vysoký obsah serpentinitových klastov sa odráža aj v chemickom zložení pieskovcových telies (vysoký obsah MgO ; tab. 1). Zachovanie krehkých klastov serpentinitov poukazuje na sedimentáciu zo zriedených turbiditných suspenzií s nízkym disperzným tlakom zŕn. Výskyt serpentinitického pieskovca v šambronskej zóne dokumentuje vysokú aktivitu bázičných zdrojov. Spinely a leukoxény prevládajú aj medzi ťažkými minerálmi. Minerály supra-krustálneho pôvodu (napr. granát) v asociácii chýbajú úplne.

Tab. 1
Chemické zloženie pieskopcov
Chemical composition of sandstones

Vzorka	258/V	K-1	255/11	256/TM1
SiO ₂	56,42	59,65	49,50	47,70
TiO ₂	0,40	0,37	0,61	0,53
Al ₂ O ₃	7,08	7,83	7,72	10,62
Fe ₂ O _{3tot}	4,39	3,74	4,51	6,42
MnO	0,05	0,04	0,03	0,02
MgO	11,98	8,40	14,47	16,68
CaO	6,32	5,98	7,65	3,69
Na ₂ O	0,01	0,04	0,69	0,01
K ₂ O	1,23	2,10	1,22	1,45
Σ	87,88	88,15	86,40	87,12



Obr. 1. a, b – Štruktúra študovaných vzoriek pieskovca (biele zrná Cr spinelov). c – Zrno Cr spinelu 1. typu, svetlý lem – Cr magnetit. d – rozpukané zrno Cr spinelu – 1. typ. e – Zrno Cr spinelu – 2. typ. f – zrno Cr spinelu – 3. typu.

Fig. 1. a, b – Structure of studied sandstone samples (white grains represent Cr-spinels). c – Cr-spinel grain of the 1st type, white rim – Cr-magnetite. d – Crushed Cr-spinel grain – 1st type. e – Cr-spinel grain - 2nd type. f – Cr-spinel grain – 3rd type.

Mineralógia

Študovali sme okolo 20 vzoriek pieskovca a detailne skúmali distribúciu a zloženie Cr spinelov v štyroch vzorkách (leštené výbrusy). Spinely sa analyzovali za štandardných podmienok na elektrónovom mikroanaly-

zátore JEOL Superprobe 733 (GÚDŠ Bratislava, analytik F. Caňo) a kryštalochemické vzorce minerálov sa prepočítali pomocou programu MINFILE a KCHVZ.

Cr spinely v serpentinitických pieskovcových útvaroch vystupujú v podobe nezonálnych subhedralných zŕn. Spinelový detrit je distribuovaný nerovnomerne (obr. 1a, 1b).

Zrná Cr spinelov sa v serpentinitových klastoch vyskytujú iba zriedka, sú väčšinou samostatné a bez zjavnej väzby na klasty. Okrem spinelov je z ťažkých minerálov zastúpený aj rutil, ilmenit a Fe oxidy.

Zrná Cr spinelov všetkých študovaných vzoriek boli podobného charakteru, často kataklázované (obr. 1d), na okrajoch zriedka s chrómmagnetitovým lemom alebo s uzavreninami pyritu v Cr spineloch (obr. 1c). Podľa optických vlastností sa vyčlenili tri typy Cr spinelov.

– Prvý typ hnedočervene presvitá pri prechádzajúcom svetle, je slabo kataklázovaný, slabo zonálny, zriedka aj s lemom Cr magnetitu. Vo výbrusoch býva zastúpený v prevažnom množstve.

– Druhý typ tvoria hnedočierne (pri prechádzajúcom svetle) až nepriehľadné, takmer nekataklázované zrná (obr. 1e) homogénneho zloženia. Je zriedkavejší ako 1. typ (pomer cca 6–8:1).

– Tretí typ tvoria nepriehľadné, v detaile nehomogénne zrná so štruktúrou podobnou mirmekitickéj (obr. 1f). Je to veľmi zriedkavý typ.

Geochemia

Cr spinel patrí medzi najdôležitejšie petrogenetické indikátory ultramafických a mafických hornín, lebo má viac katiónov, ktorých vzájomný pomer sa môže meniť v závislosti od fyzikálnochemických podmienok ich vzniku (napr. Irvin, 1965, 1967). Vyčlenené typy spinelov sa odlišujú aj chemickým zložením (tab. 2a, 2b). Spinely 3. typu majú podobné chemické zloženie ako spinely 2. typu a možno ich pokladať za ich alterovaný ekvivalent. O vyššom stupni alterácie svedčí vysoký obsah trojmocného Fe

a rast obsahu Fe na úkor Cr, čo je typický znak alterácie Cr spinelov. Veľmi dobrým znakom alterácie je aj vysoký obsah MnO a ZnO. Spinely 1. typu majú vyšší obsah Al_2O_3 , MgO, príp. MnO, resp. znížený obsah Cr_2O_3 , Fe_{total} ako spinely 2. typu. Obsah ostatných prvkov nie je veľmi odlišný. Výskyt dvoch typov spinelov signalizujú aj histogramy distribúcie základných prvkov v študovaných spineloch (obr. 2a, 2b). Na ich klasifikáciu sme použili Stevensov diagram (1944) a podľa klasifikácie toho istého autora (l. c.) študované spinely zodpovedajú dvom základným skupinám (obr. 3a): Cr spinelom a aluminomchromitom. Na diagrame tvoria dve relatívne samostatné polia. Okrem toho sa alterované okraje zrná spinely 3. typu posúvajú smerom k vyššiemu obsahu Fe^{3+} . Rozdiely v zložení Cr spinelov pravdepodobne odrážajú odlišné zloženie primárnych hornín resp. nasledujúce metamorfoalteračné procesy (okraje spinelov). Pre všetky analyzované spinely je charakteristický vysoký obsah Cr a nízky Ti.

Na základe rozličných diskriminačných diagramov sme sa pokúsili určiť genézu Cr spinelov a definovať rozdiely v ich zložení. Na identickom ternárnom diagrame (obr. 3b) ležia spinely 1. typu v poli spinelov z reziduálnych peridotitov ofiolitových komplexov. Spinely 2. a 3. typu ležia na priesečníku polí spinelov z reziduálnych peridotitov a ultrabazitov stratiformných komplexov. Závislosť obsahu Mg, Fe^{2+} , Cr a Al v spineloch od ich genézy resp. primárnych hornín použili rozliční autori na diskrimináciu spinelov. Na diskriminačnom diagrame (obr. 4a) ležia spinely 1. typu na hranici polí lherzolitov a harzburgitov, ale spinely 2. typu v poli harzburgitov, a sú posunuté v smere vyššieho pomeru $\text{Cr}(\text{Cr}+\text{Al})$. Spinely 3. typu

Tab. 2a
Vybrané analýzy Cr spinelov
Selected analyses of Cr-spinels

Typ Číslo Č. vz.	1 2/2	1 4/7	1 4/8	1 7/13	1 7/14	1 9/18	1 13/24	1 14/25	1 16/28
TiO ₂	0.16	0.11	0.05	0.01	0.02	0.08	0.07	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	32.24	37.80	37.82	33.93	34.10	27.35	29.50	35.34	28.71
Cr ₂ O ₃	35.38	30.70	30.28	35.59	34.74	41.08	39.29	34.05	40.81
Fe ₂ O ₃ *	3.64	1.55	2.35	1.39	1.81	2.31	2.43	1.88	2.51
FeO	13.58	13.47	13.16	12.75	12.16	14.12	13.35	11.86	12.80
MnO	0.27	0.26	0.17	0.21	0.19	0.32	0.31	0.30	0.38
MgO	15.40	15.87	16.10	15.94	16.21	14.22	15.10	16.74	15.46
ZnO	0.07	0.02	0.09	0.00	0.06	0.09	0.00	0.00	0.01
TOTAL	100.75	99.77	100.03	99.82	99.29	99.57	100.04	100.26	100.74
Vzorec vypočítaný na 4 O									
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.10	1.27	1.27	1.16	1.16	0.97	1.03	1.19	0.99
Cr	0.81	0.69	0.68	0.81	0.80	0.98	0.92	0.77	0.95
Fe ³⁺	0.08	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06
Fe ²⁺	0.33	0.32	0.31	0.31	0.29	0.35	0.33	0.28	0.31
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.67	0.67	0.68	0.69	0.70	0.64	0.66	0.71	0.68
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Fe₂O₃* vypočítané zo štruktúrneho vzorca/Fe₂O₃* is calculated from stoichiometric formula

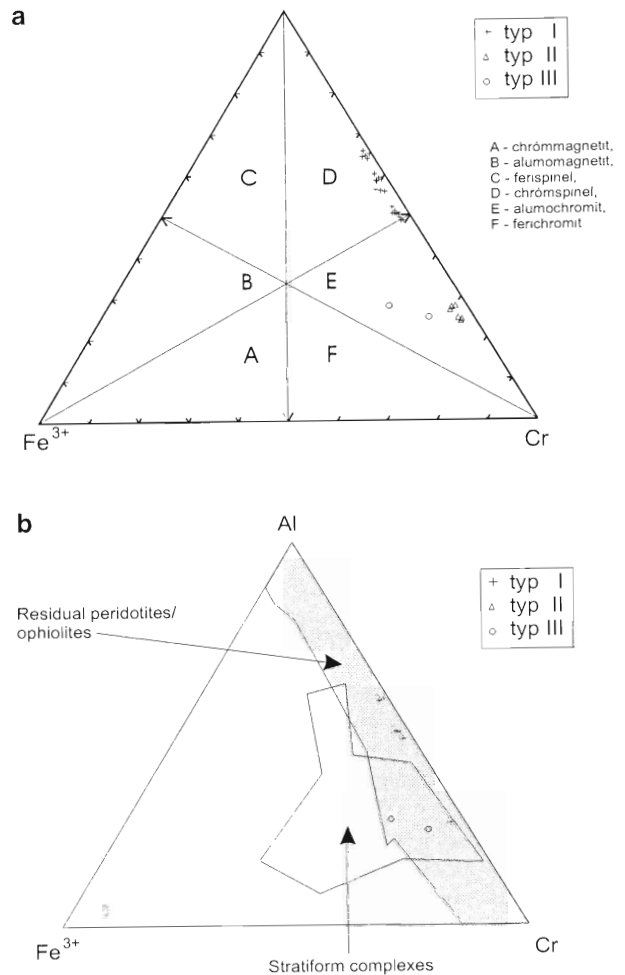
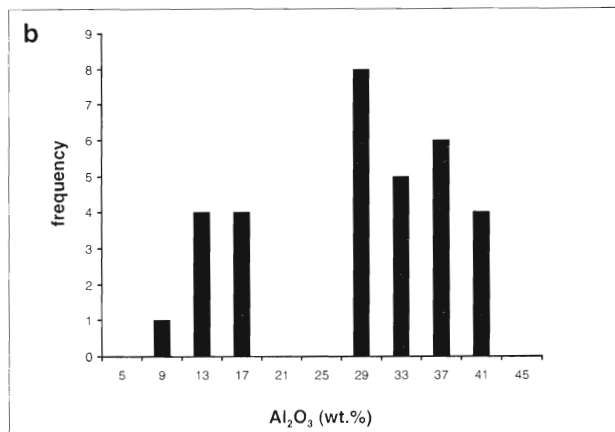
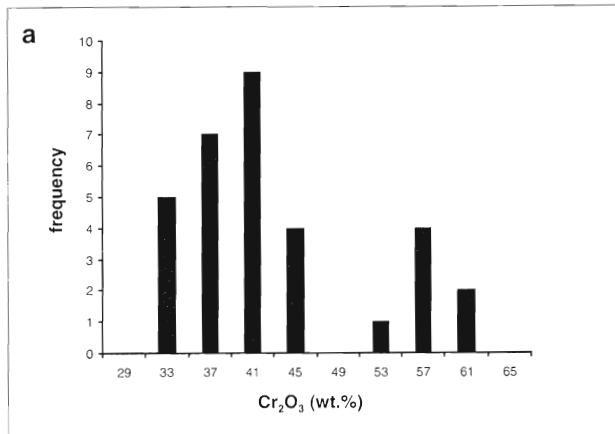
Tab. 2b
Vybrané analýzy Cr spinelov
Selected analyses of Cr-spinels

