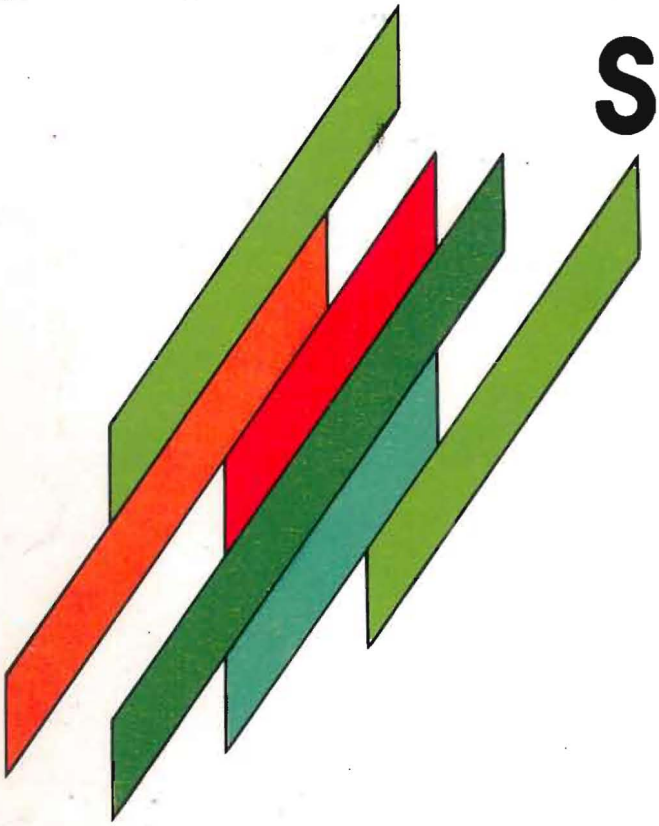
2 / 21 / 1989

Mineralia slovaca



vydavateľstvo alfa publisher

MINERALIA SLOVACA

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca: *Published by Mineralia slovaca corporation:*
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Nafta, k. p., Gbely; Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor
Ing. Ján Bartalský, CSc.
Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor
RNDr. Pavol Grecula, DrSc.
Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office
Geoprieskum—Mineralia slovaca
p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board
Ing. Ján Kuráň, CSc.
Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Daniel Jadroň
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane Spišská Nová Ves

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody, Košice

akademik Michal Maheľ
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bratislava

Ing. Jozef Michalenko
Rudné bane, Banská Bystrica

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Milan Ťapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.
Podmienkou pre uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.
Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovať bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occassionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company.
Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.
Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice.
Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

The Mineralia slovaca is published six times a year.
Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gorkého nám. 6, 817 64 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor: Mineralia slovaca, P.O. Box 13, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1989

Mineralia slovaca, 21 (1989), 97—98

Úlohy geológie v životnom prostredí

JÁN KURÁŇ

Slovenský geologický úrad, Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

(Doručené 16. 1. 1989)

Tvorba a ochrana životného prostredia pre svoju závažnosť bola zahrnutá aj do Hlavných smerov hospodárskeho rozvoja na roky 1986—1990 s výhľadom do roku 2000. Tento fakt a základný cieľ — splniť strategické úlohy vecného rozvoja starostlivosti o životné prostredie v SSR a celej ČSSR je nosným smerom pre plnenie celoštátnej Koncepcie tvorby a ochrany životného prostredia a racionálneho využívania prírodných zdrojov SSR do roku 2000, schválenej uznesením vlády ČSSR č. 219/1988 a uznesením vlády SSR č. 209/1988.

Horninové prostredie predstavuje dôležitú sféru starostlivosti o životné prostredie zvlášť vo vzťahu ku geologickým faktorom. Od nej závisí odborné, pohotové a racionálne riešenie mnohých investičných zámerov, výrobných úloh a problémov urbanizmu a územného plánovania. Obsahovo môže ísť o súborný geologický výskum, vyhľadávací či orientačný geologický prieskum až po sanačné opatrenia pri odstraňovaní havarijných stavov v zosuvnej problematike alebo ochrane podzemných vôd.

Činnosť rezortu geológie sa naďalej stále viac zameriava na oblasť plnenia opatrení a uznesení z tvorby a ochrany životného prostredia.

Dlhodobo sa v rezorte SGÚ vytvára register zosunov. Pravidelne sa zabezpečuje prieskum a sanácia zosuvných lokalít havarijného charakteru.

Geologické práce a režimové pozorovania už v rámci hydrogeologického výskumu a prieskumu prispeli k lepšiemu poznaniu a upresneniu bilancie podzemných vôd na území SSR. Úlohy sú zamerané hlavne na zabezpečovanie zdrojov podzemných vôd v nedostatkových oblastiach. Aj tu sa dosahujú pozitívne výsledky tak v prognóznych zdrojoch, ako aj vo využiteľných zásobách.

Len v roku 1987 sa hydrogeologický prieskum realizoval cca na 60 lokalitách s možným znečistením životného prostredia. Riešili sa predovšetkým úlohy ochrany podzemných vôd pred ropným znečistením, ale i znečistením z poľnohospodárskej a priemyselnej výroby. Prieskumno-sanačné práce majú zväčša dlhodobý charakter a investorské organizácie opätovne objednávajú ďalšie geologické, technické a sanačné práce v kontaminovaných lokalitách, ako sú lokality Dubová — Predajná — skládka gudrónov, Pozdišovce, Čierna nad Tisou, Vojany, Sliač — Vlkanová a ďalšie.

Z rozsiahlejších úloh rieši Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, štátny podnik, Žilina a Geologický ústav Dionýza Štúra v spolupráci so Slovenským hydrometeorologickým ústavom sledovanie kvality podzemných vôd na území SSR v kvartérnych sedimentoch a študijne sa zabezpečuje sledovanie kvality vôd aj v predkvartérnych útvaroch Západných Karpát.

V rezorte sa rozširuje program na riešenie úloh regionálneho hydrogeologického prieskumu. Vytvorili sa tak ďalšie predpoklady na vodohospodárske využitie zdrojov podzemných vôd a ich ochranu a na splnenie opatrení na zabezpečenie príslušných uznesení vlády SSR k plneniu úloh v problematike tvorby a ochrany životného prostredia.

Rozpracovali sa metódy hodnotenia geofaktorov životného prostredia na úrovni inžinierskogeologického výskumu a prieskumu. V rámci výskumu sa ukončili práce na zmapovanie všetkých antropogénnych sedimentov na území Veľkej Bratislavy a svahoch Malých Karpát.

Veľmi výrazne sa začali využívať poznatky z 27. medzinárodného geologického kongresu v Moskve, kde sa konštatovalo, že racionálne využívanie prírodných zdrojov nie je možné bez komplexného štúdia horninového masívu.

Výsledky pravidelného geochemického pozorovania zmien v životnom prostredí, ktoré dlhodobo zabezpečuje Inštitút mineralógie, geochémie a kryštalochémie, sa na základe poznatkov zo zahraničia transformovali na naše podmienky pri návrhu projektu na zavedenie geochemických metód a ich aplikáciu pri hodnotení životného prostredia v podmienkach mestských aglomerácií.

Podľa overenej metodiky sa má zhodnotiť územie Veľkej Bratislavy so zvláštnym zameraním na sledovanie najväčších kontaminantov a ťažkých kovov.

Problematika laboratórneho využívania neobnoviteľných prírodných zdrojov je neoddeliteľnou súčas-

tou štátnej politiky starostlivosti o životné prostredie. Intenzívne využívanie prírodných zdrojov a skutočnosť, že ČSSR disponuje z vlastných zdrojov iba niektorými palivami a obmedzeným sortimentom nerastných surovín, vyžaduje ich racionálnu ťažbu a efektívne využitie.

Využívanie zásob uhlia ako energetický zdroj niekoľko najbližších desiatok rokov sa v rozhodovacom procese dostáva do protikladu s požiadavkou využiť uhlie (hnedé) ako cennú surovinu pre chemický priemysel. Podobná je problematika ropy.

Racionálne využívanie prírodných zdrojov sa bude uplatňovať tak vo sfére rudných surovín (využívanie odpadov, háld a úpravníckych odpadov s minimalizáciou množstva odpadu zo súčasných banských závodov a ich úpravní), ako aj vo sfére nerudných surovín (najmä ťažba štrkopieskov a jej vplyv na ochranu pôdneho fondu, zdrojov podzemných vôd a pod.)

Pri palivách a energetike treba uviesť do súladu s platnou legislatívou ukladanie a využívanie sprievodných surovín, ktoré bude možné využívať ako druhotné suroviny (keramické íly, piesky, štrkopiesky, kaolíny, bentonity, tehliarske suroviny a pod.).

Doterajšie legislatívne opatrenia na zabezpečenie tvorby a ochrany životného prostredia ako celku sú nateraz málo účinné. Zamerané sú viac na reguláciu zložiek a izolovaných činností týkajúcich sa životného prostredia ako na reguláciu celospoločenských záujmov v subsystémoch v rámci jednotného systému životného prostredia.

Na celoštátnej i národných úrovniach prebiehajú analýzy súčasnej právnej úpravy starostlivosti o životné prostredie a jeho základné zložky a na ich základe sa doriešia otvorené problémy, ako aj právnou úpravou nepokryté oblasti starostlivosti o životné prostredie. V zmysle uznesenia vlády SSR č. 209/88 bude spracovaný návrh opatrení v súvislosti s prípravou nového zákona o životnom prostredí; návrh má byť predložený vláde ČSSR v roku 1989. Slovenský geologický úrad uplatňuje názor, že do nového zákona je vhodné zahrnúť aj problém ochrany horninového prostredia a súvisiacich geofaktorov.

Pre geológiu, ktorá ako iné vedné odbory je stále vo vývoji a v pravom slova zmysle v prestavbe svojej koncepcie, bol významný rok 1988, keď v apríli Slovenská národná rada schválila a vyhlásila zákon o geologických prácach a o Slovenskom geologickom úrade (geologický zákon), ktorý je publikovaný v Zbierke zákonov pod číslom 52/1988.

Geologický zákon upravuje oblasť činností, ktorých významnou hospodárskou a odbornou úlohou je skúmať geologickú stavbu štátneho územia, vyhľadávať a skúmať ložiská nerastov, zdroje podzemných obyčajných, stolových, minerálnych a termálnych vôd, overovať inžinierskogeologické pomery základovej pôdy, skúmať zosuvné územia a navrhovať ich stabilizáciu, pripravovať výstavbu podzemných zásobníkov a pôsobiť aj v iných oblastiach národného hospodárstva. Od výsledkov geologických prác závisí súčasná i budúca ťažba nerastných surovín, riešenie vodohospodárskych problémov, overovanie a ochrana liečivých a minerálnych vôd, racionálne zakladanie stavieb, bonitná klasifikácia pôdy, perspektívne využitie zdrojov termálnych vôd a zemského tepla na energetické účely a objasňovanie geochemických, geodynamických a iných geologických faktorov, ovplyvňujúcich životné prostredie a ľudské zdravie.

Zákon nadobudol účinnosť 1. júla 1988. Okrem zákonov Slovenský geologický úrad a Český geologický úrad pripravili vykonávacie právne predpisy ku geologickému zákonu a k novému banskému zákonu č. 44/1988 Zb. Možno konštatovať, že geologickým zákonom a vykonávacími predpismi ku geologickému zákonu sa okrem existujúceho banského práva vytvorili aj základy geologického práva.

Upresnenie nového vzťahu k životnému prostrediu v podmienkach modernej spoločnosti predpokladá zvýšenie úrovne a pretvorenie samotného spôsobu plánovania, výstavby a nadväzne aj samotného spôsobu života u nás.

Doterajšou svojou činnosťou, zvlášť v posledných rokoch, sa geológia v Českom geologickom úrade a Slovenskom geologickom úrade aktívne zúčastňuje na tvorbe a ochrane životného prostredia. Vytvára sa osobitná koncepcia i programy, aby geológia pomohla štátu problém životného prostredia riešiť. V geológii je dosť skúseností z domu i zo sveta, aby sa tieto úlohy riešili na vysokej vedeckej a technickej úrovni, existuje tiež dlhodobá medzinárodná spolupráca s mnohými štátmi.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 99—108

Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu

MICHAL MAHEĽ

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

(Doručené 28. 9. 1988)

The Klippen Belt from the aspect of the geodynamic model

The outline of development and structural model of the West Carpathians with particular regard to the Klippen Belt as a pendant of the Vahicum and a particular tectonotype. The tectonic klippen style, result of transpression.

Úvod

Pri zostavovaní geodynamického modelu Západných Karpát narastá význam bradlového pásma, a to:

— pre svojský tektonický štýl, výrazný i morfoštruktúrne,

— pre postavenie na rozhraní dvoch najrozsiahlejších geotektonických geneticky a štruktúrne odlišných pásiem flyšového pásma Západných Karpát a centrálnych Karpát (z hľadiska pozície hlbinnej stavby na rozhraní platformného predpolia a slovenského bloku),

— preto, že je špecifickým západokarpatským elementom, ale zasahuje do Východných Álp i do Východných Karpát, čo umožňuje poznať niektoré vzťahy Západných Karpát k susedným segmentom, ich postavenie a osobitosti v rámci alpíd.

Pohľad na vývoj a stavbu zemskej kôry, ovplyvnený globálnou tektonikou, umožňuje pochopiť význam viacerých fenoménov špecifických pre bradlové pásmo, poznať podstatu zdanlivých protirečení, lepšie pochopiť jeho genézu (obr. 1).

Špecifické fenomény bradlového pásma, hlavne štruktúrne

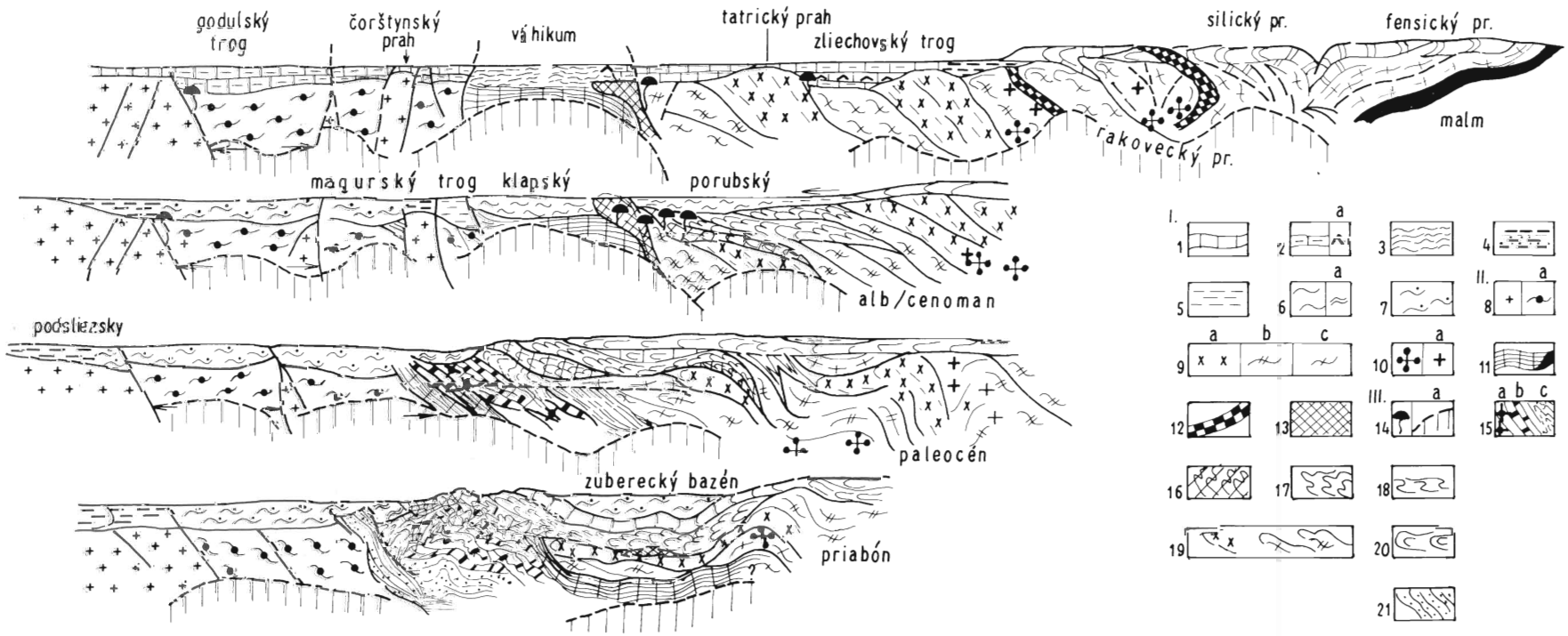
Bradlové pásmo, tvorené z viac ako dvetisíc bradiel, náznakmi chaotičnosti miestami pripomína tektonickú melanž alebo megabrekciu, ale i tektonické útržky vlečené v čele centrálnokarpatských príkrovov, miestami i súbor olistolitov.

Všetky morfoštruktúrne typy sú však pretiahnuté a zoradené do kulís postavených pod ostrým uhlom k priebehu bradlového pásma. Na stavbe jednotlivých kulís sa často zúčastňujú bradlá viacerých tektonických jednotiek s prejavmi drobenia (najvýraznejšie drobenie je pri jednotkách, ktoré sú tvorené rigidnejšími litotypmi), pri plastickejších súvrstviach silne pretiahnuté.

Neobvykle veľká kontrastnosť kompetentnosti medzi jednotlivými tektonickými jednotkami, ale aj v rámci toho istého tektonického elementu s rigidnejšími jursko-spodnokriedovými, prevažne vápencovými členmi a s plastickejším, prevažne stredno- až vrchokriedovým slieňovcovo-bridličnatým obalom predstavuje materiálový podklad pre segmentáciu až drobenie, ale i pre voľný pohyb rigidnejších členov, a to vertikálny (v minulosti nie práve najvhodnejšie označovaný ako diapirický), ale i horizontálny — transpresný — typický pre vznik bradiel sprevádzaných plastickejším obalom. Pomerne malá šírka pestrého heterogénneho obsahu bradlového pásma uprostred homogénnejších celkov flyšového pásma a centrálnych Karpát poskytovala zvlášť vhodné podmienky pre segmentáciu (drobenie) i pre roztiahnutie, ale pri opakovaných kompresiách i pre kulisovité rozloženie. Vytvoril sa celý rad morfoštruktúrnych elementov, napr. vztýčené šošovkové formy rigidných členov („diapíry") so svojím plastickým obsahom, vztýčené monoklinály často s detailným prevrásnením niektorých členov, vrásové šupiny, drobné až balvanovité útvary, prevrátené krídla ležatých vrás, ležaté vrásy s porušenými krídlami.

Vysvetlenie materiálovej heterogenity, neobvykle veľkej v bradlovom pásme, treba hľadať vo výraznejších zmenách litotypov v priebehu vývinu, v odlišnosti súborov litotypov tektonických jednotiek a v neúmerne veľkom počte štruktúrne faciálnych jednotiek.

Materiálovú, ale aj štruktúrnu heterogenitu bradlového pásma vysvetlíme, ak sa na bradlové pásmo nepozeráme ako na jednotné pienidy, ale ako na súbor prinajmenej štyroch geneticky odlišných jednotiek: oravika, váhika, elementov centrálnych Karpát



Obr. 1. Vývojový model Západných Karpát v období ranej paleoalpínskej a mezoalpínskej tektogenézy (Maheľ, 1988).
I. Základné tektofácie: 1 — plytkovodná karbonátová (prahy), 2 — hlbokovodná karbonátová (trogy), a) s polohami rádiolaritov (stenčená kontinentálna kôra), 3 — typ čiernych slieňovcov a bridlíc, 4 — Couge rouge (stabilné prahy), 5 — predflyš a flyšoid, 6 — „karbonátový" flyš hlbokovodný, a) s plytkovodnými karbonátmi, 7 — drobový flyš, hlbokovodný.
II. Typy kôry: 8 — dlhodobo kratonizovaná kontinentálna, a) vhodná na roztiahnutie a bázifikáciu, 9 — kôra hercýnsky prepracovaná, a) rozsiahlejšou granitizáciou, b) výraznejšou metamorfózou, c) slabšie konsolidovaná, 10 — alpínska granitizácia, a) sčasti mladohercýnska, 11 — paraoceanický až oceanický typ, 12 — „nedonosené" rifty, 13 — melanže, 14 — vulkanity, a) plášť.
III. Tektonotypy: 15 — tektonotyp transpresie — jednotky bradlového pásma: a — čorštynská, b — kysucká, c — klapská, 16 — 19 — tektonotyp členitej kontinentálnej kôry — sústava pripovrchových príkrovov: 16 — manínsky, sčasti včlenený do bradlového pásma, 17 — vrásový krížňanský príkrov, 18 — nesené príkrovy, chočský a vyššie, 19 — soklové príkrovy, sčasti hercýnske, 20 — tektonotyp vnútorných Karpát s vejárovitou stavbou, 21 — magurský príkrov.

Fig. 1. Development model of the West Carpathians in the period of Early Paleoalpine to Mesoalpine tectogenesis (Maheľ, 1988).
I. Fundamental tectofacies: 1 — shallow-water carbonate (ridges), 2 — deep-water carbonate (troughs), a) with layers of radiolarites (attenuated continental crust), 3 — type of black marlstones and shales, 4 — Couge rouge (stable ridges), 5 — preflysch and flyschoid, 6 — "carbonate" deep-water flysch, a) with shallow-water carbonates, 7 — greywacke flysch, deep-water.
II. Types of crust: 8 — long-dated cratonized continental, a) suitable for extension and basification, 9 — Hercynian reworked crust, a) by extensive granitization, b) by distinct metamorphism, c) weakly consolidated, 10 — Alpine granitization, a) partly Late Hercynian, 11 — paraoceanic to oceanic type, 12 — "aborted" rifts, 13 — melanges, 14 — volcanics, a) mantle.
III. Tectonotypes: 15 — tectonotype of transpression — Klippen Belt units: a — Czorsztyn unit, b — Kysuca unit, c — Klappe unit, 16 —19 — tectonotype of dissected continental crust system of near surface nappes: 16 — Manín nappe partly incorporated in the Klippen Belt, 17 — Krížna fold nappe, 18 — carried nappes, Choč and higher nappes, 19 — socle nappes, partly Hercynian, 20 — tectonotype of the Inner West Carpathians with fan-like structure, 21 — Magura nappe.

a magurskej jednotky. Nápadné je, že morfoštruktúrne jednotky oravika, ale i klapského príkrovu vykazujú ďaleko menšie stlačenie, slabšiu rekryštalizáciu ako centrálnokarpatské jednotky; vrásové štruktúry majú charakter klzného ohybu bez plastického tečenia; chýbajú ležaté vrásy, také typické pre príkrovové centrálnokarpatské jednotky (včítane jednotiek včlenených do stavby bradlového pásma), ale hlavne pre manínsky príkrov. Zrejme i príkrovy zohrávajú v bradlovom pásme ďaleko menšiu úlohu, ako sa im pripisovala.

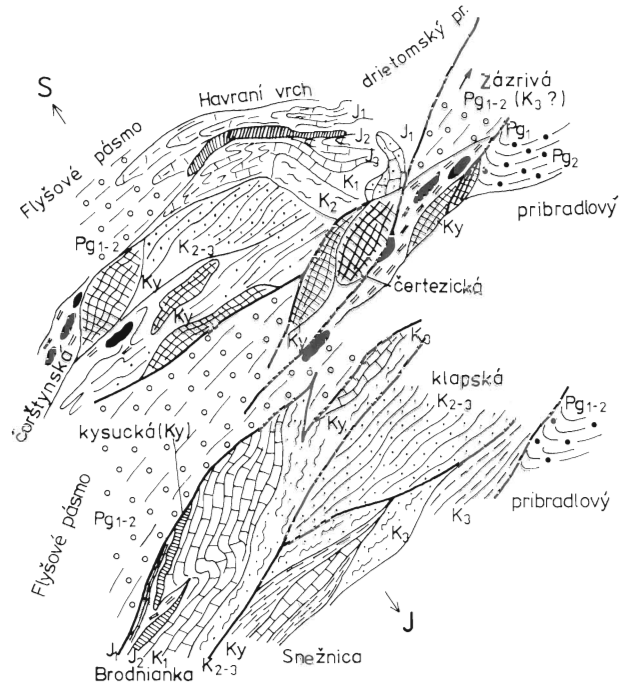
Hlavným štruktúrnym elementom v stavbe sú staršie severovergentné prešmyky, kým mladšie sú väčšinou juhovergentné s viacetapovým pohybom vo vertikálnom a horizontálnom smere. Prešmyky sú hlavnými tvorcami kulisovitej stavby typickej pre bradlové pásmo. Ovplyvnili aj zoradenia jednotlivých sekvencií do viacerých kulís. Na prešmykoch regionálnejšieho charakteru, hlavne na styku s flyšovým pásmom, sa končia jednotlivé kulisy, čo je zrejme dôsledok horizontálnych posunov (obr. 2).

Pri takomto prístupe sa i tektonické včlenenia štruktúrnych elementov (bradiel severnejších jednotiek, napr. čorštynskej) medzi južnejšie (kysuckú), ale i kysuckých bradiel medzi klapskú jednotku, vysvetľované doteraz ako tektonické okná (Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1959), javí ako dôsledok kulisovitej stavby.

Predbežný štruktúrny výskum, ktorý robil Plašienka a Marko, zistil, že mezoskopické vrásy, hojné v zvrstvených jurských — spodnokriedových členoch kysucko-pieninskej jednotky kongruentného lineárneho typu (rozmerov rádovo 10—100 m), sú otvorené až zovreté, krokvicovité a kufrovité, so subvertikálnymi osovými rovinami, zväčša symetrickými, vzniknuté ohybom a ohybovým sklzom. Poukazuje to na bočné stlačenie horizontálne uloženého vrstvového komplexu za duktilnokrehkého stavu v pripovrchových podmienkach (Plašienka in Maheľ et al., 1987). Zistilo sa, že aj v rigidných komplexoch čorštynskej jednotky sa prejavujú krehké deformácie, strihové fraktúry a rôzne systémy puklín.

Typom deformácie plastického toku sa zásadne líšia elementy manínskeho príkrovu, a to i jeho časti včlenené do stavby bradlového pásma (obr. 3). Popri deformáciách ohybového sklzu vykazujú rovnako ako centrálnokarpatské paleoalpínske jednotky (hlavne krížňanský príkrov, centrálnokarpatská časť manínskeho príkrovu) bridličnatosť pokročilej diagenézy (S_1) a kliváž osovej roviny zámkových častí mezoskopických medzifoliačných vrás (F_1) a veľkých ležatých vrás (Butkov, Manín). Štruktúrny charakter nadobudli tieto elementy za podmienok vyššej duktility.

Centrálnokarpatské elementy v bradlovom pásme sa okrem toho, že majú vyšší stupeň rekryštalizácie a odlišný štruktúrny inventár s dominantným postavením ležatých vrás, líšia od jednotiek oravika tiež častým sklonom na JV (k vnútrajšku), zväčša menej strmým ako u jednotiek oravika.



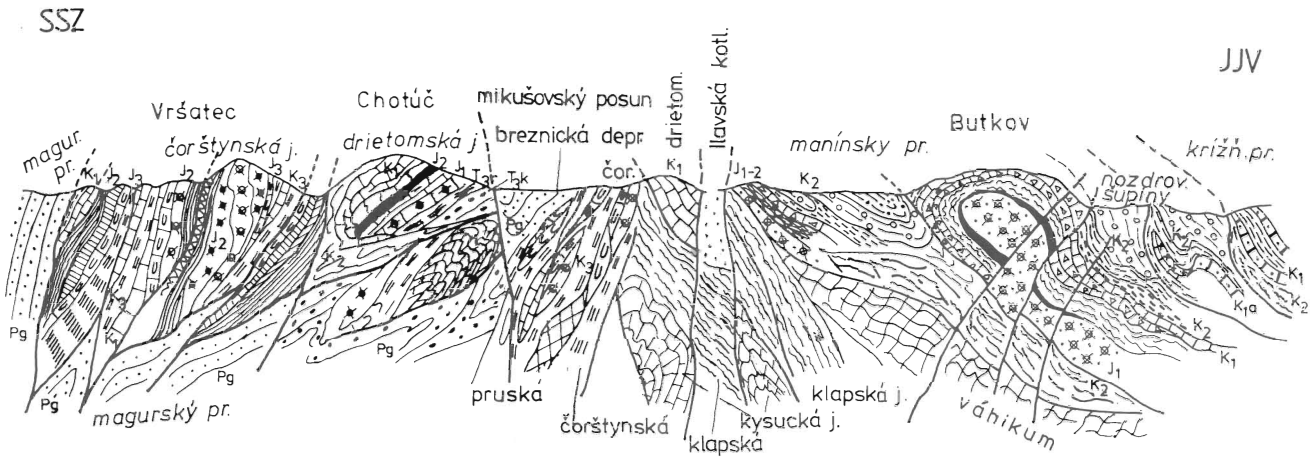
Obr. 2. Kulisovitá stavba, typický štruktúrny fenomén bradlového pásma, varínsky úsek (Maheľ, 1987).

Fig. 2. Coulisse structure, typical structural phenomenon of the Klippen Belt, Varín section (Maheľ, 1987).

Pre centrálnokarpatské elementy, ale i pre veľké bradlá oravika, hlavne kysucké, je príznačný charakter monoklinál tvorených spodných krídlom vrás. Veľké ležaté vrásy sú zachované u bradiel manínskej jednotky, i to len pri vnútornom okraji bradlového pásma (Butkov, Manín).

Odlepenie sekvencií oravika spravidla na báze spodnodogerských členov je dávnejšie známy fenomén. Pri tom je zaujímavé, že práve tieto bazálne členy, hlavne posidoniové vrstvy, vykazujú deformácie pseudoduktilným kataklastickým tokom rovnobežným s vrstevnatosťou i so zónou odlepenia (Plašienka, ústne oznámenie). Vyvstala otázka, či tento rozdiel oproti štruktúrnemu typu bežnému v ostatných členoch sekvencií oravika vyplýva z odlišnej pozície pri vrásnení a je i prejavom menšieho násunu oravika, alebo či ide o prejav staršieho laramského procesu.

Najčastejšie liasové a triasové členy patria drietomskej, resp. bošáckej sekvencii, t. j. k elementom nami považovaným za súčasť manínskeho príkrovu (Maheľ, 1969, 1986). Nevieme, či to v plnom rozsahu platí i pre zaradenie bradiel tvorených len liasovými členmi, doteraz považovanými za súčasť kysuckej sekvencie (napr. bradlo Jedlovinka a ďalšie bradlá pri Zázrivej), i pre liasové, resp. triasové členy, ktoré



Obr. 3. Ukážka štruktúrnej heterogenity stavby bradlového pásma v jeho najkompletnejšom — strednovážskom (púchovskom) úseku (Maheľ, 1987).

Fig. 3. Example of structural heterogeneity of the Klippen Belt in its most complete — Middle Váh valley (Púchov) section (Maheľ, 1987).

zdanlivo nadväzujú na sekvencie kysuckej, resp. čorštynskej jednotky.

Ak sa zistia rozdiely v genetickom type vrás, podrobný štruktúrny výskum umožní presnejšie odlíšiť centrálnokarpatské štruktúrne elementy včlenené do bradlového pásma od jednotiek oravika, ale upresní sa aj rozsah a vzťah vertikálnych a horizontálnych posunov pri tvorbe stavby.

Postavenie úzkeho pásma štruktúrne formovaného mezoalpínskym laramsko-pyrenejským, ale i sávsko-ranoštajerským (neoalpínskym) vrásnením medzi mocným blokom paleoalpínskych príkrovov centrálnych Karpát z vnútornej strany a hrubým súborom neoalpínskych príkrovov flyšového pásma z vonkajšej strany vyzdvihuje štruktúrnu samostatnosť bradlového pásma. Bradlové pásmo sa v podstate javí ako mezoalpínsky akrečný klin centrálnych Karpát — paleoalpíd — mezoalpíd, ale i ako tylové zázemie neoalpíd. Je hlavným reprezentantom západokarpatských mezoalpíd, ktorý preväzuje dva hlavné genetické celky, dva tektonotypy, do geneticky, časovo i štruktúrne jednotnej sústavy. Genetickú, ale i štruktúrnu samostatnosť bradlového pásma dokladá i to, že zásah strednokriedovým vrásnením (hlavným tvorcom jednotiek centrálnych Karpát) sa výraznejšie neodrazil dokonca ani v paleogeografii jednotiek oravika (až v priebehu turónu sa zaznamenáva nástup flyšovej sedimentácie) a sávske i štajerské pohyby, ktorých dôsledkom je príkrovová stavba flyšového pásma, sa uplatnili v bradlovom pásme predovšetkým drobením a transpresiou — vznikom bradlového štýlu s výrazným vytiahnutím štruktúrnych elementov a s prejavmi drobenia. V intenzite týchto procesov troch základných genetických skupín jednotiek sú však značné rozdiely. Zrelý bradlový štýl, i morfoštruktúrne najvýraznejší, vykazujú jednotky oravika vrásnené až po eocéne. Jednotky váhika (klapská a vrchná etáž manínskej jednotky), postihnuté laramským vrásnením, vykazujú tektonický štýl šupín a vrásových šupín vytiahnutých do kulís spolu s bradlami. Manínsky príkrov včítane drietomskej jednotky, postihnutý hlavným paleoalpínskym, ale i laramským vrásnením, má bradlový štýl tvaru pretiahnutých brachyantiklinál naložený na staršie ležaté vrásy rozstrihnuté prešmykmi (hlavne ich vrchné ramená).

Pri nedostatku rozsiahlejších súvislejších tektonických telies v bradlovom pásme, hlavne u oravika, je priliehavejšie hovoriť o paleotektonických, a nie o štruktúrnych jednotkách. Príčinou toho je iste i chýbanie mocnejších rigidných komplexov (nedostatok štruktúrneho jadra príkrovov; Roth, 1983), akými sú v centrálnokarpatských príkrovoch triasové súbory a vo vonkajších flyšových príkrovoch mocné pieskovcové komplexy magurských, solánskych, resp. godulských pieskovcov. Vyplýva to sčasti i z odlepenia na báze dogeru (resp. najvrchnejšieho liasu), ale i z malých hrúbok jurských i kriedových členov (zriedka presahujúcich niekoľko sto metrov), navyše laterálne premenlivých (prejav paleogeografickej členitosti a nepatrnej subsidencie, „podvýživy", ako dôsledku vzdialenosti od zdrojových oblastí klastík), slovom z osobitného nielen štruktúrneho, ale i paleotektonického postavenia oravika či pienid s. s.

Genetická väzba zrelého bradlového štýlu na zóny transpresie a v nich na funkciu zlomových línií, prešmykov i posunov sa prejavuje i v priestorovom rozložení bradiel odlišných jednotiek vedľa seba v tej istej kulise, ale i bradiel jednej jednotky vo viacerých kulisách.

Transpresný charakter bradlového pásma treba spájať popri jeho postavení na rozhraní dvoch blokov i s formovaním oblúka Západných Karpát. V tom smere je osobitne významný celokôrový ohyb vý-

chodného okraja bloku brunnie (Tomek et al., 1988) sprevádzaný ľavostranným posunom (Birkenmajer, 1987) a rotáciou centrálnokarpatského bloku o 45°.

Bradlové pásmo sa prispôsobovalo jednak tvaru formujúceho sa oblúka, jednak reagovalo na šikmé posuny romboidálnych valcov — mikroblokov jednotlivých jadrových pohorí (Grecula, Roth, 1976). To zohralo osobitne významnú úlohu pri diferenciácii stavby jeho jednotlivých úsekov — areálov.

Hlbšie poznanie podstaty zdanlivých protirečení v stavbe bradlového pásma, ale i názorových rozdielov, rovnako ako hlbšie pochopenie procesov, ktoré utvárali tektonický štýl bradlového pásma, si vyžiada riešenie celého radu hlavne štruktúrnych, ale i stratigrafických problémov. K najzávažnejším patrí tektonická príslušnosť mocných flyšových vrchnokriedových a sčasti už strednokriedových komplexov v oravskom úseku, ale i v Pieninách, zaraďovaných ku kysuckej jednotke na Orave (Andrusov, Samuel, 1983), k manínskemu príkrovu vo varínskom úseku (Haško, 1972), k branickej, ale i k ďalším prechodným jednotkám v Pieninách (Birkenmajer, 1978, 1987). Sú totiž vývinom i postavením v podstate zhodné s klapskou jednotkou na Považí. Problém sa dotýka štruktúrneho i paleotektonického postavenia klapskej jednotky. My ju považujeme za súčasť váhika, presnejšie periváhika, a nie pienid s. s.

Pre nastolený problém je dôležité i zaradenie jursko-spodnokriedovej sekvencie bradla Klapy, považovanej i za olistolity chočského príkrovu (Andrusov, 1929) a tatrika (Maheľ, 1986) uprostred strednokriedového flyšu klapskej jednotky, častejšie spodné členy klapského príkrovu (Scheibner in Buday et al., 1967; Began, Salaj, 1985), a tým za dôkaz umiestnenia sedimentačného priestoru tejto jednotky na exotickej kordilére (Birkenmajer, 1986).

Podľa nášho názoru kostelecké i klapské bradlá sú olistolitmi spodnejších štruktúrnych elementov tatrika (Maheľ, 1986). Z toho aspektu si osobitnú pozornosť zaslúžia rozsahom neveľké šupiny tatrika na styku (transpresnom?) tatrika a krížňanského príkrovu (v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Malej Fatre).

Vzťahy bradlového pásma k susedným geotektonickým pásmam a osobitosti tektogenézy

V súvislosti s horizontálnymi posunmi hlavne na okrajoch bradlového pásma sa vynára otázka jeho vzťahu predovšetkým k centrálnym Karpatom. Viaceré nevyjasnené problémy, napr. prítomnosť triasových hornín meliatskeho typu v súbore „exotických" obliakov vrchnokriedových zlepencov, zvádzajú k názorom, že centrálnokarpatský blok bol prisunutý, a to z väčšej vzdialenosti (Mock, 1988).