Typ	II	II	II	II	III	III
Číslo	1	2	3	4	5	6
Č. vz.	11/20	11/21	17/29	17/31	5/10	5/11
TiO ₂	0,14	0,09	0,10	0,12	0,12	0,19
Al ₂ O ₃	12,48	12,87	13,66	13,90	12,22	13,66
Cr ₂ O ₃	57,65	57,29	53,92	54,33	49,66	42,86
Fe ₂ O ₃ *	2,47	2,80	3,03	2,67	7,00	12,02
FeO	14,80	14,50	17,10	17,52	26,20	19,35
MnO	0,48	0,44	0,36	0,40	0,59	0,75
MgO	12,36	12,61	10,70	10,50	4,61	8,36
ZnO	0,10	0,17	0,13	0,29	0,49	0,70
TOTAL	100,48	100,77	99,00	99,73	100,89	97,89

Vzorec vypočítaný na 4 O

Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,47	0,48	0,53	0,53	0,49	0,54
Cr	1,46	1,44	1,39	1,40	1,33	1,14
Fe ³⁺	0,06	0,07	0,07	0,07	0,18	0,31
Fe ²⁺	0,40	0,39	0,47	0,48	0,74	0,55
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	0,59	0,60	0,52	0,51	0,23	0,42
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02

Fe₂O₃* vypočítané zo štruktúrneho vzorca/Fe₂O₃* is calculated from stoichiometric formula.



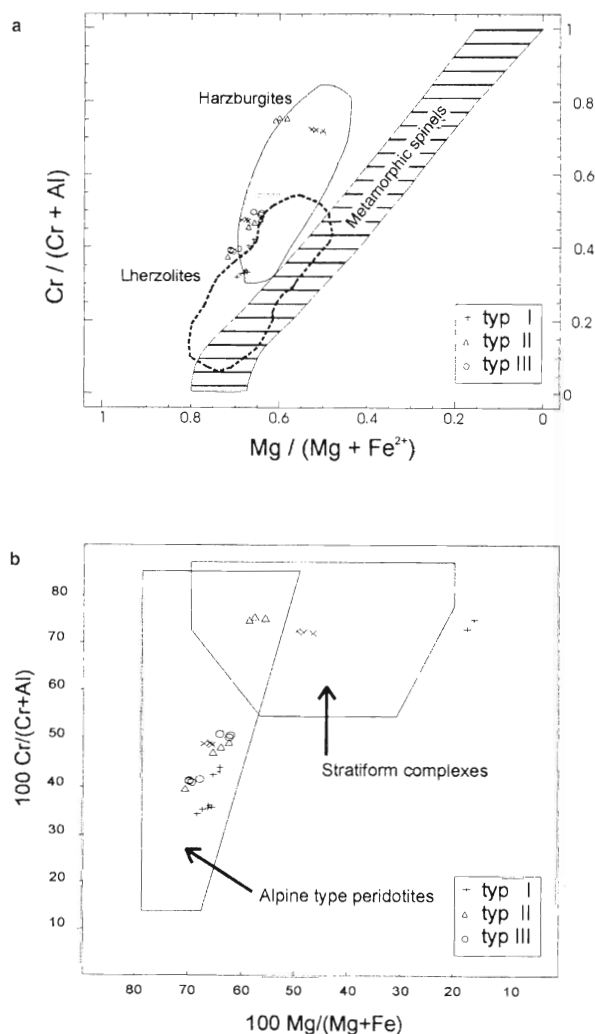
Obr. 3. a – Klasifikačný diagram spinelov (polia vyčlenené podľa Stevensa, 1944). b – Ternárny diagram spinelov (polia vyčlenené podľa Jana a Windleyho, 1990).

Fig. 3. a – Classification diagram of spinels (fields are divided according to Stevens, 1944). b – Ternary diagram of spinels (fields are divided according to Jan and Windley, 1990).

sú v poli metamorfných spinelov. V podobnom diagrame (obr. 4b) ležia spinely 1. typu v poli spinelov z alpinotypných peridotitov, spinely 2. typu v poli spinelov zo stratiformných komplexov, ale na hranici resp. blízko hranice pola alpinotypných ultrabazitov. Spinely 3. typu sú posunuté v smere nízkeho pomeru Mg/(Mg+Fe) a ležia mimo pola spinelov zo stratiformných komplexov. Napriek tomu, že v poslednom čase boli publikované štúdie (napr. Power et al., 2003) prehodnocujúce možnosti simplifikovaných kritérií, ktoré používajú niektorí autori (napr. Pober a Faupl, 1988) na zisťovanie závislosti zloženia Cr spinelov a geotektonické interpretácie, predpokladáme, že výrazné rozdiely v chemickom zložení možno využiť na definovanie odlišných zdrojov.

Obr. 2. a – Histogram distribúcie Cr₂O₃ v študovaných spineloch. b – Histogram distribúcie Al₂O₃ v študovaných spineloch.

Fig. 2. a – Histogram of Cr₂O₃ distribution in studied spinels. b – Histogram Al₂O₃ distribution in studied spinels.



Obr. 4. a – Diskriminačný diagram spinelov (polia vyčlenené podľa Pobera a Faupla (1988). b – Diskriminačný diagram spinelov (polia vyčlenené podľa Irvina, 1967, a Dick a Bullena, 1984).

Fig. 4. a – Discrimination diagram of spinels (fields are divided according to Pober and Faupl (1988). b – Discrimination diagram of spinels (fields are divided according to the Irvin, 1967, and Dick and Bullen, 1984).

Diskusia a záver

– Podľa optických vlastností a chemického zloženia vyčleňujeme tri typy spinelov. Spinely 1. typu majú pri predchádzajúcom svetle hnedočervenú farbu a vyšší obsah Al_2O_3 , MgO alebo MnO , resp. nižší obsah Cr_2O_3 , Fe_{total} ako spinely 2. typu. Spinely 2. typu sú v predchádzajúcom svetle hnedočierne (lokálne až nepriehľadné). 3. typ tvoria nepriehľadné, v detaile nehomogénne zrná (simplektitická štruktúra). 3. typ je veľmi zriedkavý.

– Podľa geochemických kritérií a rozličných diskriminačných diagramov zodpovedá 1. typ spinelom z alpino-typných ultrabazitov, resp. podľa klasifikácie spinelov zo severných vápencových Álp (Pober a Faupl, 1988) majú lherzolitovú afinitu (derivovali sa asi z penninského

oceána). 2. typ má vyšší obsah Cr_2O_3 a podobné zloženie ako vysokochrómové spinely z peridotitov ofiolitových komplexov, resp. zodpovedá spinelom stratiformných komplexov. Na základe klasifikácie Pobera a Faupla (l. c.) spinely zodpovedajú harzburgitovým typom. 3. typ sa chemickým zložením podobá 2. typu. Podľa chemického zloženia a štruktúry mohlo pôvodne ísť o simplektitické prerastanie spinelov so silikátovými minerálmi, najpravdepodobnejšie s olivínom. Pri alterácii olivínu (serpentinizácii) sa čiastočne zmenilo aj zloženie Cr spinelov (zvýšený obsah Mn a Zn).

– Z porovnaní skladby študovaných spinelov so základnými typmi západokarpatských spinelov (Hovorka et al., 1985; Soták et al., 1991; Spišiak et al., 2000, a i.) vychodí, že pri spineloch 1. skupiny sú v chemickom zložení jednotlivých zŕn dosť veľké rozdiely. Skladbou sa podobajú spinelom z ultrabázického telesa zo Zbudze alebo z ultrabázických konglomerátov pri Merníku. Spinely s vyšším obsahom Cr (typ II) majú ekvivalent v spineloch z telies ultrabazitov v triase gemerika (Dobšiná, Danková ap.), z ultrabazitov Hodkoviec a aj v spineloch bradlového pásma alebo z flyšu vonkajších Západných Karpát (magurská jednotka; Lenaz et al., in print).

– Podľa povahy a zloženia spinelov sa dá predpokladať, že sa v študovaných pieskovcových telesách vyskytujú spinely najmenej z dvoch odlišných zdrojov. Otázkou zostáva, či boli sedimenty nasycované z dvoch zdrojov – blízkeho, ktorý dodával ich hlavnú časť (1. typ a serpentinity), a vzdialenejšieho (2. typ). Ale možné je aj to, že druhý zdroj predstavuje resedimentovaný materiál.

Podakovanie. Práca bola podporená z grantovej úlohy VEGA 2/7091

Literatúra

- Biroň, A., Soták, J. & Bebej, J., 1999: Diagenetic trioctahedral phyllosilicates from sediments of the Šambron zone (Eastern Slovakia): XRD, SEM, and EMPA study. *Geol. Carpath.*, 50, 3, 257–272.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T., 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contr. Mineral. Petrology*, 86, 54–76.
- Dietrich, V. J. & Franz, U., 1976: Ophiolite-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). *Geotekt. Forsch.*, 50, 85–109.
- Hovorka, D., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *GÜDŠ, Bratislava*, 258.
- Irvine, T. N., 1965: Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 2, 648–671.
- Irvine, T. N., 1967: Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 4, 71–103.
- Jan, M. Q. & Windley, B. F., 1990: Chromian-spinel silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *J. Petrology*, 31, 3, 667–715.
- Jablonský, J., Sýkora, M. & Aubrecht, M., 2001: Detritické Cr spinely v sedimentárnych horninách mezozoika Západných Karpát (prehľad doterajších poznatkov). *Mineralia Slov.*, 33, 5, 473–484.
- Križani, I., 1985: Výsledky šlichovania vo východoslovenskom kraji a možnosti ich využitia. In: *Akcesorické minerály, Domaša. SVŠT Košice*, 127–165.
- Lenaz, D., Winkler, W. & Princivalle, F. (in press): A crystal-chemical study of detrital Cr spinels from Polish Western Carpathians flysch.
- Leško, B. et al., 1983: Oporný vrt Lipany-1. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 18, 78.

- Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. & Sýkora, M., 1980: Chromian and ferroan spinels from Cretaceous sediments of Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 12, 3, 209–227.
- Plašienka, D., Soták, J. & Prokešová, R., 1998: Structural profiles across the Šambron-Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. *Mineralia Slov.*, 30, 3, 173–184.
- Pober, E. & Faupl, P., 1988: The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Geol. Rdsch.*, 77, 641–670.
- Power, M. R., Pirie, D., Andersen, J. C. Q. & Wheeler, P. D., 2000: Testing the validity of chrome spinel chemistry as provenance and petrogenetic indicator. *Geology*, 28, 11, 1027–1030.
- Soták, J., Križáni, I. & Spišiak, J., 1991: Stratigrafická pozícia a sedimentológia mernických zlepcov. *Geol. Práce, Spr.*, 92, 53–69.
- Soták, J. & Bebej, J., 1996: Serpentinitic sandstone from the Šambron-Kamenica zone in Eastern Slovakia. evidence of deposition in a Tertiary collisional belt. *Geol. Carpath.*, 47, 4, 227–238.
- Spišiak, J., Soták, J., Magyar, J. & Rojkovič, I., 2000: Ultrabasites from the East Slovakian basin basement. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 305–306.
- Starobová, M., 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitřního bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš.*, 63, 47–52.
- Stevens, R. E., 1944: Composition of some chromite of the western hemisphere. *Amer. Mineralogist*, 29, 1–34.
- Wagreich, W., 1993: Serpentinreiche Sandsteine als Anzeiger verschwundener Suturzonen am Beispiel der Oberkreide Nördlichen Kalkalpen (Gosau-Gruppe, Österreich). *Zbl. Geol. Paläont., T. 1*, 6, 663–673.
- Winkler, W. & Slaczka, A., 1992: Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Rdsch.*, 81, 2, 371–382.

Akcesorické chrómové spinely v ťažkej frakcii riečnych sedimentov pri Jasení v Nízkych Tatrách

JOZEF STANKOVIČ¹, PETER IVAN¹ a PETER ANDRÁŠ²

¹Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; stankovic@fns.uniba.sk, ivan@fns.uniba.sk

²Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica; andras@gubb.sk

(Doručené 26. 6. 2001)

Accessory chromian spinels in heavy fraction of stream sediments at Jasenie in Nízke Tatry Mts.

The mineral association of strongly altered ultrabasic rocks near Jasenie consists from accessory minerals of spinel group. Regional heavy-mineral concentration prospecting in the Tatric part of the Nízke Tatry Mts. revealed, besides a set of other minerals, presence of spinel in recent river sediments. There was confirmed the relation of spinel-positive heavy mineral concentration from active sediments of recent hydro-system to main occurrence of spinels associated with metaultrabasic rock complex. Cataclastic Cr-spinel is represented by grains and aggregates in size about 0.5 mm and often shows corrosion.

Key words: chromian spinels, metaultrabasic rocks, electron microscopy, Nízke Tatry Mts.

Úvod

Koncentrácie chrómových spinelov v Západných Karpatoch nemajú priemyselný význam. Vo vzorkách z riečnych sedimentov bola prítomnosť chrómspinelu zaznamenaná už v predchádzajúcich prácach. Súčasný výskum potvrdil jeho identitu z morfolologickej a chemickej stránky a zároveň aj priestorovú väzbu na geologickú stavbu predmetnej oblasti. Minerály skupiny spinelu sú napriek akcesorickému výskytu potenciálnym indikátorom podmienok vzniku materských hornín. Vyznačujú sa vysokou variabilitou obsahu dvojmocných (Fe a Mg) a trojmocných (Fe, Al a Cr) katiónov, pričom sú tieto katióny v tetraédrických a oktaédrických pozíciách. Spinely sú zároveň citlivým ukazovateľom chemických a termodynamických podmienok vzniku materských hornín, a tak vďaka svojmu petrologickému významu stále viac priťahujú pozornosť mineralógov a petrológov (Rojkovič et al., 1978, 1985; Hovorka et al., 1985).

Klasifikácie minerálov skupiny spinelu uvádzajú spravidla šesť koncových členov. Koncové členy sa v prírode vyskytujú iba zriedka a spinely zvyčajne možno zaradiť do niektorého z troch izomorfných radov (Cr, Al a Fe). Podľa obsahu jednotlivých prvkov majú ich minerálne variety aj odlišné pomenovanie. Napr. spinely s vyšším obsahom Fe a Mg sa označujú ako pleonast alebo ceylonit, s vyšším obsahom Fe a Al hercynit. Hercynit s vyšším obsahom Cr a Al sa naopak nazýva picotit (z veporika ho opísal Határ et al., 1975).

Cr-spinel sa všeobecne pokladá za charakteristický a relatívne hojný akcesorický minerál metaultrabázických hornín. Vďaka niektorým svojim vlastnostiam – najmä farbe, špecifickej hmotnosti a paramagnetizmu – je ľahko

identifikovateľný. Naším cieľom bolo preskúmať spinel zistený v ťažkej frakcii riečnych sedimentov tejto lokality, výsledky porovnať s publikovanými údajmi a zároveň preveriť možnosť aplikácie šlichovej prospekcie na oblasti budované leptynitovo-amfibolitovým komplexom, lebo rozličné sekvencie týchto hornín sú v Nízkych Tatrách veľmi rozšírené (Hovorka a Méres, 1993).

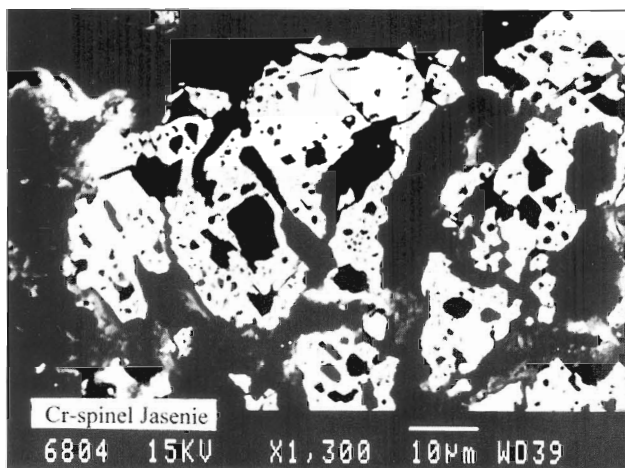
Metóda výskumu

Minerály skupiny spinelu sa v súčasnosti väčšinou analyzujú rtg. mikroanalyzátorom, ktorý nerozlišuje dvoj- a trojmocné Fe, a preto sa v ďalšom prepočte analýzou získaný obsah celkového Fe rozdeľuje podľa predpokladanej stechiometrie, ktorú možno potvrdiť Mössbauerovým spektrom.

Vzorky spinelov (obr. 1 a 2) sa analyzovali elektrónovým mikroskopom JEOL 840A pri urýchlňovacom napätí 20 kV, prúde 12 nA a analytických líniiach $K\alpha$ pri Cr, Ti, Mn a Fe na detektore PET, ako aj $K\alpha$ na analýzu Al a Mg na kryštáli detektora TAP. Pri analýzach WDS sa ako štandard použil Cr, Fe, MnO, MgO, Al_2O_3 a TiO_2 . Výsledky analýz sú v tab. 1, kde sa na porovnanie uvádzajú aj niektoré publikované analýzy spinelov z rozličných hornín študovanej oblasti (analýza 3 až 6).

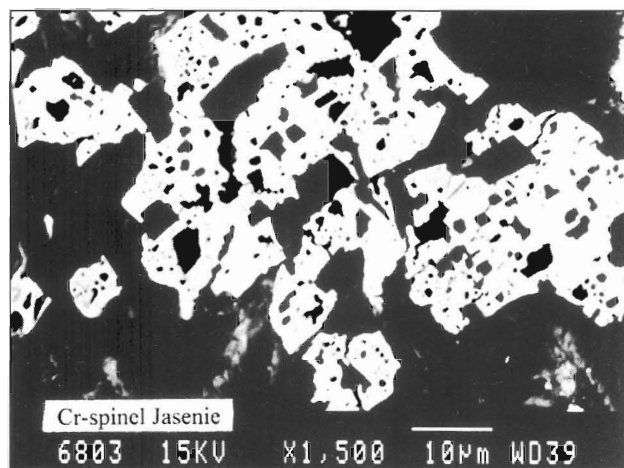
Výsledky štúdia

Sledovaním vzoriek spinelov z ťažkej frakcie riečnych sedimentov pri Jasení sa z oblasti budovanej horninami leptynitovo-amfibolitového komplexu elektrónovou mikroskopiou s použitím detektora sekundárnych a odrazených elektrónov (SEI a BEI) získali mikrofotografie



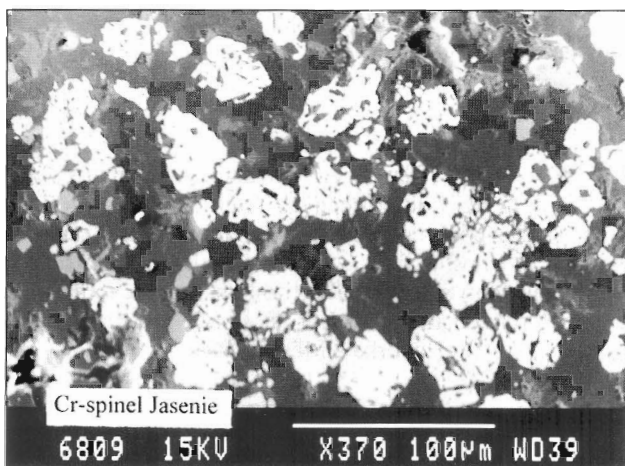
Obr. 1. Alotriomorfny korodovaný relikť takmer chemicky homogenného aluminochromitu

Fig. 1. Anhedronal corroded relict of almost chemical homogenous aluminium-chromite.



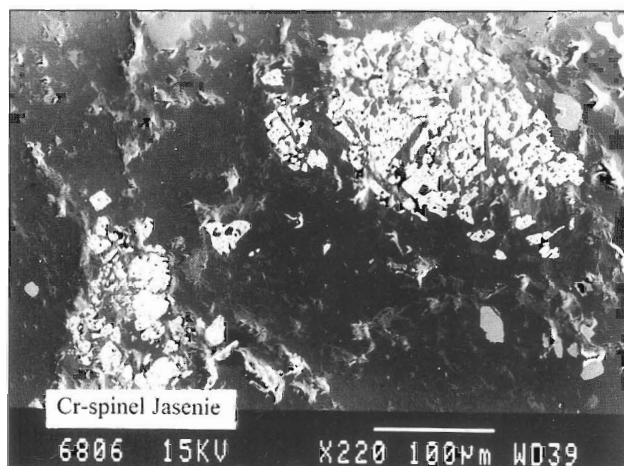
Obr. 2. Kompozícia kataklázovaného a korodovaného relikťu aluminochromitu

Fig. 2. Composition of cataclased and corroded relict of aluminium-chromite



Obr. 3. Výrazný zhľuk čiastočne korodovaných a alotriomorfých chrómových spinelov v hornine.

Fig. 3. Marked assemblage of corroded and anhedronal chromian spinels in rock.



Obr. 4. Detailný záber na mikroštruktúru alotriomorfých a korodovaných chrómových spinelov v hornine.

Fig. 4. Magnified view on microtexture of anhedronal and corroded chromian spinels in rock.

autenticky dokumentujúce morfológický a textúrny charakter študovaného minerálu pri rozličnom zväčšení. Zároveň sa potvrdila morfológická zhoda kataklázovaných spinelov vystupujúcich v metaultrabázickej hornine s alotriomorfnou povahou korodovaných relikťov spinelov zo sedimentov recentnej hydrosiete.

Analýza spinelov mikrosondou potvrdila obdobný chemický charakter vzoriek z ľažkej frakcie, porovnateľný s doteraz publikovanými údajmi (pozri tab. 1).

Diskusia

Spinely sa v Nízkyh Tatráh vyskytujú v rozličných typoch hornín. Ako klastické zrná boli opísané z kriedových sedimentov obalových sérií (tatrikum), ale aj z krížňanského príkrovu (fatrikum), okrem iných lokalít

aj z Ludrovskej doliny (Mšík et al., 1980; Spišiak et al., 1997, 1998; Hovorka a Spišiak, 1988). Aj keď literatúra uvádza (Jablonský, 1978), že detritický spinel je v týchto oblastiach hojný už od strednej kriedy, šlichové vzorky z aktívnych sedimentov recentnej hydrosiete tohto areálu sa doteraz nezhodnotili a zvýšená pozornosť sa venovala len územiu budovanému kryštalinikom (Határ et al., 1975; Hovorka et al., 1974, 1982; Hvoždára, 1980, 1985; Pulec et al., 1983).

Telesá ultramafitov v oblasti Jasenie-Kyslá nemajú zachované primárne minerály (okrem chrómspinelov). Stupeň ich premeny je taký vysoký, že sú tu iba ich metasomatické deriváty typu listvenitov (Hovorka et al., 1985; Spišiak et al., 1988, 1997, 1998), a tak ich okolie tvoria najmä horniny s fuchsitom. Vyskytujú sa tu aj asociácie chloritu, antigoritu, serpentínu, mastenca,

Tab. 1
Chemické zloženie spinelov
Chemical composition of spinels

	1	2	3	4	5	6
Cr ₂ O ₃	54,17	53,61	46,32	45,51	53,12	60,71
Al ₂ O ₃	9,68	9,97	19,05	6,04	10,28	8,37
Fe ₂ O ₃	4,43	4,95	0,31	15,87	5,70	5,68
FeO	27,11	26,47	30,31	28,36	25,88	24,73
MnO	3,25	3,73	3,00	1,32	4,95	2,90
MnO	0,22	0,28	0,05	2,51	0,52	–
TiO ₂	0,19	0,15	0,14	0,78	0,69	–
Σ	99,05	99,16	99,18	100,39	101,14	102,39
prepočet na 8 O ₂						
Cr	2,92	2,88	2,46	2,58	2,84	2,99
Al	0,73	0,76	1,50	0,51	0,82	0,69
Fe ³⁺	0,34	0,36	0,03	0,86	0,29	0,32
Fe ²⁺	1,65	1,59	1,66	1,70	1,47	1,32
Mg	0,32	0,38	0,34	0,14	0,50	0,28
Mn	0,02	0,02	0,00	0,15	0,03	–
Ti	0,01	0,01	0,00	0,04	0,04	–

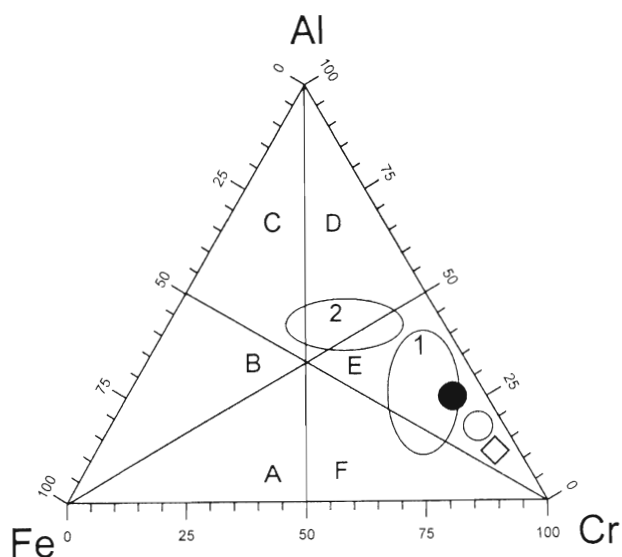
Vysvetlivky k tabuľke analýz: 1–2 – súčasné analýzy spinelov, 3 – porovnanie s analýzami z Jasenia z práce Spišiaka et al. (1994), 4–5 – Spišiaka et al. (1988) a 6 – Stankoviča a Jančulu (1982). Hodnoty FeO a Fe₂O₃ sa vypočítali z celkového Fe pri predpokladanej stechiometrii R³⁺R₂³⁺O₄.

Explanation of analysis number: 1–2 – recent analyses of spinels, 3 – compared analyses of chromites from the Jasenie area (Spišiak et al., 1994), 4–5 – Spišiak et al. (1988), 6 – Stankovič and Jančula (1982).

tremolitu, karbonátu, kremeňa a chromitu. Horniny sú v prechodnej zóne nebulitov a stromatitov a úzko asociujú s amfibolitmi a rulovými telesami. Styk s okolím zastrelí naložené hydrotermálne procesy a tektonika. Polymetamorfnú povahu hornín zdôrazňujú aj ďalšie práce (Krist et al., 1988) a horninové typy sa porovnávajú s obdobnými výskytmi v Západných Karpatoch (Ivan, 1982; Méres et al., 2000, a i.). Chrómspinel tvorí početné zrnká hypidiomorfného obmedzenia (obr. 1 až 4), býva intenzívne kataklázovaný a korodovaný a pukliny vyhojuje hlavne chlorit. Obsah Cr₂O₃ v spineloch je okolo 53 %, Al₂O₃ do 22 % a celkového FeO okolo 30 % hmot. Podľa chemického zloženia môžu byť spinely aj zonálne (Spišiak et al., 1988, 1994).

Z oblasti páskovaných amfibolických hornín v úzkej priestorovej väzbe s ultrabazitmi boli opísané korundovo-flogopitové horniny (Spišiak et al., 1994) predstavujúce metasomatit špecifického zloženia. Obsahujú aj chrómspinel s vyšším obsahom Al (obr. 5).

Pri šľichovaní zameranom na rozličné prospekčné minerály (najmä Au a scheelit) sa pri hodnotení vzoriek z riečnych sedimentov často konštatoval výskyt spinelov (Pulec et al., 1983; Hvoždára, 1980, 1985; Chovan et al., 1978, 1994, 1998, a i.), a to aj mimo Nízkych Tatier (Bačo et al., 1999; Böhmer a Hvoždára, 1980; Hovorka a Greguš, 1974; Chovan, 1971; Határ et al., 1975, a i.). Pri výskume nerastných surovín v oblasti Jasenia a vystupovania metaultrabázických hornín v tejto oblasti (Stankovič a Jančula, 1982; Spišiak et al., 1985) úzko



Obr. 5. Ternárny diagram chrómových spinelov rozličných typov metaultramafických hornín z oblasti Jasenia. 1 – zo serpentínovo-mastencovo-chloritových hornín (Spišiak et al., 1994), 2 – korundovo-flogopitových hornín (Spišiak et al., 1994), 3 – antofylitovo-tremolitických hornín (Spišiak et al., 1988), 4 – z kremenno-fuchsitových hornín (Stankovič a Jančula, 1982), 5 – terajšie analýzy spinelov, 6 – chrómspinel, B – aluminomagnetit, C – ferispinel, D – chrómspinel, E – aluminomagnetit, F – ferichromit.

Fig. 5. Ternary plot of chromian spinels from various types metaultramafic rocks from Jasenie. 1 – from serpentine-talc-chlorite rocks, 2 – corundum-phlogopite rocks, 3 – anthophyllite-tremolite rocks, 4 – quartz-fuchsite rocks, 5 – recent chemical analyses, 6 – chromian magnetite, B – aluminian magnetite, C – ferrispinel, D – chromspinel, E – aluminian-chromite, F – ferrichromite.

asociujúcich s páskovanými amfibolickými horninami (Hovorka et al., 1985, 1993, 1994; Spišiak et al., 1998) sa v ťažkej frakcii riečnych sedimentov identifikoval chrómspinel. Tvorí veľmi drobné nepravidelné tmavé zrnká (obr. 1 a 2), ktoré majú rovnaké morfológické znaky a chemické zloženie ako chrómspinel z primárnych výskytov (tab. 1).

Záver

Pri prospekcii sa v sledovanej oblasti v produktívnom pásme metaultrabázických hornín potvrdil spinel ako citlivý indikátor týchto hornín. Spinel obsahuje viac katiónov, ktorých vzájomný pomer sa mení v závislosti od podmienok vzniku, pričom pre Cr-spinely je spätosť na ultrabázické horniny evidentná. Morfológický charakter a chemické zloženie študovaného spinelu umožňuje predpokladať jeho primárnu väzbu práve na tento typ hornín. Zároveň je možné očakávať, že pri podrobnom štúdiu ťažkej frakcie riečnych sedimentov v niektorých ďalších oblastiach výskytu hornín leptynitovo-amfibolického komplexu, je perspektíva rozšíriť aj tam minerálnu a horninovú náplň na základe prítomnosti, aj keď akcesorického množstva Cr-spinelu v šľichoch.