Užší genetický vzťah bradlového pásma k centrálnym Karpatom však dokladá:

— vzájomná paleotektonická previazanosť od albu po eocén cez vnútornú flyšovú geosynklinálu (pribradlovú zónu), hlavne cez jej vrchnokriedový sled, ale i cez olistolity a obliakový materiál kriedových zlepencov, v značnej časti pôvodom z centrálnokarpatských jednotiek,

— štruktúrna previazanosť manínskeho príkrovu, pôvodne centrálnokarpatského, sčasti mezoalpínsky včleneného do stavby bradlového pásma.

Genetickú väzbu bradlového pásma s flyšovým pásmom dokladajú jurské a kriedové litotypy magurského príkrovu s afinitou k litotypom oravika.

Štruktúrne bradlové pásmo s magurským príkrovom preväzujú výstupy bradiel uprostred jej flyšových komplexov blízko vnútorného okraja, ale i zavrásnenie zvrchu i z podložia, prípadne vklinenie okrajových elementov flyšového pásma do stavby bradlového pásma.

Genetický význam má i priestorová väzba bradlového pásma a magurského príkrovu. Kým vrchnokriedové a hlavne paleogénne členy v magurskom príkrove predstavuje drobový flyš (typické pre vonkajšiu flyšovú geosynklinálu), v bradlovom pásme je to litotyp couche-rouge a karbonátové flyše s užším vzťahom k „vnútornej" flyšovej geosynklinále.

Štruktúrne flyšové pásmo s prevažne „pasívnymi" príkrovmi, hojnými plochami násunov i prešmykov k vonkajšku, ale i s častými vrásami ohybového charakteru vykazuje znaky tektonotypu označovaného ako „folds and trusts". Bradlové pásmo je zázemím tohto tektonotypu, stlačeným a vytlačeným na styku dvoch mohutných systémov flyšového pásma a centrálnych Karpát. Pritom osobitné štruktúrne postavenie bradlového pásma zvýrazňuje rozloženie jeho podstatnej časti v osovej časti vejára prešmykov. Ten zjednocuje vonkajšie a centrálne flyšové Karpaty do jednotného systému a jeho os signalizuje zostup bradlového pásma do hĺbky. Severné krídlo vejára predstavujú plochy neoalpínskych príkrovov flyšového pásma i jeho štruktúrnych elementov nižšieho rádu. Južné krídlo vejára tvoria dvojaké plochy:

— neoalpínske strmé juhovergentné prešmyky sprevádzané laterálnymi posunmi, výrazné v centrálnych Karpatoch, napr. v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1985) i v Malých Karpatoch (Michalík, 1984),

— ploché odrazové reflexy širokého rozpätia s miernym sklonom k vonkajšku (Tomek et al., 1988), známe zo seizmických profilov, ktoré predstavujú pravdepodobne staršie, hlavne paleoalpínske rozhrania zvýraznené neoalpínskym zdvihom jadrových pohorí.

V poslednej dobe je tendencia spájať styk Českého masívu a Karpát s osou vejára prešmykov, resp. s priebehom podstatnej časti bradlového pásma. Treba si uvedomiť, že medzi týmito dvoma blokmi by malo byť rozložené pôvodné podložie vonkajšej flyšo-

vej geosynklinály, ale i bradlového pásma včítane kryštalinika, okraja brunovistulika, alpínsky prepracovaného s tektonickým štýlom vztýčených kulís (beskydikum v zmysle Maheľa, 1986).

Pri úvahách o vzťahu bradlového pásma k flyšovému sa vynárajú také problémy ako:

— rozsah a význam kordiléry medzi oravikom a magurským sedimentačným priestorom signalizovaný osobitným typom obliakového materiálu v strihovských pieskovcoch krynickej jednotky (Marschalko et al., 1976),

— rozsah a charakter kôry predpokladanej sedimentačnej oblasti mocných flyšových komplexov vonkajšej flyšovej geosynklinály a typ podložia bradlového pásma,

— viaceré varianty zavrásnenia paleogénu magurskej jednotky uprostred bradiel.

Prejavy tektogenézy v bradlovom pásme sú vyjadrené časovým a priestorovým rozložením olistolitov a exotického materiálu (Marschalko, 1986), ale aj nedostatkom klasických uhlových diskordancií, ako aj neprerušeným vrstvovým sledom až do oecénu vo vonkajších štruktúrach čorštynskej jednotky. Uvedené údaje, pri pohľade na bradlové pásmo ako na jednotný genetický celok, sú základom názorov na formovanie geologickej stavby bradlového pásma až za sávskej fázy (Ksiazskiewicz, 1975; Sikora, 1968). So sávskou fázou spájajú nielen vznik príkrovov, ale i stlačenie a násun bielokarpatsko-krynickej jednotky na bradlové pásmo. Birkenmajer (1970, 1985) so sávskou fázou spája alochtónny charakter, odtrhnutie čorštynskej jednotky od podložia, jej zošupinatenie, vznik antiklinórií s plochými synklinálami vyplnenými paleogénom, ale i začiatok formovania bradiel, vytláčanie starších členov do plastických súvrství, laterálne roztrhanie blokov. Príkrovový charakter (v jeho ponímaní) jednotiek s výnimkou čorštynskej však spája s laramským vrásnením. Pritom flyšoidné jarmutské vrstvy považuje za transgresívny člen, za prejav ranej laramskej fázy vrásnenia.

Vzhľadom na viacetapovitý proces skracovania kôry mnoho racionálnych myšlienok obsahuje aj pohľad na tektogenézu bradlového pásma z hľadiska geosynklinálnej teórie (Andrusov, 1938), podľa ktorej jednotlivé stavebné elementy, reprezentujúce vývinové štádiá, vznikli v rozličných fázach vrásnenia. Jursko-spodnokriedové bradlá sa vytvorili v manínskej fáze, strednokriedový, tzv. spodný obal v austrickej fáze, vrchnokriedový, tzv. vrchný obal v laramskej fáze a slabšie zvrásnené paleogénne komplexy v sávskej fáze.

Rozdielne názory na obdobie tvorby štruktúrneho plánu bradlového pásma a na úlohu laramskej fázy však vyplývajú z toho, že sa dostatočne nerozlišujú tri genetické skupiny jednotiek: jednotky oravika, váhika a centrálnokarpatských jednotiek.

Vznik jednotiek oravika zrejme najviac ovplyvnila až sávska fáza, predchádzajúce fázy sa v ich vývine odrazili zväčša len okrajovo. Nedostatok členov kysuckej jednotky mladších ako eocén je iste povšimnutiahodný.

Štruktúry klapskej jednotky vznikli počas viacetapového vývoja (proces skracovania kôry) v laramskej a pyrenejskej fáze.

Na manínskej jednotke sa popri prejavoch pre ňu takej typickej manínskej fázy odráža aj priblíženie k sedimentačnému priestoru klapskej jednotky v priebehu cenomanu — turónu i presun do oblasti oravika za laramského vrásnenia.

Všetky spomínané tektonické jednotky však nesú znaky transpresie (bradlový tektonický štýl a hojné prešmyky a zlomy s výraznou horizontálnou zložkou), ktoré získali sčasti pred transgresiou spodnomiocénnych sedimentov, sčasti však i počas spodného miocénu.

Spodnomiocénne sedimenty ležia síce výrazne diskordantne na bradlových jednotkách, vznikli však v kompresnom poli horizontálnych posunov. Samotné panvy vznikali na kôrovom rozhraní bloku brunnie a centrálnokarpatského bloku. V stavbe spodnomiocénnych sedimentačných členov sa odrážajú také procesy ako ľavostranný posun pozdĺž vnútrokôrového rozhrania sprevádzaný rotáciou centrálnokarpatského bloku o 42° (Kováč et. al., 1988). Na bradlovom pásme, ktoré je najvýraznejším predstaviteľom oblúkového charakteru Karpát (aspoň na JZ cípe) sú ešte patrné stopy staroštajerských pohybov.

Paleotektonické osobitosti bradlového pásma, vývinové modely

Celý rad osobitných litotypov oravika, prakticky celý jurský a kriedový sled čorštynskej jednotky, a to až po paleogénne prosské vrstvy., ale i viaceré litotypy kysucko-pienínskej jednotky (opalínové vrstvy, murčisoniové vrstvy, pieninský vápenec, celá paleta slieňovcov strednej kriedy) naznačujú paleotektonickú osobitosť oravika v západokarpatskom geosynklinálnom systéme. Pritom viaceré, tzv. prechodné sekvencie medzi prahovým a priehlbeninovým (žľabovým) typom sú dokladom nezvyklej členitosti, najvýraznejšej faciálnej kontrastnosti, ale i komplementárnosti, akú okrem Západných Karpát inde nepoznáme. Oravikum zrejme predstavovalo svojský paleotektonický element pri okraji severoeurópskej platne, ktorý svoju osobitosť zachovával i po vytvorení vonkajších flyšových trogov, hlavne sliezskeho. V jednotkách oravika sotva niečo svedčí o oceanickom type kôry. Spájanie s malým oceánom v geodynamických modeloch (Mišík, 1978; Birkenmajer, 1985) vyplýva z chápania klapskej jednotky ako súčasti pienid (oravika) a odvodzuje sa hlavne

z povahy obliakov v kriedových zlepencoch flyšových členov, spájaných geneticky hlavne s exotickým hrebeňom či s ultrapieninskou kordilérou (nazvanou tiež Andrusovým prahom). Názory na oceán, jeho umiestnenie i funkciu, ale i na zdroj exotického materiálu sa však menia, ale i navzájom líšia. Napr. Birkenmajer (1988) už oceánu prisudzuje miesto južne od sedimentačného priestoru pieninskej jednotky a označuje ho ako oceán X. V podstate však ide o oceán nazvaný váhikum, ktorého existenciu zdôrazňujeme už niekoľko rokov (Maheľ, 1979) výpočtom svedectiev (komplex marianskych vrstiev v Malých Karpatoch; jurské súvrstvie typu schistes-lustré navŕtané v intervale 1 000 m pri Soblahove v Strážovských vrchoch v podloží manínskeho príkrovu a jeho výstup na povrch v severnej časti Považského Inovca; telesá ultrabázik a metamorfované komplexy južne od mezozoika v podloží neogénu Východoslovenskej nížiny) všetko však v pozícii analogickej južnému penniniku Álp.

Model s váhikom vystihuje vývojovú samostatnosť pienid s. s. (oravika) vyplývajúcu:

— z nedostatku výraznejších prejavov paleoalpínskej tektogenézy, ale i zo špecifického charakteru prejavov mladších vrásnení, ktoré vyústili do osobitného tektonického štýlu bradlového pásma,

— zo zmeny paleotektonického postavenia sedimentačného priestoru oravika, z jeho odčlenenia od aktívneho šelfu európskej platformy do pozície členitého podmorského prahu so sprievodnou pieninskou priekopou medzi dvoma flyšovými geosynklinálami — vonkajšou a pribradlovou zónou, periváhikom.

Model s váhikom vytvára väčšiu paletu možných zdrojov exotického materiálu:

— pohľadom na tatrikum ako na súbor príkrovov, ktoré prekrývajú zdrojové oblasti, a ktoré už pri presune krížňanského príkrovu na severnejšie elementy boli vyzdvihnuté dôsledkom obdukcie,

— väčšou možnosťou vzniku litotypov zásadne sa odlišujúcich od litotypov známych z jednotiek oravika — špecifických, geneticky zviazaných so subdukciou i s obdukciou oceanickej, sčasti tenkej kontinentálnej kôry (krátkodobé ostrovné pásma bohaté na biohermy, ale i na prejavy vulkanizmu širokej látkovej palety). Pri takomto modeli je pochopiteľný nedostatok vulkanického materiálu v jurských, resp. spodnokriedových členoch oravika; veď jeho sedimentačný priestor bol veľmi vzdialený. Neprekvapuje ani prítomnosť plagiogranitov v exotickom materiáli. Veď také horniny sprevádzajú častejšie telesá ultrabázik v alpidách.

K špecifickým fáciám treba rátať i urgónske vápence (barém — apt), zvlášť bojné ako olistolity v spodnoalbskom flyši klapskej jednotky. Preukázanie odlišnosti tohto litotypu (Borza et al., 1978), hlavne biofaciálnej, od organodetritických vápencov manínskeho príkrovu „uvoľňuje" väzbu jeho sedimentačného priestoru s exotickým hrebeňom. Manínsky príkrov sa rovnako ako bradlo Haligovce považuje za centrálnokarpatský príkrov včlenený do stavby bradlového pásma. Centrálnokarpatský pôvod a olistolitový charakter sa v našom modeli pripisuje i sekvencii predflyšových členov v klapskej jednotke, i bradlám tzv. kosteleckej jednotky. Pri takomto prístupe ultrapieninská kordiléra stráca paleogeografický význam a stáva sa paleotektonickým elementom.

Dávnejšie známe zhody západokarpatských a východoalpských exotík spájané s existenciou spoločného ultrapieninského hrebeňa svedčia o rovnakej paleotektonickej pozícii; naznačujú nielen paleogeografickú, ale i genetickú zhodu: vo Východných Alpách s južnou zónou penninika (Faupl, 1978), v Karpatoch s váhikom (Maheľ, 1981). Ide o element úzko spätý so subdukciou a obdukciou, teda paleotektonicky viazaný na rozhranie oceanickej a kontinentálnej kôry. A to hovorí v prípade pôvodu tzv. ultrapieninskej kordiléry v prospech subdukčnej melanže, ale i okrajových šupín tatrika (vo Východných Alpách unterostalpinu), sčasti prekrytých tatrickými príkrovmi.

Do akej miery sa odlišuje váhikum od penninika, zatiaľ ťažko povedať. Jeho vrchná etáž (predovšetkým klapská jednotka a s ňou i celá vnútorná flyšová geosynklinála či pribradlová zóna; Maheľ et al., 1967, 1981) vykazuje vývojový trend, postavenie i celý rad litotypov zhodných s penninskou vyššou štruktúrnou etážou s flyšovými sledmi. Alpské a karpatské paleotektonické elementy majú popri spoločných znakoch celý rad osobitostí: oveľa väčšie množstvo i širšia pestrosť palety exotík v klapskej jednotke, širšie časové prejavy (i vďaka recyklicite), omnoho väčší rozsah olistolitov, a to nielen s obsahom jedného stratigrafického člena, ale celých sledov. Dynamika procesov zviazaných so subdukciou oceanického trogu váhika mala zrejme iný charakter ako v penniniku Álp. Ako v prípade vzťahu susednej južnejšej dvojice tatrikum — unterostalpin, tak i vo vzťahu váhikum — penninikum možno hovoriť len o analogónoch, ktoré na seba nadväzujú.

Bližšie poznanie podložia tatrika iste prispeje k objasneniu obsahovej náplne i štruktúrneho charakteru váhika a jeho prípadnej nadväznosti na rechnitské okno penninika a na zónu s telesami ultrabázik v oblasti Východoslovenskej nížiny. Prispeje to i k vyjasneniu postavenia „sporných" bradlových sekvencií, ako je kostelecká, klapská s. s. (jursko-spodnokriedový sled), ale i haligovská.

Birkenmajerov model počíta i s magurským oceánom podloženým hlbokovodnou sekvenciou Grajcarek (Birkenmajer, 1965) pri severnom okraji bradlového pásma, jednotkou rozloženou severne od tor-

štynskej v podloží flyšových komplexov magurského príkrovu. Tým narastá potreba bližšie poznať predvrchnokriedové členy magurského príkrovu, ale i tektonického vzťahu bradlového pásma a magurského príkrovu v oblastiach výraznejších komplikácií hlavne v strednovážskom areáli s náznakmi prítomnosti „čiernej" spodnej kriedy v oblasti Horné Srnie — Krivoklát. Objasniť treba i nápadný prevrátený sled krynickej jednotky. Vývojový model flyšového pásma nemožno zostaviť bez poznania paleotektonického charakteru spodno- a strednokriedových členov magurského príkrovu (s výnimkou neznámej jednotky Grajcarek).

Tak mocné flyšové litotypy Západných Karpát, zväčša hlbokovodné širokého časového rozpätia (viaceré vznikli pod hladinou CCD), ako aj spodnokriedové tešinity sliezskej jednotky (ukazovateľ riftogenézy) naznačujú síce stenčený typ kôry a jej čiastočnú bazifikáciu, lenže tektonický štýl označovaný ako „folds and trusts" (typický pre oblasti, v ktorých hlavným štruktúrotvorným činiteľom je kolízia kontinentálnych platní) nabáda k opatrnosti pri úvahách o oceáne severnejšie od bradlového pásma. Keďže v celom flyšovom pásme Karpát chýbajú ofiolity, pravdepodobnejším sa javí model s intrakontinentálnymi trogmi so stenčenou kontinentálnou(?) kôrou.

Nadväznosť bradlového pásma na susedné segmenty alpíd

Bradlové pásmo vo východoslovenskom úseku azda najvýraznejšie predstavuje strmo vztýčenú švíkovú zónu medzi blokom centralíd a externíd. V Zakarpatskej Ukrajine sa medzi bradlové a flyšové pásmo vkliňujú výbežky jednotiek Východných Karpát, čím sa východný úsek bradlového pásma (v oblasti marmarošského „masívu") dostal do priestoru južne od centralíd Východných Karpát — dacíd. S jeho vykliňovaním dochádza ku kulisovitému zastupovaniu bloku centrálnych Karpát — slovakíd — s blokom dacíd (Maheľ, 1983). Pri takom prístupe podložie neogénnych depresií Zakarpatska, ale v podstate i západnú časť ukrajinských Karpát treba považovať skôr za súčasť Západných ako Východných Karpát, prípadne ho treba vyčleniť ako osobitný prechodný segment, pretože ide o oblasť prestavby štruktúrneho plánu Západných Karpát. Naznačuje to napr. vykliňovanie tatrika (?) i výstupy váhika v priamom podloží neogénnej výplne Východoslovenskej nížiny a vykliňovanie jedných a nasadzovanie iných tektonických jednotiek vo flyšovom pásme, a to bez výraznejšej priečnej segmentácie. Preto kladenie hranice medzi Západné a Východné Karpaty na hornádsky zlomový systém je príliš poplatné starším vžitým predstavám. Nesporne v oblasti medzi hornádskym zlomom a samošskou líniou štruktúrny plán centralíd (včítane podložia Východoslovenskej nížiny) skrýva popri postupne sa vykliňujúcich západokarpatských elementoch veľa neznámych jednotiek, skrytých i pod názvom zemplinikum, ale i rad osobitostí, ako sú mladopaleozoické komplexy Zemplínskych vrchov, ktoré ponúkajú i možnosti paralelizácie so spodnejšími elementmi tatrika, napr. v Považskom Inovci. Pravda, v tomto prípade nie je vylúčené, že to sú už aspoň sčasti okrajové časti váhika (Maheľ, 1981).

Do Východných Álp zasahuje bradlové pásmo len malým cípom (St. Veit). Analógom pienid s. s. (oravika) s radom analogických a rovnakých litotypov je tzv. hlavná bradlová zóna (Hauptklippenzone), rozložená uprostred flyšového pásma a považovaná za ultrahelvetikum (Tollmann, 1963). Jej vzťah k pieniadám (oraviku) je kulisovitý, a to nielen štruktúrne, ale i vývojom. Ich spoločným rysom je však užšia paleotektonická spätosť so severoeurópskou platňou. Oravikum však od spodnej kriedy prekonalo samostatný vývoj na rozhraní centralíd a externíd a stalo sa súčasťou štruktúrnej spojky paleoalpíd a neoalpíd, kým grestenská zóna zostala štruktúrnou súčasťou neoalpíd (extrernid). Z takého aspektu i flyšové pásma Západných Karpát a Východných Álp i pri zhode celého radu litotypov vykazujú samostatné štruktúrne jednotky oddelené prechodným segmentom waschbersko-ždánickým. Priečne orientovaná viedenská panva potom nie je morfoštruktúrnym prejavom segmentácie medzi Východnými Alpami a Západnými Karpatmi. Staršie predneogénne tektonické jednotky (magurský príkrov) i v tomto prípade spolu s bradlovým pásmom však klinovite zasahujú do Východných Álp.

Literatúra

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkům vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, III. Tektonika. *Rozpr. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., IX, 1—135.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV, 188 s.*

Began, A., Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ, Konf., Symp., Sem., 161—174.*

Birkenmajer, K. 1965: Outlines of geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol., XXXV, 1—401.*

Birkenmajer, K. 1986: Stages structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia geol. pol., LXXXVIII, 8—32.*

Borza, K., Köhler, E., Samuel, O. 1978: Chronostratigraphy of Lower Cretaceous with Application on West Carpathians. *Geol. Práce, Spr., 71, 123—156.*

Borza, K. 1980: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofácie a mikrofosílie vrchnej jury a spodnej kriedy. [Dokt. diz. práca.] *Manuskript — archív Geol. úst. SAV Bratislava.*

Borza, K., Michalík, J., Vašíček, Z. 1987: Lithological, biofacial and geochemical charakterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov. *Geol. Zbor., Geol. carpath., 38/3, 323—348.*

Debelmas, J., Sandulescu, M. 1987: Transformate nordpenninique et problemes de correlation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes. *Bull. Soc. géol. France, III, 2, 403—408.*

Faupl, P. 1978: Zür räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien — und Turbiditserien in den Ostalpen. *Mitt. Gesell. Geol. u. Bergb. Studenten. Österr., 25, 81—110.*

Grecula, P., Roth, Z. 1976: Kinematický model Západních Karpát. *Zbor. geol. Prác, Smolenice, 26—27.*

Maheľ, M., Kullmanová, A. et al. 1975: Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Miňer. slov., 10, 289—309.*

Maheľ, M. 1980: Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 397—406.*

Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner slov., 13, 193—207.*

Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 293—305.*

Maheľ, M. 1983: La posittion du Piennides et des Bükkides dans les Carpathes Occidentales. *Anu. Inst. Geol. Geofiz., Bucuresti, LX, 131—140.*

Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ, 221 s.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát; Paleoalpínske jednotky 1. *Bratislava, Veda, 503 s.*

Maheľ, M. et al. 1987: Geological structure in the Brezovské Karpaty Mts., Myjavská pahorkatina upland and SW corner of Klippen. Guide to excursions. *Bratislava, GÚDŠ.*

Marschalko, R., Mišík, M., Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruction ihrer ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 1, 7—124.*

Marschalko, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatride Foreland. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda, 243—252.*

Marschalko, R., Kysela, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7—79.*

Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda, 1—137*

Michalík, J. 1984: Some remarks on development and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 489—504.*

Mišík, M. 1979: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. *In: Czechoslovak geology and Global tectonics. Bratislava, Veda, 78—89.*

Mišík, M., Jablonický, J., Mock, R., Sýkora, M. 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr Univ. Comen., Geol. 37, 5—55.*

Nemčok, J. 1980: Analýza štruktúrnych foriem bradlového pásma na východnom Slovensku. *Manuskript—archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1976· Prehodnotenie a spresnenie stratigrafie kriedy manínskej jednotky Strážovskej hornatiny. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1986: Problematika litostratigrafických jednotiek klapského sedimentačného priestoru. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J., Began, A. 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians — Czechoslovakia). *Zitteliana, 10, 172—181.*

Samuel, O., Borza, K., Köhler, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene, and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Bratislava, GÚDŠ, 1—246.*

Soták, J. 1985: Basinal development types of the Triassic (Reifling and „Pseudohallstatt" Limestones) in Outer units of the Carpathians. *Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn. brun., Geol., 15, 2, 89—114.*

Tollmann, A. 1963: Ostalpensynthese. *Wien, 250 s.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, J., Jiříček, R., Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active collisional Belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy astron., Soc. (Oxford), 89, 383—388.*

The Klippen Belt from the aspect of the geodynamic model

We record the essential change in the view of paleotectonic but also structural development of the Klippen Belt.

1. We explain the content variety of the Klippen Belt by a particular paleotectonic position (Fig. 1):

— in the course of the Jurassic as the dissected margin of the shelf of the European plate, separated from the Central Carpathian intraoceanic microplate by the oceanic Vahicum trough (Maheľ, 1981),

— in the Lower Cretaceous in the position of a dissected submarine island zone,

— in the Upper Cretaceous to Eocene as a dissected intraoceanic ridge between the outer flysch geosyncline and inner flysch sedimentation area-Periklippen zone.

2. Two types of flysch geosynclines are characteristic particularity of the West Carpathians:

— the outer represented by flysch zone with prevalence of thousands of metres of thick greywacke flysch deposited on the Alpine-activated attenuated margin of the European platform Certain independence of development of the outer flysch geosyncline is proved by: early foundation of the Godula flysch trough already in the Tithonian (in the Central Carpathians in the Upper Aptian-Lower Albian only), and particular geodynamic regime independent on the course of tectogenesis of the Central Carpathians,

— the inner flysch geosyncline with prevalence of carbonate flysch lithotypes genetically linked with subduction of the Vahicum oceanic trough and with a fore-deep formed before the front of the Paleoalpine nappes reflects the geodynamics of the Central Carpathian.

3. We are not connecting piling of klippes of different sequences-whole complementary series with nappes. The Oravicum units (Pienids s.s.) underwent much less compression, weaker recrystallization; the fold structures are of „buckle" character without plastic flow and recumbent folds of all scales-so typical of all Central Carpathian units (including those incorporated in the Klippen Belt structure) are missing (Fig. 2, 3).

4. Upthrust, prevailingly older north- and younger south-vergent with a several-stages component of movement, vertical and horizontal, are playing a dominant role in the structure. The upthrusts are the main builders of the coulisse structure, so typical also of some sections of the

Klippen Belt. The occurrences of more northern types of klippes (Czorsztyn) amidst more southern ones are necessary to attribute to them.

5. The klippen tectonic style, charakteristic of the Klippen Belt, is to a less extent the result of diapiric ascent. The main factor in its formation were transpressive movements along tectonic lines, especially upthrusts, most often horizontal strike-slip movements, genetically linked with dynamic processes at the contact of blocks during formation of the Carpathian arc. Contrastness of plasticity of the members (of manifested material tectonics, mainly, however, paleotectonic dissection of the island zone) plays a particular role in structural variety of klippes.

With transpression, mainly at less plastic successions, disintegration takes place. The result are often series of small klippes, especially abundant in the area of Zázrivá sigmoid with manifestation of several vectors of forces.

6. The particular structural position of the Klippen Belt is stressed by distribution of its essential part in the axial part of the fan of structures. This unites the Outer Flysch Carpathians with the Central zone into a uniform system and its exit signalizes descending of the Klippen Belt into depth. The northern wing of the fan is represented by surfaces of Neoalpine nappes of the Flysch Belt and its structural elements of lower order. The southern wing of the fan is formed by two kinds of surfaces:

— Neoalpine steep south-vergent upthrust accompanied by lateral strike-slip movements, distinct in the Strážovské vrchy (Maheľ, 1985), also in the Malé Karpaty Mts. (Michalík, 1984),

— flat rebound reflexes of wide range moderately dipping outward known from seismic profile (Tomek et al., 1988), probably represent older, mainly Paleoalpine boundaries stressed by Neoalpine uplifting of core mountains.

Structurally the Klippen Belt represents an accretion wedge of the Central Carpathians, formed by the Laramide-Pyreneic folding. In the Neoalpine plan of the Carpathians the Klippen Belt is the inner margin, partly the rear part of the root zone of Flysch Belt nappes, the zone with most distinct manifestation of south-vergent upthrusts — structural elements of the inner wing of the Neoalpine fan, affects to a less extent also the adjacent areas of the Central Carpathians.

7. The Klippen Belt is a particular tectonotype genetically and structurally, linking two geosynclines and two systems of nappes-of the Paleoalpine Central Carpathians and Neoalpine Flysch Belt into a uniform orogenic system. The Klippen Belt is so a boundary, but also a connection of two systems. The sets of its coulisses-elongated klippes are the most distinct manifestation of lateral movements taking their rise during formation of the arc shape of the Carpathians.

It is necessary to connect the transpressive character of the Klippen Belt, besides its position at the boundary of two blocks, also with formation of the West Carpathian arc. In this direction particularly important are:

— the all-crustal bend of the eastern margin of the Brunnia block (Tomek et al., 1988), accompanied by left-sided strike-slip movement (Birkenmajer, 1986) and rotation by 45 °. The Klippen Belt was adapted to the shape of the forming arc and reacted to oblique shifts of rhomboidal cylinders-microblocks of the individual core mountains (Grecula, Roth, 1976). And this played an important particular role in differentiation of the structure of its individual section-areas.

In our model the Klippen Belt is partly a structural and paleotectonic marginal "pendant" of the Vahicum — an oceanic trough situated in the fore-land of the dissected heterogeneous Central Carpathian plate. This concerns mainly the part of the Klippen Belt of origin from the Periklippen zone, Peri — Vahicum. The elements of the Oravicum (Pienids s.s.), however, also partly several structural phenomena of the Klippen Belt are a consequence of genetic and spatial linking with the Flysch Belt and their basement.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 109—121

Introduction and revaluated chronostratigraphic range of regional litho- and biostratigraphic units of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene; application of results of the IGCP No. 25; part 1

JÁN SENEŠ

Geological Institute of the Centre of Geosciences, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Received December 15, 1988)

Abstract

The author of the contribution, who suggested, organized and managed the mentioned international project, proceeds after its conclusion to the application of the attained results. In the present introductory paper he presents up-to-date reambulated chronostratigraphic values of litho- and biostratigraphic Neogene units of Tethys and Paratethys relics on the intercontinental territory between the Atlantic and Indopacific oceans. In further papers of this series the author intents to deal with the problems of subsidence and sedimentation rate, reasons of occurrence of coal and evaporite deposits, vulcanic activity and the intensity of young orogenic phases in time and space.

Introduction

The international project No. 25 'Stratigraphic Correlation Tethys-Paratethys Neogene' of the International Geological Correlation Programme of UNESCO/IUGS, planned, managed and realized on the Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences in Bratislava in the years 1973—1983, has been succesfully concluded.

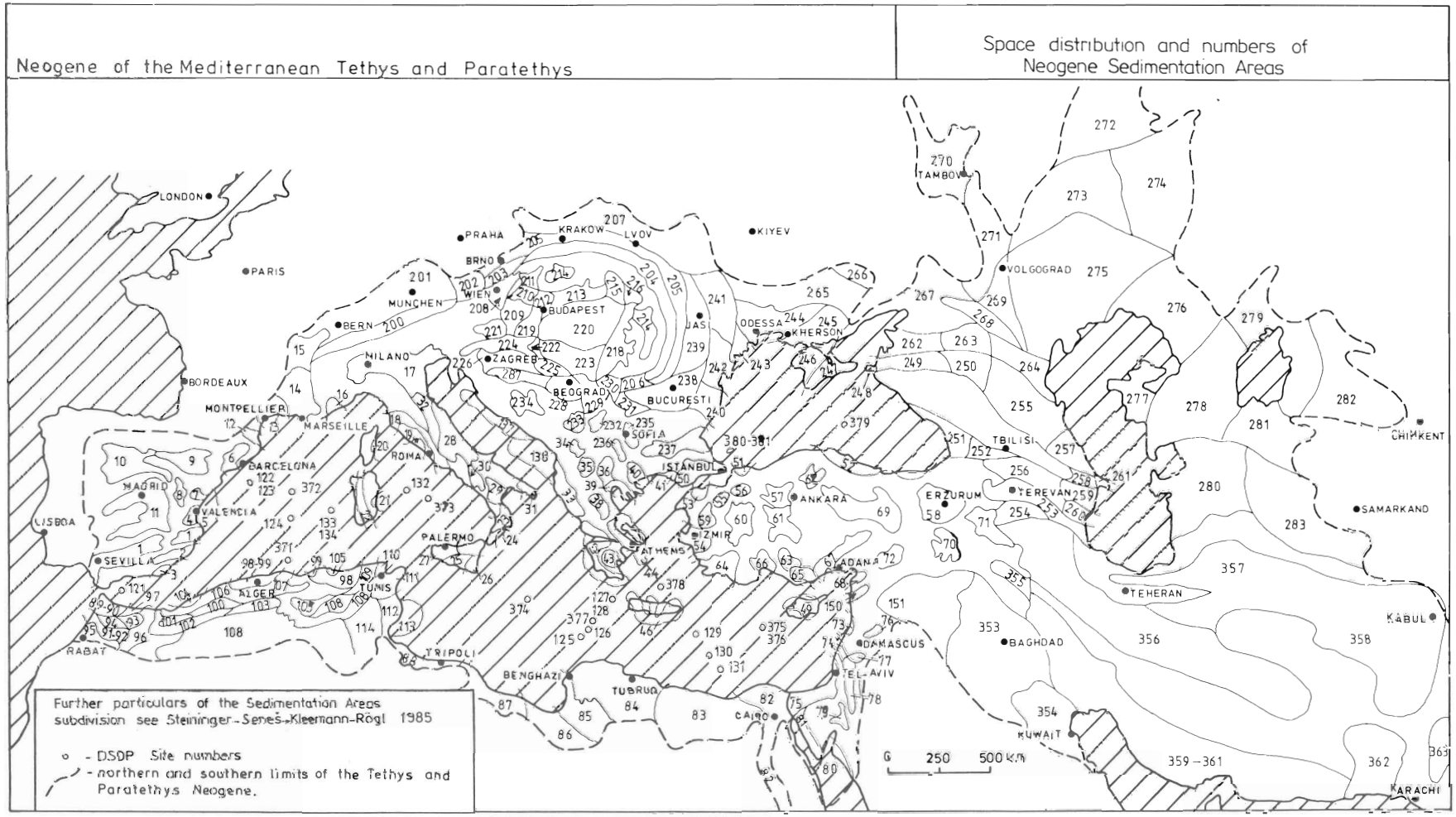
The programme comprised a stratigraphical reanalysis and age correlation of various developments of almost 400 Neogene sedimentation and volcanogenic regions. 310 scientists from 27 European, African and Asian countries participated in the project (Seneš, 1985).

Thanks to the cooperation of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy of IUGS, the project included a revision of the chronostratigraphic value of each Neogene basin on the basis of biozones (from temperate, subtropical and tropical zones), radiometric and paleomagnetic data. As a matter of course, this revision brought some revolutionary knowledge reflected now in totally new paleogeographical and geodynamical conceptions of Neogene on this extensive territory (see Seneš, 1976, 1977, 1985, 1988). As individual topics of this project, essential unsolved problems concerning the boundaries of Stages and stratigraphic correlation, especially of the region of Tethys relic, Western, Central and Eastern Paratethys have been worked upon.

The results of the revaluation and correlation of litho- and biostratigraphic units have been published in two Project Final Reports. The solution of problems related to 12 first-order topics of the project was presented briefly in a paper by Seneš (1985). 540 stratigraphic correlation tables comprising all paleobiologic, radiometric, paleomagnetic, volcanologic and geodynamic characteristics, including a demonstration of the lithostratigraphic development with a separate description for each sedimentation area, have been presented in greatest detail in the Final Report of the project (Steininger et al., 1985). Shorter partial results have been presented by the participants of the project in more than 700 publications (see References in IGCP Catalogue I—II, 1973—1977, 1978—1982).

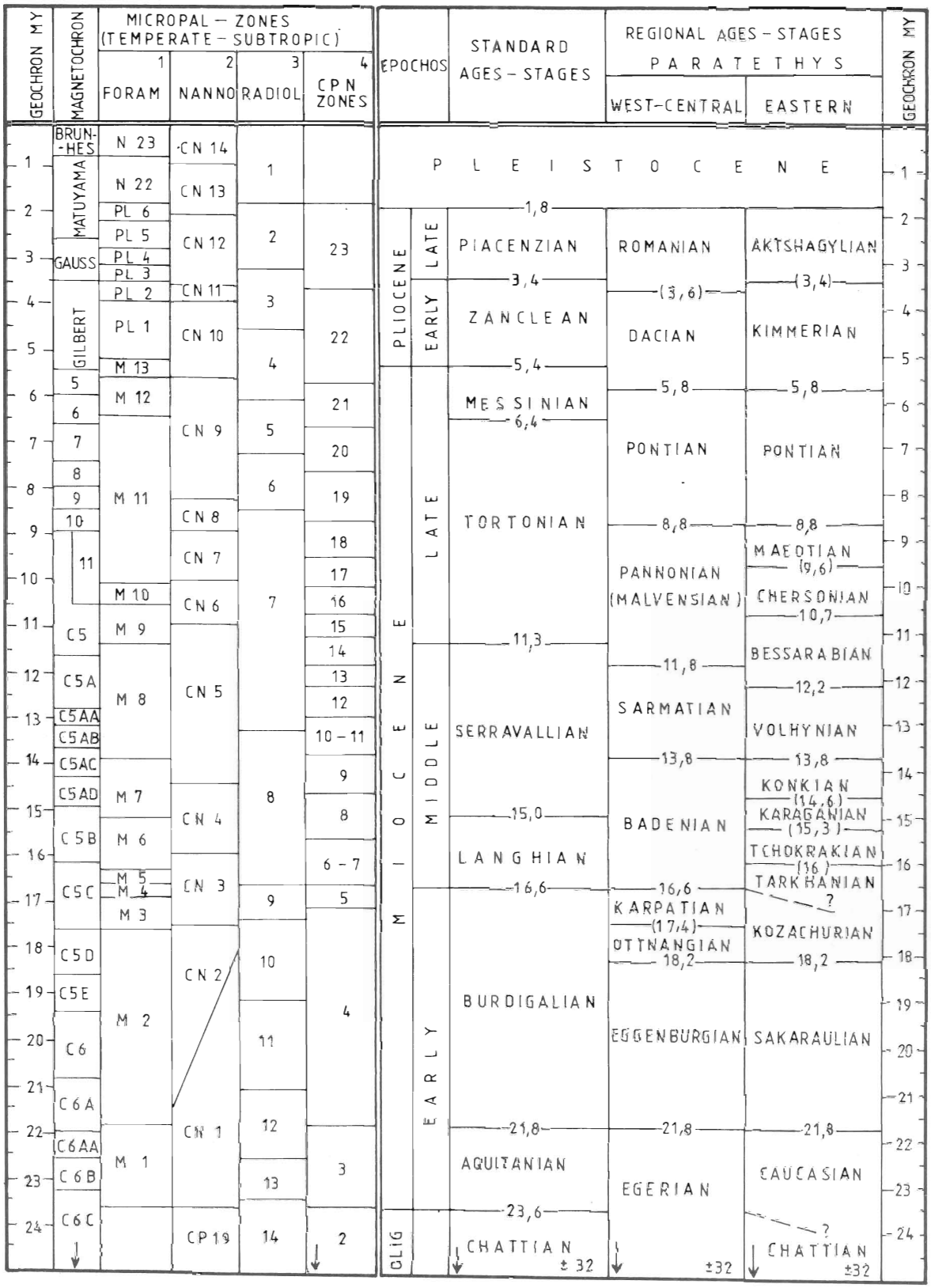
The obtained results serve without doubt as a basis not only for information on the development of Neogene between the Atlantic and Indopacific regions, but above all for further paleogeographical and geodynamical studies and for the interpretation of palinspastic reconstructions of the last 30 million years of the existence of our planet. Thus, these results will in many ways contribute to the knowledge of the causes and rules of occurence of especially sedimentary raw materials in time and space.