Literatúra

- Bačo, P., Križáni, I. & Baláž, B., 1999: Distribúcia zlata vo východoslovenskom regióne z pohľadu šlichovej prospekcie. *Mineralia Slov.*, 31, 3–4, 193–198.
- Böhmer, M. & Hvoždára, P., 1980: Výsledky šlichového výskumu z východnej časti Malej Magury. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 34, 31–45.
- Határ, J., Hvoždára, P. & Chovan, M., 1975: Akcesorické ťažké minerály hornín veporidného kryštalinika. In: *Problémy geológie a metalogenézy tatroveporíd. Banská Bystrica*, 116–129.
- Hovorka, D. & Greguš, J., 1974: Ťažké minerály šlichov z kryštalinika Malej Fatry. *Mineralia Slov.*, 6, 2, 143–150.
- Hovorka, D., Chovan, M. & Michálek, J., 1982: Olivinický kersantit v granodioritoch v Dúbrave (Nízke Tatry). *Mineralia Slov.*, 14, 1, 85–90.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ*, 258.
- Hovorka, D. & Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 263.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptinitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov.*, 25, 1, 1–10.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1993: Nová koncepcia členenia predalpínskych komplexov Západných Karpát. In: *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 21–27.
- Hovorka, D., 1994: Meta-ultramafite bodies within the pre-Carboniferous complexes of the Western Carpathian central zone geodynamic setting. *Geol. Carpath.*, 45, 145–149.
- Hvoždára, P., 1980: Prospekčné minerály tatroveporidného kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 35, 5–43.
- Hvoždára, P., 1985: Výsledky šlichovej prospekcie vo veporidnom kryštaliniku. In: *Akcesorické minerály. Bratislava, GÚDŠ*, 125–131.
- Chovan, M., 1971: Ťažké minerály z oblasti masívu Hrončok (veporidy). *Geol. Práce. Spr.*, 56, 143–161.
- Chovan, M. & Határ, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporíd. *Mineralia Slov.*, 10, 4, 349–359.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1998: Metalogenéza dúbierskej časti Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 3–8.
- Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 175–187.
- Mišík, M., Jablonský, J., Feldi, P. & Sýkora, M., 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia Slov.*, 12, 209–228.
- Pulec, M., Klinec, A. & Bezák, V., 1983: Geológia a prospekcia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení. In: *Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Bratislava, GÚDŠ*, 11–38.
- Rojkovič, I., Hovorka, D. & Krištín, J., 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 29, 253–274.
- Rojkovič, I., 1985: Rudná mineralizácia ultramafických telies Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 112.
- Spišiak, J., Pitoňák, P. & Petro, M., 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie–Kyslá, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 20, 2, 143–148.
- Spišiak, J., Pitoňák, P. & Caňo, F., 1994: Allanit a Al-chromit z korundovo-flogopitových hornín z oblasti Jasenie–Kyslej (Nízke Tatry). *Mineralia Slov.*, 26, 1, 67–69.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1997: Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. *Geol. Carpath.*, 48, 2, 113–121.
- Spišiak, J., Hovorka, D. & Pitoňák, P., 1998: Báziká a ultrabáziká v dúbierskej zóne Nízkych Tatier – petrologické a metalogenetické aspekty. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 15–22.
- Stankovič, J. & Jančula, D., 1982: Predbežná správa o výskyte chróm-spinelu a Ni minerálov na lokalite Jasenie–Kyslá, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 14, 131–138.

Využití chemismu detritických granátů pro určení provenience a litostratigrafii kulmu Drahanské vrchoviny

RENATA ČOPIJKOVÁ¹, PETR SULOVSÝ¹ a JIŘÍ OTAVA²

¹Katedra mineralogie, petrologie a geochemie, Masarykova Univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika
sulovsky@sci.muni.cz

²Český geologický ústav, Leitnerova 22, 600 00 Brno, Česká republika, otava@cgu.cz

(Doručené 7. 7. 2001)

Use of detrital garnet chemistry for determination of provenience and lithostratigraphy of the Drahany Upland Culm

The Drahany Upland belongs to the Rhenohercynian belt of the Central European Variscides. In this study heavy-mineral assemblage from graywackes, particularly garnets were studied to assess the provenience and correlate flysch formations.

The value of heavy-mineral analysis in the study of provenience is restricted by diagenetic processes, which cause dissolution of minerals. The heavy-mineral assemblages of Drahany Upland are not remarkably altered and the stage of alteration decreases from north to south. Within the garnet group, preferential dissolution of more calcium rich garnets was not observed. In addition, the chemistry of garnets was studied. The statistical evaluation and comparison of detrital garnets of graywackes with garnets from supposed source units was performed. The garnet populations from Drahany Culm fall into three different assemblages – older polymict (Pey – Goα), younger transient (Goα) and the youngest oligomict (Goβ – Goγ). The changes in detrital garnet assemblage reflect the provenience evolution. The sediments of Protivanov- and Rozstání Formation and sediments with polymict garnet assemblage in the Myslejovice Formation were supposedly fed mainly by the material from the Policka-, Letovice-, Orlice-Kladsko- and Svinov-Vranov Crystalline Units, from Svratka Dome and Silesicum. Polymict garnet assemblage of the Myslejovice Formation, in addition to the above source units, was supplied with material from the Moldanubicum and the Thaya Dome. The sediments with transient garnet assemblages were not supplied by the Orlice-Kladsko-, Svinov-Vranov Crystalline Units and Silesicum any more. The share of Moldanubian material increases, especially that of pyrope-almandine from granulites. Oligomict assemblages are characterized by absolute dominance of pyrope-almandine.

Key words: detrital garnet chemistry, garnet corrosion, sediment provenience, source rocks, lithostratigraphy, Culm basin, Drahany Upland

Úvod

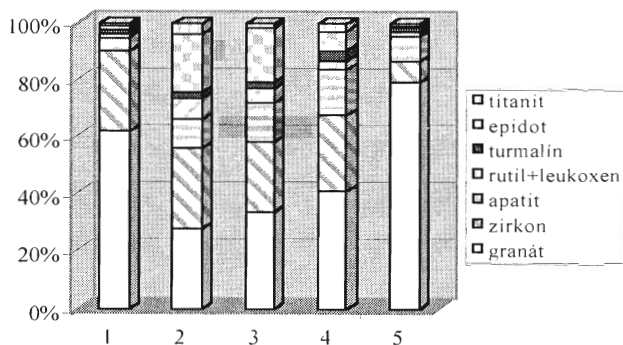
Drahanská vrchovina leží na východním okraji Českého masívu a spolu s Nízkým Jeseníkem je řazena k východní větvi evropských variscid. Převážná část Drahanské vrchoviny je budována kulmskými sedimenty – spodno-karbonskými drobami, břidlicemi a slepenci.

Problematikou jejich provenience se zabývala řada autorů od počátku 20. století po dnešek, m. j. Suess, Zapletal, Kettner, Štelcl, Maštera, Otava, Tomášková a Přichystal. Většina prací byla založena na srovnání petrografického charakteru valounů slepenců s možnými zdrojovými horninami. Na základě petrografie slepencových valounů kulmu bývají jako možné zdrojové oblasti uváděny zejména moldanubikum, moravikum a brunovistulikum. Podrobný a komplexní pohled na provenienci přineslo až doplnění o studium klastického materiálu drob, včetně těžkých minerálů, a to nejprve asociací těžkých minerálů (TM) a později i některých vlastností provenienčně specifických TM. Jako nejvhodnější se pro tyto účely ukázaly být detritické granáty (Otava et al., 2000), které jsou relativně nejhojnějším průsvitným TM ve většině drob a sle-

penců Drahanské vrchoviny (obr. 1). Naše poslední výzkumy ukázaly, že složení detritických granátů lze u kulmské sedimentární sekvence využít i chemostratigrafickému členění, korelovatelnému s běžně používanou goniatitovou zonací (poslední platné členění – Dvořák, 1965); jejíž využitelnost omezuje relativně sporadický výskyt potřebných vůdčích fosilií.

Metodika prací

Ve koncentrátech TM ze 37 vzorků kulmských sedimentů, rozmístěných víceméně rovnoměrně po celé ploše Drahanské vrchoviny (obr. 2) bylo analyzováno chemické složení detritických granátů pomocí elektronového řádkovacího mikroskopu CamScan 4BV s připojeným EDS analyzátořem LINK AN10000. Ve většině koncentrátů TM bylo analyzováno po 100 zrnech granátů na obsah všech hlavních prvků (včetně Ti a Cr) a analýzy byly rozpočteny na zastoupení šesti hlavních koncových členů (almandin, spessartin, grossular, pyrop, andradit a Ti-grossular). Získané údaje byly zpracovány multivariačními statistickými metodami. Pomocí klastrové analýzy byly



Obr. 1. Složení asociací průsvitných těžkých minerálů v jednotlivých souvrstvích kulmu Drahané vrchoviny (1 – granátická zóna spodního protivanovského souvrství, 2 – bouzovský kulm, 3 – protivanovské souvrství, 4 – rozstánské souvrství, 5 – myslejovické souvrství)

Fig. 1. Composition of the heavy mineral assemblages in individual Culm horizons of the Drahaný Upland (1 – garnet zone of the Lower Protivanov Fm., 2 – Bouzov Culm, 3 – Protivanov Fm., 4 – Rozstáň Fm., 5 – Myslejovice Fm.).

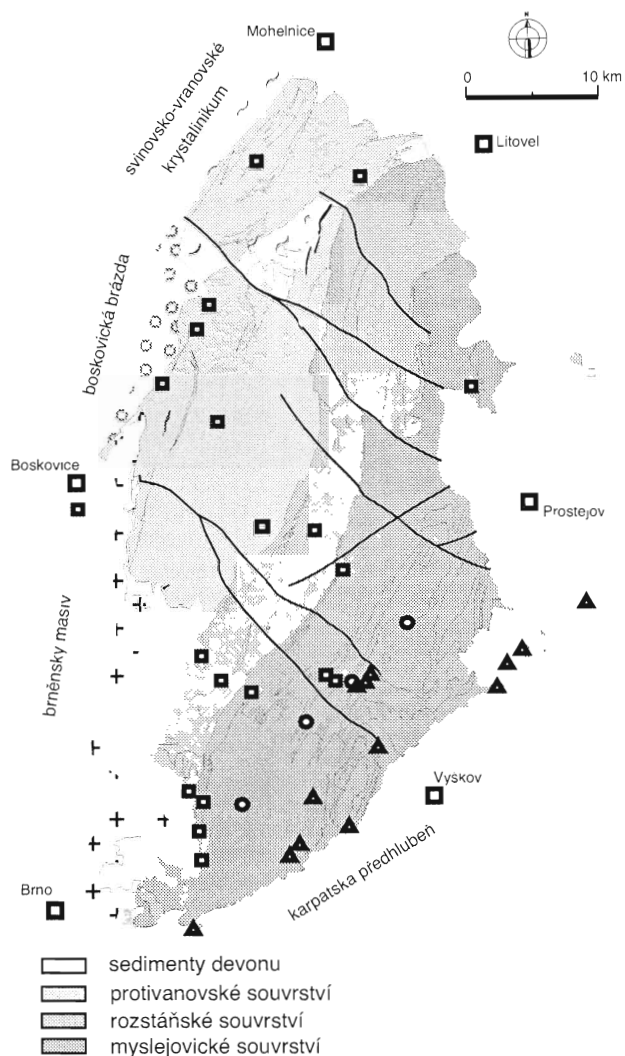
v rámci populací detritických granátů rozlišeny různé typy granátů a tyto typy byly diskriminační analýzou přiřazovány ke granátům různých zdrojových hornin.