In this *first* contribution from a series of papers I intent to present the results of the revision and revaluation of chronostratigraphic (i. e. time) classification of the revised litho- and biostratigraphic units from the Circummediterranean region. They are


Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
Space distribution and numbers of Neogene Sedimentation Areas
LONDON
PARIS
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
RABAT
ALGER
TUNIS
TRIPOLI
BENGHAZI
PALERMO
ROMA
MILANO
BERN
MÜNCHEN
WIEN
PRAHA
BRNO
KRAKOW
LVOV
KIYEV
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
SOFIA
BUCURESTI
ODESSA
KHERSON
IAŞI
ISTANBUL
IZMIR
ATHENS
ANKARA
ADANA
TUBRUQ
CAIRO
DAMASCUS
TEL-AVIV
BAGHDAD
KUWAIT
TEHERAN
ERZURUM
YEREVAN
TBILISI
VOLGOGRAD
TAMBOV
SAMARKAND
CHIMKENT
KABUL
KARACHI
Further particulars of the Sedimentation Areas subdivision see Steininger-Senes-Kleemann-Rögl 1985
o - DSDP Site numbers
- northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.
0 250 500 km

TAB. 1

Correlation of Neogene Stages of the Circummediterranean Area (According to Berggren et al., 1985; Cicha et al., 1975; Semenenko, 1987; Seneš, 1985; Steininger et al., 1985 compiled by Seneš, 1988)



based on the stratigraphic correlation tables presented in the abovementioned Final Report of the project.

This introductory paper is necessary for the comprehension of the following contributions concerning the application of the results. They will deal with time and space distribution of coal-bearing and evaporite sediments, neovulcanic activity, rate of subsidence and thickness of sediments, time range and areas of various intensity of young orogenic processes and other geological phenomena of this extensive intercontinental territory.

For a better orientation of the reader I attach to this paper a table of our present knowledge and opinions on the correlation of regional stages (i. e. time units) of West-Central and Eastern Paratethys Neogene with the stages of the Mediterranean relic of the Tethys region, as well as a map with an outline of the area of Neogene Circumediterranean region, including the contours and numbering of individual basins. (In this place I would like to mention that the numerical denotation of regions indicated in the map in the meantime acquired international validity almost everywhere, as well as the fact that the sedimentation areas denoted by numbers according to their variability of lithologic successions and facial development are mostly still divided into partial basins, denoted in the Final Report by alphabetical symbols, or even in greater detail by auxiliary numerical indices).

In the following columns of individual sedimentation areas only those lithostratigraphic units are included which have been denoted by the authors as Group or Formation, in accordance with the rules of the International Stratigraphic Guide (Hedberg, 1976). In this paper I do not deal with the lowest-order lithostratigraphic unit (Member) or units denoted (by some authors perhaps only by a mistake or because of unfamiliarity with the Guide) as "Series" or "Unit". I make an exception only in regions where there are linguistic differences in terminology, as e. g. in the U.S.S.R., where Formations are usually denoted as "Svita" and Groups as "Seriya". I consider it necessary to mention also the chronostratigraphic range of biozones used locally or regionally in the studied regions, provided they are included in the stratigraphic correlation tables of the Final Report, in the column "Regional biozones".

I tried to arrange the basins consecutively according to their numbering. However, in many cases I have been forced to alter this succession because of genetic affinity of some sedimentation areas, as well as because of paleogeographic aspects. The latter concerns especially continental boundary regions between Neogene Tethys and Eastern Paratethys, above all the territory of eastern Anatolia, Iraq and Iran. I present also the chronostratigraphic evaluation of Upper Oligocene (Chattian or Early-Middle Egerian) in areas where an uninterrupted lithologic development or transitory time range of regional stages between Oligocene and Miocene this demands.

In the chronostratigraphical revaluation I use the following abbreviations:

Fm. — Formation, Gr. — Group, Z. — Biozone, l — late, m — middle, e — early, A. — Area, B — Basin, Corr. — Corridor, D. — Depression, Fd. — Foredeep, R. — Ranges, Th. — Through

Neogene Tethys Stages (Standard Stages):

PI	— Piacenzian	LA	— Langhian
ZA	— Zanclean	BU	— Burdigalian
ME	— Messinian	AQ	— Aquitanian
TO	— Tortonian	CH	— Chattian
SE	— Serravallian		

Western — Central Paratethys Stages:

RO	— Romanian	BA	— Badenian
DA	— Dacian	KA	— Karpatian
PO	— Pontian	OT	— Ottnangian
PA	— Pannonian = ML Malvensian	EG	— Eggenburgian
		EGR	— Egerian
SA	— Sarmatian s. s.		

Eastern Paratethys Stages.

AK	— Aktchagylian	KO	— Kookian
KI	— Kimmerian	KAR	— Karaganian
PO	— Pontian	TCH	— Tchokrakian
MAE	— Maeotian	TAR	— Tarkhanian
CHE	— Chersonian	KOZ	— Kozachurian
BE	— Bessarabian	SAK	— Sakaraulian
VO	— Volhynian	CA	— Caucasian

A. Mediterranean Tethys Area

1. Guadalquivir D., Betic R., Betic D. (E.)

Red sands Fm.	PI
Sima Grande Fm.	mlPI
Alborizas Fm.	mME
Sabiode-Ubeda Gr.	TO-eME
Pliocene I. Fm.	lME-ePI
Alboxiras I. Fm.	mBU-mLA
Alboxiras II. Fm.	lLA-eTO
Sima grande Fm.	mlPI

2. Ronda B., Betic R., Granada B., Balearic D. (E.)

Pliocene II. Fm.	mlPI
Guadix Fm.	mME-ePI
Baza Fm.	lME-ePI
Seron-Caniles Fm.	mTO-mME
Ronda Gr.	mTO-lME
Rio Fordes II. Fm.	mTO-mME
Rio Fordes I. Gr.	lLA-eTO
Clay Blocks Fm.	mBU-LA

Las Millanos Fm.	lAQ-eBU
Viñuela Fm.	mAQ
Espejos Fm.	mAQ
Ciudad Grande Fm.	eAQ
Alozaina Fm.	lCH
Feruas-Moraleda Fm.	ZA-ePI
Pinos Genil Fm.	lME-ZA
Son Talarit Limestones Fm.	emSE

Son Vardera Limestones Fm.	lSE-eTO
Murchas Fm.	BU-LA
Reef Complex Fm.	eME
Heterosteg. calc. Fm.	TO
Son Mir calcisilts Fm.	ZA-emPI
Son Verdera Lmst. Fm.	emSE-eTO
Son Talent Lmst. Fm.	emSE
1b Z. (Ronda B.)	mTO
1c Z. (Ronda B.)	lTO
2a Z. (Ronda B.)	emME

3. Malaga Coastal A., Betic R., Betic D., Almerian Corr. (E.)

Velez Fm.	lTO-eME
Malaga Fm.	ZA
Alamo Fm.	mAQ-eBU
Corres, Cresta del Gallo Fm.	mBU-mLA
Gomara, Umbria, Mofor Fm.	mBU-mLA
Relogero, Atalaya I. Fm.	lLA-eTO
Chozas Fm.	lLA-eTO
Hondo, Serrata Fm.	mTO-eME
Turre Fm.	mTO-eME
Atalaya II, Torremendo, Virgen Fm.	mTO-eME
Granaderos Fm.	mME-ePI
Cuevos Fm.	mME-ePI
Olistolithes Fm.	mME-ePI
Terminal Complex Fm.	mME-ePI
Chozas Fm.	TO
Espirito Santo Fm.	PI
1c Z.	lTO
2a Z.	eME
MP 1—2 Z.	eZA
MP 1—3 Z.	lZA
MP 1—6 Z.	ePI

4. Valencian D. (E.)

Mugrón Fm.	lBU-mLA
Calizas de Fuelcaliente Fm.	eTO
Venta del Moro-Villatoya Fm.	ME-emZA
Rio Jucar Fm.	ZA

5. Valencia Platf. — Balearic Th. (E.)

Upper Ebro Gr.	mPI
Ebro sands Fm.	mPI
Lower Ebro Gr.	lME-ePI
Ebro clays Fm.	lME-ePI
Upper Castellon Gr.	mTO-mME
Castellon sandst. Fm.	mTO-mME
Lower Castellon Gr.	lLA-eTO
Castellon shales Fm.	lLA-eTO
S. Carlos Salou Gr.	lBU-mLA
Alcanar-Casablanca	mAQ-mBU
Alcanar breccia Fm.	lCH-eAQ
Tarraco-Barcelona Gr.	CH

8. Iberic D. (E.)

Peral Fm.	emTO
Tortajada Fm.	mTO-mZA
Alfambra Fm.	mTO-ePI

9. Ebro D. (E.)

Villarroya Fm.	lZA-PI
La Plana Fm.	eME
Alcubierre Fm.	lTO
Bernues Fm.	AQ-BU
Nájera Fm.	lCH-SE
Haro Fm.	lCH-SE
Sos Fm.	lCH
Yesos de Navarra Fm.	emCH
16 Z.	AQ
17 Z.	BU
19 Z.	LA
23 Z.	PI

10. Duero B. (E.)

Raña Fm.	mZA-ePI
Calizas Termin. Fm.	lME
Los Paramos Fm.	mTO
Black Beds Fm.	mTO
Aranda Fm.	lSE-mTO
Manvirgo Fm.	lSE-eTO
Rábano Fm.	eSE-mTO
Garcihernandez Fm.	LA-mTO
Tierra Campos Fm.	LA-mTO
Cantalapiedra Fm.	LA-mTO
Tordesillas Fm.	lBU
Las Omañas Villaroquel Fm.	mBU-mME
Ferreras-Velilla Fm.	mBU-mME
Cimanez Fm.	mBU-lLA
Paladin Fm.	lCH-eAQ
Tapira Ribera Fm.	lCH
Ordas Fm.	mlCH

11. Tajo, Guadiana B., Fosa de Madrid, Madrid B. Altomira, Jucan. (E.)

Raña Fm.	mZA-ePI
„M-5" Gr	ME-mZA
„M-3" Gr.	LA-TO
„M-1 + M-2" Gr.	AQ-BU

12. Province (F.)

Moustiers Fm.	lTO-ePI
Conglomerat Fm.	lTO-ePI
Aiguines Fm.	eSE-mTO
Vancon Fm.	lLA
Ganagobie Fm.	BU
Tuilerie de Monosque Fm.	CH-AQ
GF-1 Z.	lCH-eAQ
GF-2 Z.	lCH-eAQ
GF-3 Z.	mlAQ
GF-4 Z.	eBU
I. Z.	lTO-ePI
II. Z.	mlPI

15a. Moyen Vallée du Rhône (F.)

Mistrals Fm.	lTO-eME
Yinsobres Fm.	mTO
St. Pantaleon Fm.	eTO
Yalreas Fm.	SE
Grignan Fm.	LA
St. Restitut Fm.	BU
A Z.	emBU
B Z.	lBU-mLA
C Z.	lLA-SE
D Z.	emTO

15b. Lyon — Bas Dauphine, Vercors (F.)

Molasse Fm.	BU-TO
A Z.	mBU
B. Z.	eTO

15c. Lyon — Dombes — Bresse (F.)

Bresse Fm.	mZA-PI
Dombes Fm.	emTO
S. Fons Fm.	mLA-eTO
D Z.	lSE-eTO

16. Ligurian B. Border (F.)

Nice Cimiez Fm.	mlPI
Roja Rivers Fm.	ZA-ePI
Roquebrun-Cap Martin	AQ-mTO
Ste. Luce Fm.	AQ-mSE
Vence Fm.	AQ-mSE
Cap d'All Fm.	lCH
Antibes — Biot Fm.	lCH

17 Piemont B., Po B., Veneto — Friuli, Salsomaggiore, Emilia — W Apennine, Romagna-Apennine (I.)

Gesosso Solifera Fm.	e/mME
Serravalle Fm.	SE
Lequio Fm.	SE
St. Agata Fossili Fm.	TO
Cessole Fm.	LA
Cortemilia Fm.	AQ-BU
Costa montada Fm.	AQ-BU
Costa aresa Fm.	AQ (-eBU)
Variano Fm.	lBU
Confolite Gr.	CH-eTO
Monesiglio Fm.	CH-AQ
Rachetta Fm.	CH
Monastero Fm.	CH
GL Z.	uBU
PG Z.	uBU
OU Z.	eSE
GP Z.	mSE
GN Z.	lSE
GM Z.	eTO
GO Z.	mCH
GK Z.	lCH
CD Z.	lCH
GS Z.	lBU
GM Z.	eTO
MPL-1 Z.	lmZA
MPL-2 Z.	mZA-PI

18. Val d'Elsa B., Siena B., Radicofani B., Valdi Tevere, Volterra (I.)

Rosignano Fm.	mME
Lacustrin Fm.	eME
Grotti Fm.	eZA
Ponsano Fm.	lTO

20. Corsica (F.)

Aleria Fm.	mTO-ME

Aghione Fm.	lBU-mSE

22. Sardinia, Sassari B. (I.)

Samassi Fm.	mlZA
Capo S. Marco Fm.	lTO
Marmilla Fm.	AQ
Cixerri Fm.	CH
A Z.	CH
B-1, B-2 Z.	AQ-eBU
C-3, -4, 5, 6 Z.	mlBU
D-6 Z.	LA
D-7, D-8 Z.	SE
E-9, -10 -11 Z.	emTO
F Z.	lTO-ME
G Z.	PI

23—24. Calabria, Crotone B., Punta Stilo (I.)

Trubi Fm.	ZA
Evaporitico inf. — sup. Fm.	mME
S. Nicola Fm.	mSE
Arenacea — marnosa Fm.	BU

25—26. Sicily (I.)

Trubi Fm.	ZA-PI
Capodarso Fm.	mPI
Enna Marla Fm.	lZA-ePI
Belice Valley Fm.	lZA
Baucina Fm.	eME
Tripoli Fm.	eME
Gypsum Fm.	mlME
Calcare di base Fm.	eME
S. Ciprirello Fm.	LA-TO
Globiger. Marls Fm.	mlTO
Tarravecchia Fm.	mTO
Tellaro Fm.	mTO
Corleone Fm.	lAQ-lBU
Palazzolo Fm.	AQ-eME
Ragusa Fm.	lCH-eLA
Numidian Flysh Fm.	CH-BU
Bonifato Fm.	CH

28. Marches Abruzzes B. (I.)

Colombacci Fm.	ME
Di Tetto Fm.	eME
Gesosso Solif. Fm.	lTO-eME
Chioli di Letto Fm.	mlTO
S. Spirito — Bolognano Fm.	CH-mTO

29. Bradanica Foredeep (I.)

Daunia Fm.	SE
Serra Palazzo Fm.	LA
Gorgoglione Fm.	BU
Carleto Perticara Fm.	AQ

30. Intra Apenninic B. (I.)

Frosoline Fm.	TO-eME
Longano, Pietraroia Fm.	lSE-eTO
Cusano Fm.	lBU-SE
Montagnola Fm.	CH-mBU

136. Maltese Isl. (M.)

Upp. Coral Lmst. Fm.	mTO-ME
Greensand Fm.	lSE-eTO
Blue Clay Fm.	lLA-mSE
Upp. Globig. Lmst. Fm.	emLA
Midd. Globig. Lmst. Fm.	BU
Low. Globig. Lmst. Fm.	AQ
Low. Corall. Lmst. Fm.	CH

33. Internal — Middle — External Ionain Zone (GR.)

Ioannina Fm.	PI
Arkhangelos Fm.	ZA-PI
Riza Fm.	lTO-mME
Parga Fm.	LA-eTO
Radhovizi Fm.	CH-AQ
Ayii Pantes Fm.	CH-AQ
Distraton, Potamia Fm.	mCH

37. Corfu, Lefkas, Kefallinia, Zakynthos (GR.)

Ayios Petros Fm.	TO-eME
Lazarata Fm.	lBU
Katokhori Poros Fm.	lCH-AQ
Episkepsis Fm.	CH-eBU

38. Grevana B., Mesohellenic B., Thessalia B. (GR.)

Ondrias Fm.	lTO
Orlias Fm.	lBU
Zevgostasi Fm.	mBU
Omorphoklissia Fm.	emBU
Tsotylion Fm.	lAQ-eSE
Pendalofon Fm.	lCH-eAQ
Heptakhorion Fm.	lCH

Local Biozones of Areas No. 33, 37, 38 (Bizon and Bizon 1968) and 49 (Baroz and Bizon 1974) — see in References Steininger-Seneš et al. 1985, Vol. 1, p. 29—31, 36.