Jelikož Franců et al. (1999) ze stupně krystalinity illitu, odraznosti vitrinitu a expandability illit-smektitu odvodili, že teploty sedimentů dosahovaly v důsledku jejich hlubokého pohřbení v jv. části Drahané vrchoviny 130–170 °C (pozdně diagenetické stadium), v centrální části 170–200 °C (pozdně diagenetické stadium) a v sz. části 240–300 °C (metamorfóza velmi nízkého stupně), bylo nutno posoudit, zda změny v zastoupení a druhové skladbě granátů nebyly zapříčiněny diagenetickým rozpouštěním, k němuž podle Mortona et al. (1999) dochází již při teplotách nad 80 °C. Bylo rovněž potřeba detailněji zhodnotit rozpouštění granátů s ohledem na jejich různý chemismus a ověřit tak mimo jiné, zda asociace bez granátů s vyššími obsahy grosulárové složky nebyly ovlivněny větší rozpustností grosuláru, o níž se zmiňují např. Morton et al. (1999).

Výsledky studia detritických granátů

Vliv diagenetického rozpouštění

Zkoumání morfologie detritických granátů a jiných TM potvrdilo nárůst diagenetického poškození sedimentů ve směru JJZ–SSV. Granáty však vykazují mnohem nižší stupeň koroze, než by se dalo předpokládat na základě výše uvedených maximálních teplot v kulmské sedimentační pánvi. Stupeň diagenetického rozpouštění granátů je slabý až střední, bez vymizení některých variet v důsledku koroze. Na granátech vybraných lokalit byly pozorovány tyto leptové stopy: nerovný povrch, leptové důlky, facetování ploch a bradavičnatý povrch. Rovněž nebylo prokázáno přednostního rozpouštění vápníkem bohatých variet granátů, neboť oligomiktární asociace granátů bez



Obr. 2. Schematizovaná mapa kulmu Drahané vrchoviny se znázorněním analyzovaných lokalit v souladu s lithostratigrafickými pásmy vydělenými na základě chemismu detritických granátů. Čtverečky – polymiktární asociace detritických granátů, kolečka – přechodné asociace, trojúhelníčky – oligomiktární asociace.

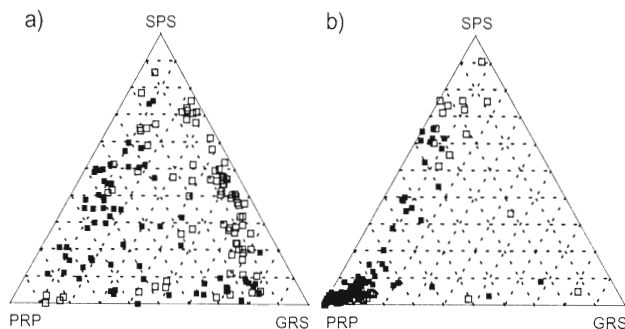
Fig. 2. Schematic map of the Culm of Drahaný Upland with localization of analysed localities in accordance with lithostratigraphic horizons outlined on the base of detrital garnet chemistry. Squares – polymictic garnet assemblages, circles – transient assemblages, triangles – oligomictic assemblages.

výraznějších obsahů grosulárové komponenty jsou postiženy korozí pouze nepatrně. Asociace detritických granátů nebyly podstatně modifikovány v důsledku diagenetického rozpouštění a lze je považovat za původní a odpovídající charakteru zdrojových hornin. Přechod mezi polymiktárními a oligomiktárními asociacemi odráží tedy změnu provenience.

Chemismus detritických granátů

Byly vyděleny tři základní typy asociací detritických granátů: polymiktární (odpovídající goniatitovm zónám Pey – Goα), mladší přechodné (Goα) a nejmladší oligo-

miktní (Goß – Goy). V rámci polymiktních asociací je patrný rovněž určitý vývojový trend. Polymiktní asociace granátů bazální části protivanovského souvrství, jímž odpovídají i asociace granátů z izolovaných výskytů kulmu na styku brněnského masívu a boskovické brázdy, jsou v porovnání s mladšími sedimenty méně pestré. Lze říci, že v rámci polymiktních asociací granátů vzrůstá pestrost zdrojového materiálu od podloží směrem do nadloží, k myslějovickému souvrství (obr. 3).



Obr. 3. Srovnání polymiktních (a) a oligomiktních (b) asociací detritických granátů ze čtyř lokalit Drahanské vrchoviny. Prázdné symboly – obsah almandinové komponenty pod 65 %, plné symboly – obsah almandinové komponenty nad 65 %.

Fig. 3. Comparison of garnets of polymict (a) and oligomict (b) assemblages from four localities in Drahany Upland. Empty symbols – almandine below 65 %; full symbols – almandine over 65 %.

Na základě výsledků diskriminační analýzy lze posoudit provenienci sedimentů a změny, k nimž v průběhu ukládání sedimentů kulmské sedimentační pánve docházelo.

Pro sedimenty *protivanovského souvrství* lze předpokládat hlavní přísun materiálu z oblastí poličského krystalinika (s převahou dvojslídnych pararul a svorů, granát-sillimanitických pararul), letovického krystalinika (dominují různé typy svorů), svratecké klenby (zejména fylity), orlicko-kladského krystalinika (dvojslídnych i jiných typů rul), silesika (ruly a migmatity) a svínovsko-vranovského krystalinika (amfibolity). *Granátická zóna protivanovského souvrství* se odlišuje zejména menší pestrostí horninového materiálu letovického krystalinika a nepřítomností almandin-grosulárů z vápenato-silikátových hornin blíže neurčené provenience.

V rámci *rozstáňského souvrství* dominuje zdrojový materiál obdobné provenience jako v souvrství protivanovském. Uplatňuje se zde materiál poličského, letovického (výrazněji jsou vedle svorů zastoupeny i amfibolity), orlicko-kladského, svínovsko-vranovského krystalinika, silesika a svratecké klenby. Z hornin svratecké klenby se objevují vedle fylitů i svory olešnické skupiny. V menší míře se již pravděpodobně projevuje přísun materiálu z oblasti moldanubika (zejména pararul, případně i gřohlských rul).

Pro zónu *polymiktních asociací detritických granátů myslějovického souvrství* je typická nejvyšší pestrost zdrojového materiálu. Kulmský bazén je nadále výrazně dotován materiálem z oblastí poličského, letovického, svínovsko-vranovského, orlicko-kladského krystalinika, silesika a svratecké klenby obdobného charakteru jako

v souvrství rozstáňském. Zvyšuje se však podíl moldanubických hornin a nově se objevuje přísun materiálu z oblasti dyjské klenby, zejména metapelitů lukovské a šafovské jednotky, v menší míře vranovské jednotky.

V *přechodné asociaci detritických granátů myslějovického souvrství* výrazně ubývá hornin orlicko-kladského a svínovsko-vranovského krystalinika a silesika. Z přítomnosti valounů starších kulmských sedimentů v materiálu račických i lulečských slepenců lze usuzovat, že malé množství granátů typických pro tyto krystalické jednotky se do sedimentů kulmu dostává spíše v důsledku eroze starších kulmských sedimentů, než přímé dotace těmito geologickými jednotkami. Kulmský bazén je dotován nadále z oblasti letovického krystalinika (svory, amfibolity), poličského krystalinika (pararuly, svory, amfibolity), svratecké klenby (vedle fylitů a svorů se výrazněji uplatňují pararuly olešnické skupiny), dyjské klenby, v menší míře i svrateckého krystalinika. Výrazně se jako zdrojový materiál uplatňují různé typy moldanubických hornin, pararul, gřohlských rul a zejména se projevuje nárůst pyrop-almandinů granulitové provenience. Změna polymiktních asociací na přechodné odpovídá přibližně hranici mezi račickými a lulečskými slepenci, tak jak ji vyznačil Štelcl (1962) a představuje významnou změnu provenience.

Oligomiktní asociace detritických granátů jsou typické výraznou převahou pyrop-almandinů z moldanubických granulitů. Dále se v nich uplatňují i jiné moldanubické horniny, různé typy pararul a gřohlské ortoruly. Na základě konfrontace granátové chemistratigrafie a goniatitové stratigrafie lze říci, že k zásadní změně provenience došlo v rámci goniatitové zóny Goα (změna polymiktních asociací detritických granátů na přechodné). Oligomiktní asociace detritických granátů odpovídají zónám Goß a Goy.

Závěr

Studium chemismu granátů Drahanské vrchoviny ukázalo, že teprve dostatečně velké soubory mikrosondových analýz (≥ 100 zrn na vzorek) a jejich zpracování multivariacními statistickými metodami může významnou měrou přispět k detailnímu poznání provenience klastických sedimentů. V horninách chudých na fosilie může být granátová chemistratigrafie využita k vymezení hranic jednotlivých stratigrafických úrovní.

Literatura

- Dvořák, J., 1965: Stratigrafické a faciální zhodnocení paleozoika Drahanské vrchoviny. *Manuskript – archiv ČGÚ, Brno*.
 Franců, E., Franců, J. & Kalvoda, J., 1999: Illite crystallinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the SE Bohemian Massif as evidence of thermal history. *Geol. Carpath.*, 50, 365–372.
 Morton, A. C. & Hallsworth, C. R., 1999: Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol. (Amsterdam)*, 124, 3–29.
 Otava, J., Sulovský, P. & Čopjaková, R., 2000: Změny provenience drob drahanského kulmu: statistické posouzení. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, Masarykova Univ., Brno*, 94–98.
 Štelcl, J., 1962: Overview of the petrography of the Drahany Culm. *Acta Musei Silesiae*, 11, 113–125.

Možnosti výskytu priemyselných akumulácií ušľachtilých minerálov v klastogénnych sedimentoch kvartéru a neogénu niektorých oblastí Západných Karpát

JÁN ZUBEREC

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

(Doručené 26. 9. 2001)

Abstrakt

Distribúcia ušľachtilých minerálov a ich potenciálna priemyselná akumulácia sa napriek rozsiahlemu využívaniu klastogénnych sedimentov doteraz systematicky nesledovala.

Zdrojov prevažnej časti nespevnených sedimentov sú západokarpatské horninové a ložiskové komplexy. V sedimentárnom prostredí povodia Dunaja a Moravy je zastúpený materiál z Alp a Českého masívu. V náplavoch Dunaja reprezentuje ušľachtilé minerály najmä granát, zirkón, minerály Ti a na niektorých úsekoch „kosové“ Au.

Podstatná časť ušľachtilých minerálov v nespevnených klastogénnych sedimentoch Západných Karpát pochádza z kryštalických komplexov, neovulkanitov alebo z klastogénnych sedimentov mladšieho paleozoika, mezozoika a terciéru.

Medzi ušľachtilé minerály akumulácií v klastogénnych mineráloch jednoznačne patrí Au, ktoré sa už v minulosti exploatovalo alebo boli aspoň pokusy o jeho exploataciu.

V náplavoch Dunaja Au v jemnom podiele vystupuje hlavne s granátom, no na niektorých miestach sa akumuluje aj ilmenit, magnetit, miestami sú výraznejšie aj akumulácie zirkónu, a ojedinele monazit.

Pozoruhodný výskyt Au, minerálov vzácnych zemín, zirkón, granáty, minerály Ti a i. sa zistili v nespevnených klastogénnych sedimentoch na rozhraní kryštalinika a sedimentov pri prospekcii (Hvoždára et al., 1983) v povodí Ipľa, Rimavy a v poltárskom súvrství. Identifikovala sa distribúcia a v niektorých prípadoch aj akumulácia Au, monazitu, rutilu, magnetitu a zirkónu.

Na východných svahoch Považského Inovca – na jeho rozhraní so sedimentmi Bánovskej kotliny – sa vyskytujú zlatonosné rozsypy. Viazu sa (Polák, 1969) na vrchnú časť

intramontánnej depresie Bánovskej kotliny v stratigraficky presnejšie určenom súvrství pliocénu. Au sa tam vyskytuje spolu s inými ušľachtilými minerálmi.

Podobná situácia ako pri východných svahoch Považského Inovca je aj pri východných svahoch Malej Magury, a to na jej rozhraní so sedimentmi Hornonitrianskej kotliny.

Pozoruhodný výskyt zafíru, korundu modrej farby, v asociácii ďalších minerálov sa zistil v Cerovej vrchovine.

Keďže súčasná cena Au si na rentabilné získavanie vyžaduje podstatne vyššiu koncentráciu, na zlepšenie ekonomickej bilancie bude treba využívať aj iné akumulované minerály. Z ušľachtilých je ekonomicky hodnotný granát, zirkón, rutil, ilmenit, monazit, xenotím, korund (zafír) a i. Tieto minerály sa zvyčajne vyskytujú v sedimentoch v istých asociáciách, čo pri väčšom zastúpení ťažkej frakcie môže mať praktický význam.

Minerály – najmä ak sa spolu v istom množstve vyskytuje viac druhov – možno prakticky využívať na netradičné účely, a to hlavne v oblastiach nevyžadujúcich veľkú spotrebu, ale s vysokou cenou upraveného produktu.

Systémový výskum opretý o doterajšie poznatky môže v istých oblastiach priniesť pozitívne výsledky v nazeraní na možnosti praktickej exploatacie niektorých minerálov.

Literatúra

- Hvoždára, P., 1983: Výsledky šlichovej prospekcie v západnej časti Slovenského rudohoria. *Manuskript – archív katedry KMP*, 200 s.
Polák, S., 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosílnych sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. *Mineralia Slov.*, 1, 27–31

Zhodnocení použitelnosti jednotlivých metod přípravy vzorků pro studium TM ve spraších

LENKA KVÍTKOVÁ

Katedra geologie a paleontologie PrF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

(Doručené 26. 7. 2001)

Rate of using individual methods of sample preparation for heavy minerals studies in loess

Author tried to find differences between quantitative contents of heavy minerals from one sample of loess. Resultant aim is to choose the optimal method of loess sampling and separation.

Key words: loess, heavy minerals, Quaternary

Cílem je vybrat nejvhodnější metodiku přípravy vzorků pro studium těžké minerální frakce (TM) spraší. Rozdíly v procentuelním zastoupení TM jsou v tomto případě z největší části způsobené jednak při odběru vzorku a za druhé metodou přípravy vzorku.

V první řadě je třeba zjistit jak velké jsou rozdíly v kvantitativním zastoupení TM v rámci jedné vrstvy jednoho profilu. Pro toto studium byl vybrán rozsáhlý sprašový profil na lokalitě Modřice (Musil, 1998). Jde o zhruba 120 m dlouhou Z–V stěnu cihelny. Lokalita je tvořena rozsáhlou elevací s osou S–J směru. Z geomorfologie oblasti vyplývá, že sedimenty byly navátý od západu, takže těžbou vznikl příčný průřez. Na tomto průřezu lze demonstrovat to jak se v rámci jedné vrstvy (W3 – poslední glaciál-mocnost 180 cm) ve směru proudění větrů mění % zastoupení TM a to v horizontálním i vertikálním směru. Byly odebrány vzorky ze západní, střední a východní části profilu, přičemž ve střední části byl profil ovzorkován i ve vertikálním směru a to vždy po deseti centimetrech zhruba uprostřed vrstvy. Vysítovaná frakce byla separována pouze v těžké kapalině a procentuelní obsahy TM byly navzájem porovnávány. Výsledkem bylo zjištění, že váhová procenta TM se vertikálně výrazně liší. V západní části profilu tvořil váhový podíl TM 0,56 % vysítované frakce, uprostřed profilu to byla zhruba polovina a sice vertikálně od shora dolů 0,27, 0,32 a 0,32 %. Ve východní části profilu tvořil obsah TM opět 0,47 váhových % z vysítované frakce. Minerální zastoupení tvoří především amfibol, granát a epidot. Ostatní minerály tvoří vždy okolo deseti % těžkého podílu a sledovat rozdíly v jejich % zastoupení by vyžadovalo pozorovat

mnohem větší množství zrn. Rozdíly zjištěné semikvantitativními analýzami byly vždy v rozmezí ± 10 %. Při interpretacích je tedy třeba se především soustředit na přítomnost nebo absenci minerálů, přibližné % obsahy a hlavně na edaxem zjištěné kvalitativní složení minerálů.

Druhá část se zabývá tím, jak rozdílné způsoby přípravy vzorků mohou ovlivnit konečný výsledek. Byly použity reprezentativní vzorky ze čtyř lokalit. Pro přípravu byly použity dvě metody. V prvním případě je to klasická separační metoda v těžké kapalině (tribrommethan s hustotou 2,89). Druhá mnohem jednodušší, ale obecně méně vhodná je šlichovací metoda. Pro tyto účely byla použita malá pánev o průměru 30 cm a hloubce 3 cm. V obou případech byla použita pouze jedna zrnitostní frakce (0,063–0,250 mm). I když rozdíly vzniklé způsobem přípravy vzorku nejsou větší než rozdíly způsobené místem odběru v rámci jedné vrstvy sprašového profilu, nelze tuto metodu považovat za vhodnější. Metoda je sice časově méně náročná, ale výsledný vzorek obsahuje stále velké množství lehkého podílu, takže se neúměrně prodlužuje a ztěžuje mikroskopické pozorování. Proto je vhodnější použít šlichovací metodu především při tzv. zahuštění vzorků a následné separaci v těžké kapalině. Tento postup lze úspěšně použít při separacích vzorků pro studium typomorfologie zirkonů.

Literatura

Musil, R., 1998: Changes in the longitudinal and transversal sections of the loess cover at Modřice near Brno. *Moravian geographical reports*, 2, 6, 38–49.

Zmeny chemického zloženia zlata pri transporte v aluviálnych sedimentoch (príklady z lokalít Západných Karpát)

BRANISLAV BAHNA¹, ALEXANDER SMIRNOV^{1,2}, MARTIN CHOVAN¹ a FRANTIŠEK BAKOS¹

¹Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, e-mail: bahna@fns.uniba.sk

^{1,2}Department of Geosciences, State University of New York, Stony Brook, NY 11790-2100, USA

(Doručené 28. 6. 2001)

Aluviálne Au pri transporte v riečnom prostredí podlieha fyzikálnym, chemickým a biologickým faktorom. Patrí medzi ne charakter primárnych zlatínok, energia vodného toku, morfológia dna, dĺžka zotrvania v riečnom prostredí, dĺžka transportu a chemizmus riečnej vody. Intenzita týchto vlastností a procesov sa lokálne mení v závislosti od klímy, intenzity zvetrávania, vegetačného pokryvu a vplyvov človeka a výsledkom ich pôsobenia je zmena pôvodných vlastností aluviálneho Au. Tieto vplyvy sa najvýraznejšie prejavujú zmenou tvaru a povrchu zlatínok, ale aj zmenou chemického zloženia pod vplyvom rozpúšťania a precipitácie minerálov. Najčastejšie opisovaným prejavom chemických zmien na zlatinkách z riečného alúvia je tzv. vysokorydži lem (*gold-rich rim*).

Keď sa Au (elektrum) dostane do nestabilných podmienok (do riečnej vody), začína sa rozpúšťať. Keďže ióny Au^+ a Au^{3+} sú v takomto prostredí nestabilné, transport Au sa viaže na rozličné komplexné ióny (Webster, 1986; Vlassopoulos a Wood, 1990), ktoré možno vo všeobecnosti rozdeliť na anorganické a organické. Medzi potenciálne anorganické komplexanty Au patria halogenidy (F^- , Cl^- , I^- a Br^-), komplexy so S (HS^- a $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$) a hydroxokomplexy. Prírodná voda spravidla obsahuje všetky spomenuté komplexanty v rozličnej koncentrácii. Podľa výsledkov Vlassopoulos a Wooda (1990) možno konštatovať, že v systéme $\text{Au} - \text{S} - \text{Cl} - \text{H}_2\text{O}$ ($[\text{Au}] = 10^{-11}$; 2 ng/l) je dominantným komplexom zlata $\text{Au}(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})^0$ v pH – pri rozsahu typickom pre prírodnú vodu a pri nízkej koncentrácii Cl^- a ΣS ($[\text{Cl}^-] = 10^{-0.25}$; $[\Sigma\text{S}] = 10^{-1.5}$), charakteristickej pre prírodnú vodu. V podmienkach typických pre zvetrávajúce sulfidické ložiská je najvýznamnejším komplexantom $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$, AuHS^0 alebo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. Z ostatných možných komplexantov Au je významný CN^- , ktorý tvorí s Au najstabilnejšie komplexy (Groen et al., 1990). Z organických komplexov sú najdôležitejšie humínové (HA) a fulvínové kyseliny (FA; Wood, 1996).