41 Thracian marginal B., Nestos river delta (GR.)

Post evaporitic Fm.	ZA-PI
Evaporitic Fm.	mTO-ME
Intercalated Fm.	lBU-eTO
Lower Fm.	AQ-mBU

42. Pyrgos (GR.)

Vounargon Fm.	lZA-PI
Platana Fm	lZA

46. Crete (GR.)

Galini Gr.	lZA-PI
Galini Fm.	lZA-PI
Fenikia Gr.	ZA-PI
Zounaki Fm.	ZA
Asteri Fm.	ZA
Francocastello Fm.	ZA
Dhramia Fm.	ZA
Mirtos Fm.	ZA
Hellenikon Gr.	lME
Vrisses Gr.	emME
Khaeretiana Fm.	emME
Gallou Fm.	em ME
Mylopotamou Fm.	emME
Rhethymnon Fm.	emME
Ammoudhares Fm.	lTO-mME
Varvara Fm.	lTO-mME
Ambelouzos Fm.	mTO
Fotokadhon, Potamidha	TO
Makrilia Fm.	TO
Apostoli Fm.	TO
Paleokhora Fm.	lSE
Topolia Fm.	emSE
Ilias Fm.	mSE
Kalamavka Fm.	mSE
Males Fm.	mSE
Skinias Fm.	lSE
Viannos Fm.	lSE
Pandanassa Fm.	lSE-eTO
Tefalion Gr.	SE-TO
Prina Gr.	lLA-mSE
Mithi Fm.	lLA-eSE

47. Aegean Isl. (GR.)

Nenita Fm.	lTO-eZA
Keramaria Fm.	emTO
Zyfia Fm.	lSE-eTO
Thymiana Fm.	lLA-mSE

48. Rhodos (GR.)

Vasti Fm.	lPI
Monolithos Kritica	PI
Damatria Fm.	lZA-ePI
Maritsa-Salakos Fm.	eZA
Istros Fm.	mTO

49. Cyprus (CY.)

Pissouri Fm.	PI
Athalassa Fm.	PI
Nicosia Fm.	mlZA
Mirtou Fm.	emZA
Mesaoria Gr.	ZA-PI
Potami Fm.	ZA-PI
Kalavasos Fm.	ME
Lapatza Fm.	lTO-mME
Yiolou Fm.	TO-eME
Davlos Fm.	mlTO
Trapeza Fm.	SE-eTO
Mia Milea Fm.	SE-TO
Panagra Fm.	LA
Dhali Gr.	BU-mME
Pakhna Fm.	BU-SE (TO)
Flamoudi Fm.	AQ-BU
Kithera Gr.	-CH-ME
Lefkara Fm.	CH-AQ
Klepini Fm.	lCH
Bellapais Fm.	mCH
Lapithos Gr	-CH

54. Izmir — Urla (TR.)

Urla Fm.	AQ-BU

60. Muraidagi, Simav (TR)

Husarcik Fm.	PI

Burhaniye Fm.	ZA-PI
Emet Fm.	ZA
Kizilbük Fm.	lSE-eTO
Tasbasi Fm.	AQ-LA(SE)
Kirantarla Fm.	AQ-SE

61. Polatli, Haymana (TR.)

Agesivri Fm.	BU-mTO
Sogulca Fm.	AQ-ePI

65b. Karaman B. (TR.)

Kalif Fm.	TO-lME

66. Antalaya Bay (TR.)

Kötekli Fm.	ZA-PI

67—68. Adana B., Antakya B.(TR.)

A Z.	eSE
B Z.	mlSE
C Z.	emTO
D Z.	lTO
E Z.	eME
F Z.	lME-eZA
G Z.	mZA
H Z.	lZA
I Z.	PI

69b. Darende — Balaban B. (TR.)

Caybasi Fm.	mZA-PI
Tahtali Tepe Fm.	BU

72. Gaziantep-Adiyaman-Urfa (TR.)

Lahti Fm.	emZA
Adiyaman Fm.	LA-mME
Lice Fm.	AQ—mTO
Midyat Fm.	CH
Gaziantep Fm.	AQ

150b. Aleppo Plateau (SYR.)

Jeribe Fm.	lBU-SE

75a. Tel-Aviv — El-Arish (IL.-ET.)

Pleshet Fm.	PI
Yafo Fm.	ZA-PI
Bet Nir Fm.	lTO-lME
Mavoiim Fm.	lTO-mME
Ziolag Fm.	lTO
Ziqim Fm.	LA-TO
Bet Guvrin Fm.	CH-BU
Lakhish Fm.	CH-BU
1 Z. (partim)	CH
2 Z.	AQ-BU
3 Z.	LA-mSE
4m—1 Z.	mSE-mTO
4m—2 Z.	lTO-mME
4p—1 Z.	lME
4p—2 Z.	ZA
5 Z. (partim)	PI

77—78. Tiberias B., Jordan Rift Valley (IL.)

Sedom Fm.	lZA-mPI
Gesher Fm.	lZA-mPI
Bira Fm.	emZA
Herod Fm.	mLA-eME

79. Yeroham B., Hazeva B. (IL.)

Hazeva Fm.	mAQ-ePI

80.—81. Red Sea B., Gulf of Suez B. (ET.)

Shukheir Fm.	ZA-PI
Shagara Fm.	lZA-PI
Gabir Fm.	emZA
Gasus Fm.	mlTO
Sarbut El Gamal Fm.	mlTO
Samh Fm.	TO
Abu Dabbab Fm.	lSE-eTO
Ras Malaab Fm.	eSE-TO
South Garib Fm.	eSE-eTO
Zeit-South Garib Fm.	eSE-TO
Belayim Fm.	lLA-eSE
Kareem Fm.	mLA
Zug El Bahar Gr.	LA-eTO
Gebel El Rusas Fm.	LA-eSE
Ras Malaab Gr.	mLA-TO
Nukhul Fm.	mlBU
Abu Girfan Fm.	eBU
Gharamul Fm.	mBU-eSE
Gharandal Fm.	mBU-eSE
Gharandal Gr.	mBU-mLA
Rudeis Fm.	mBU-eLA
Abu Zenima Fm.	(m)lCH
A — E Z.	mBU-eSE

82. Nile Delta B. (ET.)

Helwan Fm.	PI
El Wastani Fm.	PI
Hamzi Fm.	mlPI
Kafr El Sheikh Fm.	mlZA
Kom El Shelul Fm.	mlZA
Abu Madi Fm.	eZA
Rosetta Anhydr. Fm.	mME
Quawasin Fm.	emME
Hagul Fm.	emME
Sidi Salem Fm.	TO-mME
Genefe Fm.	SE
Hammath Fm.	LA
Sadat Fm.	mlBU
Moghara Fm.	AQ-eLA
Quatrani Fm.	CH-eAQ
Abu Zabaal Fm.	lCH-eAQ
Gebel Ahmar Fm.	lCH
Ghoroud Fm.	CH
A — E Z.	ZA-ePI

83. Libyan Plateau (ET)

Dabaa Fm.	ZA-PI
Sidi Salem Fm.	mLA-SE
Marmarica Fm.	mLA-SE
Mamura Fm.	AQ-eLA

84. Cyrenaique Platf. (LAR.)

Qaret Meriem Fm.	mTO-ME
Mesus Fm.	lSE-eTO
Al Jakbubh Fm.	LA-TO
Faidia Fm.	BU

85. Augila Depr. (LAR.)

Sahabi Fm.	ZA-PI
Mesus Fm.	lSE-mTO
Sceleidima Fm.	emSE
Benghazi Fm.	LA
Faidia Fm.	BU

86. Sirte B. (LAR.)

Marada Fm.	BU-eTO
Diba Fm.	CH

87 Misurata Corridor (LAR.)

Marada Fm.	mBU-mTO
Beddahach Fm.	AQ-eBU
Fortina Fm.	eAQ

109. Khoumirie-Megods (TN.)

Raf-Raf (Fm?)	mlZA
Hakima (Fm?)	mTO-ME
Babouch (Fm?)	AQ-eBU
Gres Numidiens (Fm?)	lCH

110. Bizerte (TN.)

Raf-Raf Fm.	ZA
Segi Fm.	lME
Oued El Khedim Fm.	lTO-mME
Kchabta Fm.	lTO
Hakima Fm.	mTO

111—112. Cap Bon, Sahel (TN.)

Oum Douil Gr	mSE-ME
Saouaf Fm.	mTO-ME
Cap Bone Gr.	mBU-mSE
Ain Grab Fm.	mBU-mLA
Ain El Hamman Fm.	mlBU

113. Plateau Sous-marin Kerkennah, Golfe de Gabes (TN.)

Melqart Fm.	mlTO
Aouaf Fm.	mlTO
Beglia Fm.	mSE-eTO
Oum Douil Gr.	mSE-ME
Upp. Ketatna Fm.	mlBU
Cap Bone Gr	BU-mSE
Midd. Ketatna Fm.	lCH-AQ
Low. Ketatna Fm.	mCH
Ketatna Gr.	CH-BU

114. Chott Jerid (TN.)

Segui Fm.	lTO-PI
Saouaf Fm.	lTO-ME
Beglia Fm.	mTO
Sehid Fm.	AQ

89/97. Chaines calc. Oued Lau (MA.)

Ametrasse Fm.	emAQ

89/97. Chaines calc./ Oued Lau (MA.)

Supra Numidienne Fm.	AQ-mBU

Gres Numidiens (Fm?)	lCH
Argiles sous Numidien.	-CH

89—97 (MA.) and 98—108b (DZ.)

p-3 Z.	PI
p-2 Z.	lZA
p-1b Z.	mZA
p-1a Z.	eZA
m-6b Z.	mlME
m-6a Z.	lTO-eME
m-5b Z.	mTO
m-5a Z.	lSE-eTO
m-4c Z.	mlSE
m-4b Z.	mSE
m-4a Z.	mLA-eSE
m-3 Z.	lBU-eLA
m-2b Z.	mBU
m-1, m-2a Z.	AQ-eBU
g-2, g-3 Z.	mlCH

103. Bassin du Hodna (DZ.)

Magra Fm.	lME-ZA
Selmane Fm.	mTO-mME
Menaguer Fm.	mTO
Jaunes Fm.	mlSE
Ksob Fm.	mLA-eSE
Tarmount Fm.	mBU-mLA

In other Areas of MA and DZ „Fm." or „Gr." are not indicated.

151 Mesopotamian B. West (SYR.)

Bakthiari Fm.	ZA-PI
Upper Fars Fm.	ME
Lower Fars Fm.	TO
Jeribe Fm.	LA-SE
Dibbane Fm.	AQ (BU?)

353. Mesopotamian B. Centr. (IRQ.)

Bakhtiari Fm.	mZA-PI
Midd.-Upp. Fars Fm.	mTO-mME
Low. Fars Fm.	lSE-mTO
Jeribe Fm.	emSE
Thiban Anhydrit Fm.	mlBU
Euphrates Fm.	BU
Serikagni Fm.	BU

354. Persian Gulf B. (KWT.)

Dibdibba Fm.	lSE-PI
Low. Fars Fm.	LA-lSE
Ghar Fm.	lAQ-lBU

359, 360, 361 Zagros B. (IR.)

Bakhtiari Fm.	mME-PI
Akhadjari Fm.	mLA-TO
Mishan Fm.	mBU-mLA
Gachsaran Fm.	mAQ-mBU
Razak Fm.	mAQ-mBU
Asmari Fm.	CH-lAQ

362. Baluchistan B. (PAK.)

Gwadar Fm.	PI
Hinglaj Fm.	AQ-ZA
Khojak Fm.	-CH

363. Lower Indus B. (PAK.)

Soan Fm.	PI
Siwalik Gr	LA-ZA
Dhok Pattan Fm.	mlZA
Nagri Fm.	LA-eZA
Momani Gr.	-CH-BU
Gaj Fm.	AQ-BU
Nari Fm.	CH

364. Upper Indus B. (PAK.)

Soan Fm.	PI
Siwalik Gr.	TO-PI
Dhok Pattan Fm.	lZA
Negri Fm.	mZA
Chenji Fm.	TO-eZA
Rawalpindi Gr	AQ-SE
Kamljal Fm.	LA-SE
Murree Fm.	AQ-BU

B. Paratethys Area

B. 1. Transitory Area between the Central Paratethys and the Mediterranean Tethys

224 b, 224 c. Transtethyan Trench Corridor, Mura B. (YU.)

Mura Fm.	DA-RO	Spielfeld Fm.	mBA	Urban Fm.	OT
Lendava Fm.	mPa-PO	Kungota Fm.	emKA	Govške Fm.	EGR-mEG

B. 2. Western and Central Paratethys Area

200, 201, 202, 203a (D, CH, A) „Molasse Zone" — see Steininger — Seneš — Kleemann — Rögl 1985.
204, 205, 206, 207, 208, 210, 216, 217, 218, 237, 238, 239, 240, 242. CPN (Central Paratethys Neogene) Biozones — see Stratigraphic Table in this work.

204a/205c. West-Northcarpahtian Foredeep (PL.)

Krakowiec Fm.	SA
Tarnow Fm.	lBA
Bochnia Fm.	mBA
Skawina Fm.	emBA
Balich Fm.	mlKA
Bielsko Fm.	emKA
Sucha Fm.	lOT
Stebnik Fm.	OT-eKA
Upper Krosno Fm.	mlEGR
Lower Krosno Fm.	emEGR

204b. Flysh Zone USSR (SU.)

Upper Krosno Fm.	lEGR-EG
Middle Krosno Fm.	mEGR
Lower Krosno Fm.	eEGR

205d. Subcarpathian Miocene Foredeep (SU.)

Daschava Fm.	SA
Kosov Fm.	lBA
Tiras Fm.	mBA
Bogorodtchan Fm.	eBA
Balitsh Fm.	EG-mKA
Dobrotov Fm.	lEGR
Stebnik Fm.	lEGR
Sloboda Fm.	mEGR
Vorotishe Fm.	mEGR
Polanica Fm.	eEGR
Vorotishe Gr.	EGR

204c. East Carpathian Flysh Zone (R.)

Salt Fm.	mBA
Grey Gypsum Fm.	KA
Low. Gypsum Fm.	lEG—lOT

205e, f, g. Subcarpathian folded Foredeep (R.)

Rimna Fm.	RO
Milcov Gr.	ML—DA
Grey Gypsum Fm.	KA
Salt Fm.	lEGR—EG

206. South Carpathian Foredeep (R.)

Coal Fm.	lDA
Oltenian Fm.	mML
Izvoru Birzii Fm.	eML
Valea Morilor Fm.	SA

Mătău Congl. Fm.	emKA
Marls Fm.	emEGR

203b. c. Ždánice—Subsilesian, Pouzdřany Unit (CS.)

Karpatian Fm.	KA
Zaječí Fm.	lOT—KA
Lužice Fm.	eEG
Ždánice—Hustopeče Gr.	EGR
Pouzdřany Gr.	-emEGR

203a. *Waschberg Zone (A)*

Unnamed Fms.	EGR—PA

207a. Upper Silesia, Holy Cross Mt., Roztocze (PL.)

Kedzieryn Fm.	mlSA
Skawina Fm.	emBA
Lignitic Fm.	eBA
Klodnica Fm.	lKA-eBA

207b. Miocen of the Podolian Massif (SU.)

Buglow Fm.	lBA
Rzehakia Fm.	OT
Berezany Fm.	OT

239. East European Plateau, Birland Depr. (R.)

Evaporitic Fm.	mBA

208a2. b. c — 209b. Vienna B., Eisenstädter—Landseer Bucht (A)

Fm. or Gr. unmarked	lEGR—DA
A—E Z.	PA
F—H Z.	PO

208a 1, 2. Vienna B. (North) (CS.)

Upper Coal Fm.	lDA
Lower Coal Fm.	mPO
SA/A—E Z.	SA
PA/A—E Z.	PA
PO/F—G Z.	PO

210. South Slovakian Danube B. (West-Centr.) (CS.)

Upper Coal Fm.	mDA
Variag. Fm.	mlPO
Sand-Coal Fm.	ePO
Lower Coal Fm.	lPA-ePO

211. Megasynklinal of Brezov (CS.)

Lelovec Fm.	DA (-eRO?)
Nováky—Handlová Fm.	SA
Bánovce Fm.	OT—KA
Čauna Fm.	EG
Kláčno Fm.	EGR

212. South Slovakian Danube B. (East) (CS.)

Malý Fm.	emSA
Bajtava Fm.	eBA
Kováčov Fm.	EGR

213a, b. South Slovakian Ipeľ B., Rimava B., Lučenec B. (CS.)

Filakovo Basalt Fm.	RO
Poltár Fm.	eDA
Podrečany Fm.	lPO
Lysec Fm.	lBA
Opava Fm.	mBA
Vinica Fm.	mBA
Príbelce Fm.	eBA
Salgótarján Fm.	mlOT
Bukovinka Fm.	eOT
Filakovo Fm.	emEG
Lučenec Fm.	EGR

209. Sopron Mt., West Hungarian B., 213c. N. Hungary, Börzsöny Mt., Tokaj Mt., 222. Mecsek Mt., 224a. Zala — Dráva B. (H.)

Dunántúl Fm.	DA—RO
Peremarton Fm.	lPA
Edelény Fm.	mPA
Cserhát Fm.	ePA
Tisza Gr.	lSA—RO
Tokaj Fm.	lSA
Tinnye Fm.	mlSA
Kozárd Fm.	mSA
Sajóvölgy Fm.	eSA
Szilágy Fm.	lBA
Fertőrákos Fm.	lBA
Mátra Fm.	mBA
Sámsonháza Fm.	eBA
Nógrádszakál Fm.	eBA
Baden Fm.	BA
Pécsszabolcs Fm.	eBA
Tekeres Fm.	KA—eBA
Tar Fm.	lKA
Hasznos Fm.	lKA
Ligeterdö Fm.	KA
Fot Fm.	emKA
Garáb Fm.	emKA
Egyházasgerge Fm.	emKA
Budafa Fm.	emKA
Salgótarján Fm.	mlOT
Gyulakeszi Fm.	eOT
Brennberg Fm.	OT
Zagyvapálfalva Fm.	lEG
Putnok Fm.	mEG
Budafok Fm.	lEG
Becske Fm.	lEGR
Eger Fm.	mEGR
Pétervására Fm.	mEGR
Bér Fm.	eEGR
Szászvár Fm.	EGR
Cs, Cn, Cp, Ld Z.	PA—PO
Cuc, Cb, Uw Z.	DA—RO

215. East Slovakian B. (CS.)

Upper Variag. Fm.	DA—mRO
Inačov Coal Fm.	lPO
Variag. Fm.	emPO
Pozdišovce Fm.	mPO
Upper Coal Fm.	mlPA
Sejkov Coal Fm.	mlPA
Lower Coal Fm.	lSA
Kolčov Fm.	lBA
Evaporitic Fm.	mBA
Čelovec Fm.	mlEG
Prešov Fm.	emEG

216a. Zakarpatia B. (SU.)

Tereblia Fm.	mBA
Novoselitsa Fm.	emBA
2—6 Z.	BA
7—8 Z.	SA
9—10 Z.	PA
11 Z.	ePO

216b. Maramures B. (R.)

Volcano-sediment Fm.	mML—mDA
Borsa Fm.	EGR
D—E Z.	mlML

219. Transdanubian Central Mt., Budapest Area (H.)

Galgavölgy Fm.	mSA
Hidas Fm.	mBA
Pusztamiske Fm.	BA—SA
Öcs Fm.	BA—SA
Tar Fm.	mlKA
Bántapuszta Fm.	mOT—mKA
Csatka Fm.	EGR
Gyulafinátót Fm.	SA
Zsámbék Fm.	eBA
Mány Fm.	mEGR
Prv Z.	RO
Uw Z.	RO
Cuc, Cb Z.	DA
Cp Z.	PO
Cc Z.	lPO
Lp Z.	ePA
La Z.	mPA

220. Great Hungarian Plain B. (H.)

Heves Fm.	DA—RO
Csongrád Fm.	PO
Jászkunság Fm.	mlPA
Maros Fm.	ePA
Hajduszoboszló Fm.	mlSA
Dombegyháza Fm.	emSA
Ebes Fm.	lBA
Makó Fm.	mBA
Abony Fm.	eBA
Nyírség Fm.	BA—SA
Kiskunhalas Fm.	KA
Madaras Fm.	OT

223. Bačka B., N—S Banat B. (YU.)

PS Z.	lPO—eDA
R, D Z.	lPO
P, G, X, Lo, L' Z.	emPO
Pn Z.	ePO(lPA?)

225. Slavonia — Syrmian B. (YU.)

PS Z.	lPO—eDA
R, D Z.	lPO

Lo, L' Z.	mPO
P, G, X Z	ePO
Pn Z.	ePO(1PA?)

227. Intradinarid Tuzla B. (YU.)

Salt Fm.	1KA

228. Kolubara B. (YU.)

Bd Z.	(m)1PO
Hp, pr Z.	e(m) PO
Tl, Sc, Hc, Aa (E), Pc (D), Ht (C), Hl (B), Hl (A), Z.	PA
Ps Z.	1SA
Elph. Z.	mSA
E, r Z.	eSA
Ab Z.	1BA
Cib. Z.	mBA
Sc. Z.	mBA

229. Morava B. (YU.)

Cgs Z.	1PA—ePO
CgP Z.	mPA
Cgb Z.	ePA
Pz Z.	1SA
Eh Z.	mSA
E/c Z.	eSA
Rb Z.	1BA
Bb Z.	1BA
Sc. Z.	mBA
L Z.	eBA

224a 1 Drava B. (YU.)

Bilogora Fm.	1PO—RO
Kloštar Ivanić Fm.	emPO
Ivanić Grad Fm.	(m)1PA
Moslavacka Fm.	EGR—mPA

217 Transylvanian B. (R.)

Baraolt Coal Fm.	RO
Volcanic-sedim. Fm.	mPO—RO
Feleac Fm.	SA
Mermesti Fm.	mlML
Hălmagiu Fm.	mML
Cimpie Fm.	1BA
Upp. Sălătruc Fm.	eBA
Almasu Mare Fm.	OT
Lueta Fm.	EG—OT
Talmaciu Fm.	EGR—OT
Bradet Fm.	EGR—OT
Gostila Fm.	EGR
Buzas Fm.	EGR
C, D, E Z.	emML
CPN 2—13 Z.	EGR—1SA

218. East Intra-Carpathian Depression (R.)

Freshwater Fm.	1PO—eDA
Tigeru Fm.	mML
Volcano-sedim. Fm.	SA
Minis Fm.	1BA
Bozovici freshw. Fm.	mlBA
Volcano-sedim. Fm.	emBA
Coal Fm.	eBA
A—E Z.	ML
F—G Z.	PO
H Z.	eDA
CPN 6—12	eBA—mSA

B. 3. Transitory and boundary Areas between the Central — and Eastern Paratethys

241. Moldavian Platform (SU.)

Kagulsk Fm.	MAE
Balt Fm.	MAE
Podol Fm.	emBA

230. Danubian Corridor (R. — YU.)

Freshwater Coal Fm. mlBA (other Fm. unmarked ?OT—eSA)

238. Dacic B. (R.)

Freshwater and terrestric Fm. (other Fm. or Gr. unmarked)	RO
CPN 6—12 Z.	eBA—mSA

240a, 242b. South Dobrodgea, Danubian Delta (R.)

Type Yalpong Fm.	ePO
(other Fm. unmarked	1BA—RO)
CPN 5—7 Z.	mKA—eBA

231-b-e. Lom Gulf (BG)

(Unnamed Fms.	eBA—mRO)

235a, b. Sofia B., Hrabarsko, Cukrovo B. (BG.)

Lignit Fm.	e(m)PO
Basale Fm.	eBA
Lignit Fm.	m(l)BA

237a, b. Plovdiv B., Zagore B. (BG.)

Ezerovo Fm.	-eEGR
Dragoinovo Fm.	mEGR
Maritza Fm.	EGR

237c. Tundza B. (BG)

Elhovo Fm.	mPO—RO (mPO—AK)

B. 4. Transitory and boundary Areas between the Neogene Tethys and the Eastern Paratethys

50a-f. Thrace—Ergene B., Gelibolu, Cannakale, Ezine — Gülpinar (TR.)

Gelibou Fm.	PI (= AK)
Kircasalih Fm.	1PI (= 1AK)
Celibi Fm.	ZA—PI (= mlKI—AK)
Eceabat Fm.	mlZA (= mlKI)
Kilitbahir Fm.	mlME (= 1PO—eKI)
Danismen Fm.	AQ—SE (= CA—eBE)
Cöpköy Fm.	AQ—BU (= CA—KOZ)
Muhacir Fm.	CH (= CA part?)
T—I Z	ZA—PI (= mlKI—AK)
Kizilhisar Z.	TO—ME (= CHE—PO)

51 Istanbul Area (TR.)

Unnamed Fms.	mTO—eZA (= PO—1KI)
Kizilhisar Z.	TO—ME (CHE—PO)

52. Sinop, Giresun Area (TR.)

Sarikum Fm.	1ME—PI (= eKI—AK)
Hanegi Fm.	AQ—PI (= CA—AK)

53. Can-Biga, Balikeshir Area (TR.)

Üst Gr.	ZA (= KI)
Pyroklast. Gr.	TO—ME (= BE—eKI)
Kirectasi Gr.	mlSE (= KO—eBE)
Desit Gr.	eSE (= TCH—KAR)
Aglomera Gr.	BU (= SAK—KOZ)

55. Harmancik Area (TR.)

Unnamed Fms.	AQ—mPI (= CA—mAK)

56. Centr. Sakarya, Gölpazari (TR.)

Gemiciköy Fm.	LA—SE (= TAR?—eBE)

57. Beypazari—Nallihan (TR.)

Unnamed Fms.	AQ—PI (= CA—AK)

58. Erzincan, Erzurum Area (TR.)

Gelinkaya Fm.	ZA—PI (= mKI—AK)

Horasan Fm.	ZA—PI (= mKI—AK)
Neftlik Fm.	mTO (= MAE)
Coraktepe Fm.	mTO (= MAE)
Yastiktepe Fm.	lSE—TO (= VO—CHE)
Örtü Kagalari Fm.	LA—mME (= lTAR?—lPO)
Zilkofomu Fm.	LA-mTO (= TAR?—MAE)
Henesdüzü Fm.	BU (= SAK-eTAR?)
Dumanli Fm.	eBU (= SAK)
Güneytas Fm.	lBU (= KOZ—eTAR?)
Kemerkaya Fm.	AQ—BU (CA—KOZ)
Yayla Fm.	lAQ (lCA)
Vartik Fm.	mAQ—lBU (= mCA—SAK)
Engice-Balikli Fm.	mAQ (e? mCA)
Tercan Fm.	eAQ (= e? mCA)
Pülk Fm.	eAQ (= e? mCA)
Lakoglu Fm.	CH (= CH—? eCA)

62. Cankiri — Kalecik Area (TR.)

Çandir Fm.	mlSE (= KO—eBE)

70a, b. Hinis B., Karayazi — Erzurum Area (TR.)

Zirnak Fm.	ZA—PI (= mKI—AK)
Alibonca Fm.	TO—ME (= BE—eKI)
Haciömer Fm.	TO—ME (= BE—eKI)
Mescitli Fm.	LA-mSE (= lTAR?—KO)
Hanesdüzü Fm.	BU (SAK-eTAR?)
Cigilgan Fm.	CH (= CH—?eCA)

B. 5. Eastern Paratethys Area

52a. Sinop Area (TR.)

Unnamed Fms.	TAR—CHE
Sarikum Fm.	KI—AK

240a—f. Burgas, Varna, Balcik Area (BG.)

Unnamed Fms.	TAR—CHE

242. Danubian Region of the Scythian Platform (SU.)

Podol Fm.	TCH

244. Near Black Sea Depr. (W—E). (SU.)

Majatkov Fm.	KOZ
Tchernobaev Fm.	SAK
Korolev Fm.	KOZ
Gornostaev Fm.	CA
Askanskij Fm.	lCH (eCA?)

246. 247. The Steppe Crimea, Kerch Peninsula (SU.)

Korolev Fm.	KOZ
Bathysyphon Fm.	SAK
Upp. Kerleut Fm.	CA
Low. Kerleut Fm.	CH—eCA?

248. 249. Taman Peninsula, W part S. Ciscaucasia (SU.)

Clay-siderite Fm.	(lSAK?) KOZ
Voskovogor Fm.	lCA—eSAK
Alkun Fm.	e(m)CA
Abadzech Fm.	CH—eCA?

250. Central part S. Ciscaucasia (SU.)

Armavir Fm.	MAE—ePO
Olgin Fm.	mlSAK
Karadjalgin Fm.	eSAK
Rizev Fm.	KOZ
Zelentshuk Fm.	(m)lCA
Alkun Fm.	emCA
Batalpashin Fm.	CH—eCA?

252. Upper part of Kura D. (SU.)

Alasan Fm.	AK
Krasnokolod Fm.	KI
Dushet Fm.	MAE—PO
Shirak Fm.	MAE—PO
Nazchor Fm.	CHE
Eldar Fm.	lBE—CHE
Ior Fm.	eCH

253. Sevan, Shirak, Arak Depr., Erevan Synklinorium (SU.)

Noraduz Fm.	lKI?—Ak
Sisan Fm.	lKI?—AK
Zachkunjaz Fm.	KI
Vochthaberd Fm.	MAE—PO
Megrin Fm.	MAE—PO
Djadjur Fm.	MAE—PO
Razdan Fm.	VO-mCHE
Oktemberjan Fm.	mTAR—mKAR
Gyps—saltifer Fm.	mTAR—KO

255. E part South Ciscaucasia (SU.)

Zuramekent Fm.	KOZ
Sulak Fm.	SAK
Assin Fm.	(m)lCA
Alkun Fm.	emCA
Chishkin Fm.	CH—eCA?

256. Middle part of Kura Depr. (SU.)

Shirak Fm.	MAE—PO
Balachan Gr	KI
Eldar Fm.	CHE

257 Kussaro-Divichin Synclinor (SU.)

Balachan Gr	KI

258. Shemako-Kobistan Synklinor. (SU.)

Balachan Gr.	KI

259. Low. part of Kura Depr. (SU.)

Balachan Gr.	KI

261 Apsheron Through (SU.)

Balachan Gr.	KI

265. S. part of Ukrajinian Shield (SU.)

Majatchkov Fm.	KOZ

266. The Donbas (SU.)

Poltav Fm.	-CA—KO

267. NE part Sea of Azov, Lower Don (SU.)

Janov Fm.	MAE
Vedernikov Fm.	VO
Melichov Fm.	KAR—KO
Majkop Gr	-CA—SAK

268. The Manychs (SU.)

Iudilov Fm.	mPO—AK
Burukshun Fm.	mCHE—MAE
Majkop Gr.	-CA—KOZ
Aradik Fm.	-CA

269. Ergeni (SU.)

Burukshun Fm.	mCHE—MAE
Jashkul Fm.	TCH—KO
Majkop Gr	-CA—SAK
Varezhnikov Fm.	mlSAK
Aradik Fm.	-CA

270. Oka-Don Lowland (SU.)

Usman Fm.	mPO—KI
Iorelkin Fm.	lBE—eCHE
Lomkon Fm.	TCH—mBE

271 Volga—Khoper Interfluv (SU.)

Ergenin Fm.	mPO—AK
Ilovlin—Gurov Fm.	TCH—ME

272. Middle Povolzhje, S of Samarskaja Luka (SU.)

Kushum Fm.	mlPO

274. South Cisuralia (SU.)

Ushkatlin Fm.	VO—eBE

Voroshilov Fm. KOZ—mTCH
Kujurgazin Fm. SAK
Tjulgan Fm. CA

275. Near Caspian Sea Lowl. (SU.)

Kushum Fm. mPO—mKI

277. Mangyshlak (SU.)

Kashkarotin Fm. SAK
Karagiin Fm. -CA

278. Ustjurt (SU.)

Aral Fm. CA

279. Area NE of the Aral Sea (SU.)

Shansha (low.) Fm. (m) 1AK
Kyzyltashmin Fm. mMAE—ePO
Aral Fm. mCA—mSAK

281 Area S of the Aral Sea (SU.)

Sadivar (low.) Fm. mlAK
Zair Fm. emAK
Turan Fm. mPO—eKI
Agitmin Fm. TAR—CHE
Sarbatyr (upp.) Fm.CA

280. West Turkmenistan (SU.)

Cheleken Fm. KI—1AK
Kjurenin Fm. VO—mMAE
Kazgantchay Fm. mVO—eMAE
Majkop Fm. (upp.) CA—mKOZ

283. East Turkmenistan (SU.)

Sajat Fm. KI
Ioktchin Fm. m1AK
Tachtin Fm. e(m)AK
Erbent Fm. KI
Tahtabazar Fm. KI
Zunguz Fm. mCHE—mPO
Kazgentchay Fm. KAR—mMAE
Karagaudan Fm. TAR—TCH
Sagadzhin (upp.) FmKOZ—TCH
Sagadzhin(low.)Fm.SAK
Darjalyk Fm. (upp.)CA
Merev Fm. (upp.) CA

B. 6. Transitory and boundary Areas between the Eastern Paratethys and the Neogene Indopacific Regions

355. NE Iraq Basin (IRQ)

Bekhtairi Fm. (low.—upp.) ZA—PI (mKI—AK)
Merga „Red Beds" Fm. TO—1ME (1BE—eKI)
Govanda Fm. 1LA—SE (1TAR-eBE)

356. Qum, B., Central Iran (IR)

Hezerdarreh Fm. ZA—PI (mKI—AK)
Upper Red Fm. mLA—mME (TAR?—1PO)
Qum Fm. CH—mLA (-eCA—1TAR?)
a—f Z. CH—mLA (—eCA—1TAR?)
M—1 Z. (m)1LA—mTO (1TAR?—MAE)
M—2 Z. mTO—eME (MAE—mlPO)
M—3 Z. m(1)ME (-1PO—eKI)

357. Pentacaspian, Gorgan-Reshi B. (IR.)

Cheleken Gr mZA—PI (-KI—AK)
Continental Gr mTQ—ME (-MAE—eKI)
Vindabon—Sarmat Gr. mBU—mTO (KOZ—CHE)

358. Central Alborz (IR.)

Hazardarreh Fm. mME—PI (KI—AK)
Red Fm. CH—mME (-CA— 1PO)

References

Berggren, W. A., Kent, D. V., Couvering, J. A. 1985: Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 1 407—1 418.*

Cicha, I. et al. 1975: Biozonal division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians. *Proc. VI. Congr RCMNS. Sep. Vol., Geol. Surv. Prague.*

Hedberg, H. D. 1976: International Stratigraphic Guide. *New York, Wiley Interscience Publication.*

Nevesskaya, L. A. et al. 1984: Regionalnaya stratigrafischeskaya skala neogena Vostochnogo Paratethisa. *Sov., Geol., 9., 37—49.*

Rögl F., Steininger, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paleogeographie und Palinspastic des zirkum-mediterranen Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien., 85/A, 135—163.*

Semenenko, V. N. 1987: Stratigrafischeskaya korelatsya verkhnego miocena i pliocena Vostognogo Paratetisa i Tetisa. *Kiev, Naukova Dumka, 87. 1—232.*

Seneš, J. 1976: Standard Global Chronostratigraphic Units for the Neogene. *Geol. Newsletter (Haarlem), 4, 321—323.*

Seneš, J. 1977: Stratigraphic correlation of the Tethys — Paratethys Neogene. *Lethaia (Oslo), 10, 178.*

Seneš, J. 1985: Stratigraphic correlation Tethys-Paratethys Neogene, IGCP Project No. 25., History and aims, organization and results. *Geol. Carpath., 36. 6, 725—746.*

Seneš, J. 1988: La Paratethys, la mer Transeuropéenne, Une revue actuelle. *Geol. Carpath., 39, 5, 563—568.*

Steininger, F. F., Seneš, J., Kleemann, K., Rögl, F. 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. *University Press Vienna, Vol. I., II.*

Revidovaná chronostratigrafická hodnota lito- a biostratigrafických jednotiek neogénu tetýdnej a paratetýdnej oblasti; aplikácia výsledkov projektu IGCP č. 25; časť 1.

V r. 1983 sa úspešne ukončil medzinárodný projekt, ktorý navrhol, organizoval a viedol autor tohto príspevku, a započalo sa obdobie praktického využitia výsledkov desaťročnej práce, na ktorej sa pri stratigrafickej revízii a korelácii temer 400 neogénnych panví v interkontinentálnom areáli medzi Atlantikom a Indopacifikom v Európe, severnej Afrike a v západnej Ázii zúčastnilo 310 vedeckých pracovníkov z 27 krajín.

Na základe biozón planktónu rôznych zemepisných šírok a na základe rádiometrických a paleomagnetických meraní sa v rámci projektu zrevidovala chronostratigrafická hodnota všetkých neogénnych panví uvedenej oblasti. Revízia priniesla prevratné poznatky, ktoré sa odrzkadľujú v úplne nových paleogeografických a geodynamických koncepciách neogénu tohto teritoriálne veľmi rozsiahleho územia.

Výsledky revízie a novej stratigrafickej korelácie obsahu-

júce paleobiologické, rádiometrické, paleomagnetické, vulkanologické a geodynamické poznatky včítane znázornenia litostratigrafického vývoja na 540 komplexne spracovaných stratigrafických tabuliach boli zverejnené v dvoch záverečných správach projektu (Seneš, 1985; Steininger et al., 1985). Slúžia ako moderný základ nielen na poznanie vývoja neogénu medzi Atlantikom a Indopacifikom, ale prispejú v mnohých smeroch k poznávaniu príčin a zákonitostí výskytu hlavne sedimentárnych nerastných surovín v čase a priestore.

V tomto príspevku oboznamujeme geologickú verejnosť s výsledkami revízie (zatiaľ nezverejnené v žiadnom vydaní medzinárodných Lexique Stratigraphic), a tým samozrejme aj s prehodnotením chronostratigrafickej (teda časovej) príslušnosti lito- a biostratigrafických jednotiek z celej cirkummediteránnej oblasti. Tento úvodný príspevok pomôže pochopiť nasledujúce články, týkajúce sa príčin časového a priestorového rozšírenia uhlonosných a evaporitových sedimentov, neovulkanickej činnosti, rýchlosti subsidencie a mocnosti sedimentov v jednotlivých oblastiach v areáli najmenej 5 × 2 tisíc kilometrov, období a oblastí nesporne veľmi rôznej intenzity mladých horotvorných pochodov a iných geologických fenoménov na tomto rozsiahlom interkontinentálnom území.

Kvôli orientácii čitateľa pripájame k tomuto príspevku tabuľku o našich súčasných vedomostiach a názoroch na koreláciu regionálnych stupňov (teda chronologicky vyjadriteľných časových odsekov) neogénu západo-centrálnej a východnej Paratetýdy so stupňami mediterránneho reliktu tetýdnej oblasti. Pripájame tiež mapu s prehľadom rozlohy tzv. cirkummediterránnej oblasti (neogén), s kontúrami a číslovaním jednotlivých panví. (Podotýkame, že číselné označenie oblastí uvedené na mape nadobudlo medzičasom medzinárodnú platnosť.) V nasledujúcich kolónkach jednotlivých sedimentačných oblastí uvádzame len tie litostratigrafické jednotky, ktoré spoluautori označili podľa návodu International Stratigraphic Guide (Hedberg, 1976) ako Group alebo Formation. Výnimku robíme len v oblastiach, kde sa terminológia jazykovo podstatne líši, napr. v ZSSR, kde sa formácia označuje väčšinou ako „Svita" a Group ako „Serija". V anglickom texte pôvodnej záverečnej správy projektu sme miestami museli zmeniť poradie jednotlivých panví, zohľadňujúc tak genetickú spolupatričnosť alebo paleogeografické aspekty.