Au precipituje redukciou Au^{I} a Au^{III} na metalické Au (Au^0), keď sa roztok dostane do podmienok s nižším Eh alebo do prostredia s dostatkom substancií schopných redukovať Au^{I} a Au^{III} (FA, HA, Fe^{2+} atď.; Macheskí et al., 1991; Wood, 1996).

Groen et al. (1990) uvádzajú nasledujúce modely tvorby vysokorydžového zlatého lemu:

1. Preferenčné rozpúšťanie Ag. Jeho podstatou je odlišná rozpustnosť Au a Ag. Model je chemicky zdôvodniteľný, ale nevysvetľuje, ako sa atómy Ag nachádzajúce sa hlbšie ako niekoľko angströmov dostanú do kontaktu s roztokom, ani ako prebieha difúzia roztoku a iónov cez labyrint vakancií v zliatine.

2. Precipitácia Au (cementácia). Au z roztoku precipituje na okrajoch aluviálneho Au a tvorí vysokorydži zlatý lem.

3. Samoelektrorefinácia (*self-electrorefining*). Ide o hydrometalurgický proces, pri ktorom sa intermetalická zliatina elektrochemicky rozpúšťa a potom nastáva precipitácia čistej (rýdzejšej) fázy. Podstatou tohto procesu je elektromotorická sila (EMF) medzi dvoma rozdielnymi kovmi v roztoku, ktorého Eh je vyššie ako Eh, v ktorom je zliatina stabilná.

Ako typové lokality pre štúdium zmien chemického zloženia zlata počas transportu v aluviálnych sedimentoch sme zvolili lokality Pukanec (stredoslovenské neovulkanity) a v tatriku Nižnú Bocu a Magurku (Nízke Tatry). Na týchto lokalitách je dostatočne preštudovaná primárna mineralizácia, P-T-x podmienky jej vzniku a mineralogická charakteristika zlata. Dĺžka transportu a podmienky sedimentácie umožňujú detailné štúdium aluviálneho zlata.

Pukanec

Pukanecský rudný obvod je v jv. časti štiavnického strato-vulkánu. Vyvinuli sa v ňom dve mineralizačné etapy. Staršia – Cu porfýrová a naložená polymetalická žilníková mineralizačná etapa (vysokosulfidačný typ) predchádzala mladšej – Au-Ag žilnej mineralizačnej etape (nizkosulfidačný typ). Primárnu Au-Ag mineralizáciu reprezentuje elektrum, ktoré tvorí pliešky a drôtky v drúzových kremenných dutinkách. Na ložisku je v prevahe supergénne Au a vyskytuje sa v pripovrchových úrovniach v zónach tektonických brekcií obohatených o Au (Bahna a Chovan, 2001).

Aluviálne Au (Bahna a Chovan, 1999) má veľmi pestrú morfológiu. Prevládajú kríčkované a drôtkovité agre-

gáty a časté sú aj agregáty oktaédrických kryštálov. Obsah Ag v aluviálnych zlatinkách sa pohybuje od 32 do 50 hm. %. Obsah ani jedného z ostatných analyzovaných prvkov neprekračuje 1 hm. %. Priemerná rýdzosť Au je 630. Pri transporte v supergénnych podmienkach, keď je Ag odnášané v podobe komplexných zlúčenín z povrchu zlatiniek, sa na okraji akumuláciou Au vytvára ostro ohraničený vysokorýdzy lem široký 10 až 20 μm . Pri narušení Au lemu, ktorý tvorí ochrannú bariéru, pokračuje korózia aj do vnútra zlatiniek, a tak si pôvodnú skladbu zachováva iba neporušené jadro.

Nižná Boca

Nižnobocianske ložisko je na severných svahoch Nízkyh Tatier asi 5 km na SSV od sedla Čertovice. Aluviálne Au potoka Boca má pôvod v primárnej hydrotermálnej Sb-Au mineralizácii vyskytujúcej sa v okolí obce Nižná Boca a Vyšná Boca (Smirnov, 2000).

Aluviálne Au sa vyznačuje pestrou morfológiou s dominanciou plieškov a obliačikov rozličnej hrúbky a opracovanosti. Povrch zlatiniek je väčšinou porézny (póry sú veľké 1–5 μm) a často sú na ňom pozorovateľné ryhy a stopy vtlačania. Au je najčastejšie prerastené kremeňom a výnimočne pyritom. Obsah Au varíuje od 65 do 92 hm. %. Obsah ani jedného z analyzovaných prvkov neprekračuje 1 %. Na niektorých zlatinkách sa zistili dôsledky nestability Au-Ag zliatiny v riečnom prostredí – vysokorýdzy lem. Jeho hrúbka sa pohybuje od niekoľkých do 20 μm a obsah Ag neprekračuje 3 hm. %. Vnútro zlatiniek je spravidla neporušené a má nižšiu rýdzosť ako lem. Ako dôsledok transportu a mechanickej abrázie sa lem okolo celej zlatinky vyvinul iba zriedka. Výskyt vysokorýdneho lemu generálne rastie s dĺžkou transportu.

Sporadicky sa nachádzali zlatinky s jadrom obsahujúcim 2–6 hm. % Ag a s výrazným špongiovitým lemom obohateným o Au a Hg, čo je pravdepodobne výsledok amalgamácie, ktorá sa v minulosti používala pri ťažbe aluviálneho Au v tejto oblasti.

Magurka

Ložisko Au-Sb rúd leží na severných svahoch Nízkyh Tatier. V primárnej rude sa v hydrotermálnych kremenitých žilách zistilo Au 1. generácie – vysoko rýdze (950) Au v asociácii s arzenopyritom a pyritom, a 2. generácie – Au nižšej rýdzosti (880) v asociácii s Sb, Pb a Cu sulfidmi.

Aluviálne Au sa skúmalo (Bakos a Chovan, 1999) v náplavoch Lupčianky vo vzdialenosti 0 až 13 km od primárneho zdroja. Aluviálne Au je veľmi malé, blízko zdroja v 92 % pod 2,2 mm. Pri transporte veľkosť zlati-

niek postupne klesá. Plieškovitě Au veľmi malých rozmerov je charakteristické pre sedimenty v celom sledovanom úseku, no najbohatšie je zastúpené v sedimentoch v blízkosti primárnej mineralizácie, čo je výsledok rýchleho opracovania v prudkom toku, ako aj pôvodnej morfológie a veľkosti primárneho Au. Redšie zastúpené zlatinky prerastené kremeňom a členité hrudkovité zlatinky sa koncentrujú vo väčšej vzdialenosti od primárneho zdroja a sedimentujú až v miestach miernejšieho toku. Optická ani chemická inhomogenita zlatiniek sa nezistila. Obsah Au v zlatinkách z aluviálnych sedimentov je oproti jeho obsahu v primárnom Au obidvoch generáciách nižší o 2–3 %. Odos Ag zo zlatiniek v aluviálnych sedimentoch je pravdepodobne pre malé rozmery a plieškovitý tvar (hrúbka iba niekoľko stotín mm) takmer rovnomerný. Lem rýdzejšieho zlata na okrajoch plieškovitých zlatiniek sa nezistil.

Zlato počas transportu a sedimentácie v alúviách podlieha zmenám morfológie, veľkosti a chemického zloženia. Všeobecne platí, že s dĺžkou transportu sa zmenšuje veľkosť zlata, ktoré postupne nadobúda tvar opracovaných plieškov a zároveň sa tvoria vysokorýdzy lemy na okraji zlatiniek. Výnimkou je len jemné šupinkovitě zlato z lokality Magurka, kde je zväčšená rýdzosť v celom zrne pravdepodobne kvôli veľmi malým rozmerom zlatiniek. Vysvetliť proces zväčšovania rýdzosti je možné rozličnými spôsobmi, ale na jeho presnú identifikáciu chýbajú experimentálne údaje.

Literatúra

- Bahna, B. & Chovan, M., 1999: Morfológia a chemické zloženie zlata z Pukanca. *Mineralia Slov.*, 31, 259–262.
- Bahna, V. & Chovan, M., 2001: Low-Sulfidation Type of Epithermal Au-Ag Mineralization near Pukanec (Central Slovakia Neogene Volcanic Fields). *GeoLines*, 13, 11–17.
- Bakos, F. & Chovan, M., 1999: Genetické typy zlata v oblasti Magurky. *Mineralia Slov.*, 31, 217–224.
- Groen, J. C., Craig, J. R. & Rimstid, D., 1990: Gold-Rich Formation on Electrum Grains in Placers. *Canad. Mineralogist*, 28, 207–228.
- Nacheski, L. M., Andrade, O. V. & Rose, A. V., 1991: Adsorption of Gold(III) Chloride and Gold(I) Thiosulphate Anions by Goethite. *Geochim. cosmochim. Acta*, 55, 769–776.
- Smirnov, A., 2000: Sb-Au mineralizácia v okolí Nižnej Boce (Nízke Tatry). [Diplomová práca.] Bratislava. Univerzita Komenského. *Prírodovedecká fakulta*. 130 s.
- Vlassopoulos, D. & Wood, A. S., 1990: Gold Speciation in Natural Waters. I. Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution. *Geochim. cosmochim. Acta*, 54, 3–12.
- Webster, J. G., 1986: The solubility of gold and silver in the system Au – Ag – S – O₂ – H₂O at 25 °C and 1 atm. *Geochim. cosmochim. Acta*, 50, 1837–1845.
- Wood, A. S., 1996: The role of humic substances in the transport and fixation of metals of economic interest (Au, Pt, Pd, U, V). *J. Geochemical Exploration*, 11, 1–31.

Oznam

Redakcia Mineralia Slovaca má od 1. septembra 2001 novú adresu:

**MINERALIA SLOVACA
JESENSKÉHO 8
040 01 KOŠICE**

Telefón: +421 55 625 00 46

Fax: od decembra 2001

E-mail: od decembra 2001

Notice

Editorial office of Mineralia Slovaca has by September 1, 2001 changed address:

**MINERALIA SLOVACA
JESENSKÉHO 8
040 01 KOŠICE**

Telephone: +421 55 625 00 46

Fax: by december 2001

E-mail: by december 2001

ABSTRAKTY – ABSTRACTS

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačенú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovat aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtim čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri – *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw – TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami – veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1,6 mm.

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. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect: PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdľahavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom résumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu vrátane zoznamu literatúry prispôbte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojistou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - 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 obsahu.
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 treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, résumé, 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 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
3. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
4. Voliť takú veľkosť písma a čísiel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar
5. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
6. Všetky ilustrácie vrátane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
7. 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
8. Fotografie musia byť ostré, čiernebiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
9. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípku doplní aj orientácia obrázku.
10. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
11. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
12. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
13. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
14. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte 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 čísloujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac 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 názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.