Domnievame sa, že uvedené skratky, tabuľka stratigrafickej korelácie a mapka rozmiestenia neogénnych sedimentačných priestorov nevyžaduje ani preklad, ani ďalší komentár.

ZO ŽIVOTA SGS

V. Bezák: **Vzťah metamorfózy a tektoniky** (Bratislava 12. 1. 1989)

Prednáška bola zameraná na niekoľko okruhov problémov — všeobecné otázky funkcie metamorfózy vo vývoji zemskej kôry, ďalej tie aspekty vzťahu metamorfózy a tektoniky, ktoré sú významné pri tektonickej analýze regiónov, dôsledok tohto vzťahu na systematiku metamorfovaných hornín, konkrétne príklady prejavov tohto vzťahu vo vývoji niektorých oblastí kryštalinika vo svete a porovnanie s vývojom v Západných Karpatoch (hlavne vo veporiku).

Metamorfné procesy tvoria dôležitý článok v geologických cykloch, prostredníctvom ktorých sa uplatňuje geologická evolúcia a ktoré smerujú k diferenciácii zemského telesa. Výsledkom je aj tvorba novej kontinentálnej kôry, čo je proces viacdejový, s viacnásobným prepracovaním horninových komplexov. Preto v mladších orogénoch možno pozorovať fragmenty starších metamorfovaných komplexov začlenené do nových orogenetických cyklov, kde sa znovu podrobujú metamorfóze spolu so sedimentárnym obalom a pri tektogenéze sú zhrňované do jednej sústavy (príkladom takejto stavby môžu byť Alpy alebo Karpaty). Na týchto orogénnych sústavách možno najlepšie dokumentovať úzky vzťah metamorfózy a tektoniky.

Funkcia procesov metamorfózy sa posudzovala aj z hľadiska novej koncepcie tektoniky platní. Bola predložená tektonická klasifikácia metamorfných pásov, ktoré vznikajú na okraji kontinentov, pod ostrovnými oblúkmi a pri kolízii kontinentov. V zónach kolízie kontinentov je vývoj metamorfných pruhov najzložitejší. Medzi tektonikou a metamorfózou sa prejavujú úzke vzťahy v priestore a v čase, je tu jasná závislosť štruktúrneho režimu na metamorfných fáciách. Pritom fundament (hlavne príkrovy fundamentu peninského štýlu) hrá zrejme významnú rolu pri vzniku relatívnych a tepelných a metamorfných anomálií. Maximálna metamorfóza prebieha pri výzdvihu spojenom s deformáciami a prenikaním tepelného toku. Tým rastie vplyv usmerneného tlaku na metamorfné procesy, čo sa musí prejaviť aj v náhľadoch na ich klasifikáciu, ktorá bola doteraz ponímaná príliš staticky.

Pri porovnávaní vývoja rôznych oblastí kryštalinika, hlavne však hercýnskych sústav (napr. v Pyrenejách, hercýnskom pruhu Južnej Ameriky, v Alpách a i.), na tektogenézu ktorých bolo vyslovených viacero názorov, hercýnsky vývoj kryštalinika Západných Karpát, podľa doterajších údajov, najlepšie zodpovedá typu intrakratonického orogénu založeného na kontinentálnej kôre.

RECENZIE

I. A. Rezanov: **Istorija geotektoničeskich idej.** Nauka Moskva, 1987, 52 Kčs

Četba této publikace poskytne víc než přehled o geotektonických představách za posledních dvěstě let. Je to vlastně ukázka, jak se mění a vyvíjí geologie a geologický pohled na Zemi. Vedle geosynklinál a platforem, které byly dlouhou dobu hlavním geologickým problémem, věnuje autor pozornost i tektonickým pohybům a procesům včetně role hlubinných zlomů v struktuře Země, vrásnění a tektogenezi. Snad nejzajímavější je výklad týkající se posledních 50 let, kdy se z dlouhodobého studia geologických, t. j. především petrografických a biostratigrafických výzkumů přešlo k pohledům geofyzikálním a jak se změnil pohled na Zemi, který došel až k současné krizi v geotektonice, kdy vedle sebe existují dvě zcela protichůdné hypotézy fixismu a mobilismu. Autor správně ukazuje, že budoucnost geotektoniky a tedy i obecně geologie spočívá v nových poznatcích z dna oceánů opírající se jako i na kontinentech o poznatky nejen fyzikální (geofyzikální), ale i chemické (geochemické) a biologické (paleontologické).

Radan Květ

J. Demek: **Úvod do štúdia teoretickej geografie.** SPN Bratislava, 1988, 26 Kčs

Kniha známého moravského geografa, určena pro přírodovědecké a pedagogické fakulty, je především teoretická, jak to vyplývá už z názvu. Smyslem recenze pro geologické pracovníky je upozornění, jak se mění svět kolem nás a jak současná geografie začíná nově integrovat pod „svou střechu" nejrůznější disciplíny z oblasti věd o Zemi, věd společenských i technických. Na rozdíl od jiných oborů věd o Zemi zajímá geografii především krajinná sféra, v níž se odehrává život. Zajímavým a v geologických vědách nutným vývojovým stupněm je uplatňování nově se rozvíjejících metodologických principů. Mezi ně patří především systémové myšlení se zkoumanými prvky a složkami, vazbami a strukturou, hierarchií a řídicími vlyvy i zpětnou vazbou, analýzou a syntézou a modelováním i prognózou. Jestliže pro geografa je takový přístup nutností nejbližších dní, pak pro geology, kteří nechtějí zůstat jen u nejužší specialisace, se stane podobný přístup potřebou nejbližších let.

Radan Květ

Mineralia slovaca, 21 (1989), 123—130

Faktory rudonosnosti intrúzií vo vzťahu k ložiskám Cu-Mo porfýrových rúd

MILOSLAV ŠULGAN[1], VRATISLAV HURAI[2]

[1] Geologický ústav CGV SAV, Horná 17, 974 01 Banská Bystrica
[2] Geologický ústav Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 23. 2. 1988, revidovaná verzia doručená 2. 6. 1988)

Ore-bearing factors of intrusive bodies in relation to porphyry copper-molybdenum ore deposits

The paper sketches crystallisation path and phase changes during the cooling of a hypothetical stock-shaped intrusive body of quartz monzonite under various thermodynamic conditions. Namely the process of ore-bearing fluid generation is analyzed in relation with the depth of intrusive body emplacement. In the case of shallower emplacement (2—6 km) fluids with high copper content are generated and subsequenty heterogenized into a highly concentrated liquid and low concentrated gaseous phase of low concentration. In depths exceeding 6 km conditions are suitable for the release of fluids with high molybdenum concentration and the heterogenization into a liquid and gaseous phase is absent. The discussed model is in accordance with the character of fluid inclusions from typical porphyry copper and molybdenum ore deposits.

Úvod

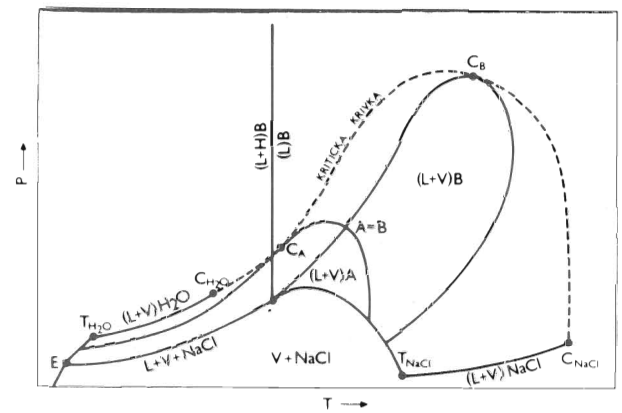
Intenzívny výskum porfýrových Cu-Mo ložísk v posledných dvoch desaťročiach priniesol množstvo údajov, ktoré sa stali podkladom pre rozsiahle experimenty a teoretické úvahy o procesoch determinujúcich vznik ložísk tohto typu. Aj na Slovensku sa v poslednom období zintenzívňuje úsilie o objavenie ekonomicky významného ložiska porfýrového typu. Uvádzame niektoré závery, ku ktorým sme dospeli pri analyzovaní literárne publikovaných faktov týkajúcich sa tejto problematiky.

Charakter rudonosných roztokov

Základná koncepcia magmaticko-hydrotermálneho modelu vzniku porfýrových Cu-Mo ložísk vychádzala z predpokladu, že zo silikátovej taveniny sa v určitom štádiu jej vývoja oddelí hydrotermálne fluidum obohatené kovmi (Emmons, 1927; Burnham, 1967, 1979; Holland, 1972; Whitney, 1975; Burnham, Ohmoto, 1980 a i.). Experimentálne výsledky však nepripúšťali vo vode rozpustenej v granodioritovej tavenine vyšší obsah NaCl ako 20 hmot. % (Burnham, 1979), čo bolo v rozpore s charakterom fluidných inklúzií pozorovaných na ložiskách porfýrového typu, kde obsah solí často prekračoval aj 60 hmot. % (Nash, 1976; Ramboz, 1979; Roedder, 1984; Reynolds, Beane, 1985 a i.). Henley a McNabb (1978) ako prví poukázali na možnosť vzniku koncentrovaných roztokov chloridov kondenzáciou z mierne koncentrovaných fluíd, ktoré sa uvoľňujú pri kryštalizácii silikátovej taveniny pri nízkych tlakoch. Tento proces heterogenizácie, ku ktorému dochádza väčšinou pri teplotách 600—900 °C a tlakoch nižších ako 200 MPa, bol experimentálne overený pomocou syntetických inklúzií (Bodnar et al., 1985).

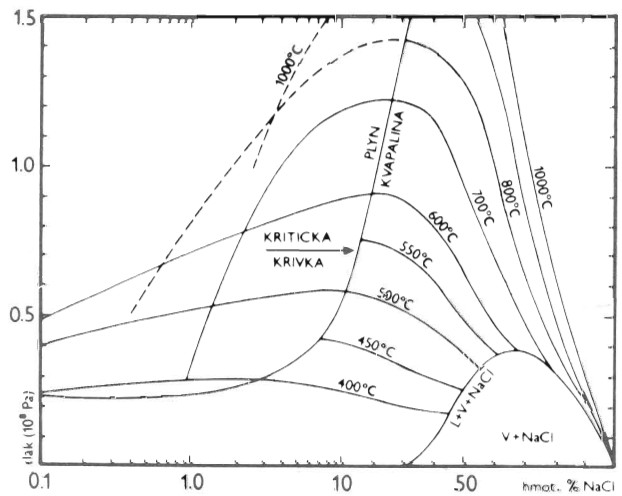
Mechanizmus rozpadu fluíd na dve fázy s odlišným zložením si vysvetlíme na fázovom diagrame systému H_2O — NaCl (obr. 1). Topológiou systému sa v poslednom čase zaoberal Gehrig (1980), Bodnar et al. (1985), Pitzer, Pabalan (1986) a Chou (1987). Geometria systému je ovplyvnená tým, že NaCl má oveľa vyššiu teplotu tavenia (T_{NaCl}, 801 °C, 10^5 Pa) a oveľa nižší tlak nasýtených pár ako H_2O. Krivka rozpustnosti NaCl v H_2O (L + V + NaCl) sa začína približne v eutektickom bode (E, −20,8 °C, 100 Pa) a končí v trojnom bode NaCl (T_{NaCl}). Tvar krivky je ovplyvnený tým, že na jednej strane so zvyšovaním obsahu H_2O v smere od T_{NaCl} stúpa tlak nasýtených pár, avšak na druhej strane klesá teplota a v konečnom dôsledku aj samotný tlak. Tieto protikladné tendencie sa navzájom eliminujú v najvyššom bode trojfázovej krivky pri 600 °C a 392 × 10^5 Pa, pričom ďalšie zvyšovanie obsahu H_2O vedie k poklesu T a P nasýtených pár až do hodnôt eutektického bodu E. Tie isté efekty ovplyvňujú aj tvar kritickej krivky systému, ktorá spája kritický bod H_2O (C_{H_2O}, 374,1 °C, 221 × 10^5 Pa) a kritický bod NaCl (C_{NaCl}, ~ 3 600 °C, ~ 258 × 10^5 Pa) a dosahuje maximálny tlak asi 2 500 × 10^5 Pa pri 2 000 °C.

V priestore ohraničenom kritickou krivkou, dvojfá-



Obr. 1. Schematická izopletálna projekcia systému H_2O — NaCl (Bodnar et al., 1985).

Fig. 1. Schematic isopletal projection of the H_2O-NaCl system (Bodnar et al., 1985).



Obr. 2. Izotermálna projekcia dvojfázovej oblasti systému H_2O — NaCl (Bodnar et al., 1985).

Fig. 2. Isothermal projection of the two-phase region of the H_2O-NaCl system (Bodnar et al., 1985).

zovou krivkou (L + V)NaCl, trojfázovou krivkou L + V + NaCl, krivkou tavenia nenasýtených roztokov NaCl (E — T_{H_2O}) a dvojfázovou krivkou (L + V)H_2O sa nachádza oblasť koexistencie kvapalnej a plynnej fázy systému H_2O-NaCl. Táto veľká plocha, ktorá zahŕňa širokú škálu koncentrácií od čistej vody po čistý halit, môže byť rozdelená na menšie polia dvojfázovej rovnováhy binárnych zmesí s rôznymi koncentráciami NaCl. Napríklad, ak má fluidum koncentráciu A, potom mimo poľa (L + V)A bude v homogénnom stave, avšak vnútri tohto poľa sa rozpadne na kvapalinu s vyšším obsahom NaCl a plyn s nižším obsahom NaCl. Podobne sa bude heterogenizovať fluidum B s vyššou salinitou v poli označenom (L + V)B. Bod, v ktorom sa pretínajú izoplety A a B, zodpovedá termodynamickým podmienkam, pri ktorých plynná fáza s koncentráciou A koexistuje s kvapalnou fázou s koncentráciou B. Mimo polí ohraničených izopletickými slučkami sú fluidá s danými koncentráciami homogénne, avšak z presýteného fluida B bude kryštalizovať halit pri teplotách pod dvojfázovou hranicou (L + H)B.

Z obr. 2 vyplýva, že napríklad pri T = 600 °C a P = 40 MPa môže koexistovať kvapalina s obsahom 66 hmot. % NaCl s plynnou fázou, v ktorej koncentrácia NaCl bude dosahovať asi 0,1 hmot. %. Hmotnostný zlomok kvapalnej fázy v zmesi L + V vyjadruje rovnica

$$X_L = (c_{\bar{V}} - c_V)/(c_L - c_V),$$

kde c je koncentrácia (hmot. %) a indexy $\bar{V}$, L, V zodpovedajú fluidnej, kvapalnej a plynnej fáze (Bischoff, Pitzer, 1985). Teda ak pôvodné homogénne fluidum obsahovalo 5 hmot. % NaCl, potom sa z neho pri T = 600 °C a P = 40 MPa skondenzuje 7,4 hmot. % (0,8 obj. %) kvapaliny so 66 hmot. % NaCl.

Na základe kritérií vyčlenených Bodnarom (1983) sme odvodili fázové vzťahy v hypotetických inklúziách pri 25 °C, v ktorých by sa zachytili vzájomne nekontaminované fázy koexistujúce v dvojfázovej oblasti systému H_2O — NaCl (obr. 3). T_h takýchto inklúzií sa rovnajú teplotám ich vzniku, avšak v skutočnosti dochádza k zachytávaniu zmesí oboch fáz v rôznych pomeroch, takže T_h kolíšu v širokom intervale od teplôt vzniku až po kritickú teplotu systému.

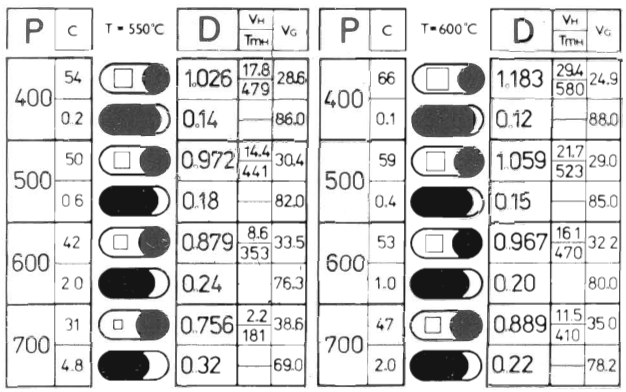
Na záver tejto kapitoly možno zhrnúť, že v ložiskách porfýrového typu vznikajú koncentrované roztoky rozpadom pôvodne homogénneho hydrotermálneho fluida s nízkym obsahom solí pri vysokých teplotách a nízkych tlakoch. Tieto koncentrované roztoky majú schopnosť transportovať veľké množstvá rudných komponentov vo forme chloridových komplexov. Napríklad podľa fázových pomerov v inklúziách sa vypočítalo, že rudonosné roztoky na ložiskách porfýrového typu museli obsahovať 1 000—8 000 ppm Cu v rozpustnej forme (Ramboz, 1979; Reynolds-Beane, 1985).

V závislosti od P a T v momente uvoľnenia fluida pri kryštalizácii silikátovej taveniny môžu nastať tieto prípady:

1. heterogenizácia nastane súčasne s uvoľnením fluida z taveniny,
2. heterogenizácia nastane až po určitom čase, kedy uvoľnené homogénne fluidum bolo v rovnováhe s taveninou,
3. k heterogenizácii fluida nedôjde vôbec.

Chemické zloženie silikátovej taveniny

Typické Cu-porfýrové ložiská vo svete sú späté



Obr. 3. Fázové vzťahy v inklúziách tvaru valca s pologuľovými koncami (pri 25 °C), ktoré zachytili pri teplotách 550 °C a 600 °C vzájomne nekontaminované koexistujúce fázy v dvojfázovej oblasti systému H_2O — NaCl pri rozličných tlakoch P (10^5Pa). Štvorce — rovinná projekcia kocky halitu, čierne kruhy alebo elipsy — rovinná projekcia plynnej fázy, c = koncentrácia NaCl (hmot. %), D = hustota inklúzie (g · cm^{-3}), V_H = objemové percento halitu pri 25 °C, Tm_H = teplota rozpustenia NaCl (°C), V_G = objemové percento plynnej fázy pri 25 °C. Vypočítané podľa týchto údajov: molárny objem NaCl pri 25 °C (Robie et al., 1978), obsah NaCl v kvapalnej fáze (Bodnar et al., 1985), obsah NaCl v plynnej fáze (Pitzer, Pabalan, 1986), hustota kvapalnej fázy (Bodnar, 1983), hustota plynnej fázy (Gehrig, 1980, obr. 6. 5), teplota rozpustenia NaCl (Potter el al., 1977).

Fig. 3. Phase relations in inclusions of cylindre shape terminated by hemisphere (at 25 °C) trapping at 550 °C and 600 °C temperatures the mutually non-contamined coexisting phases in the two-phase region of the H_2O-NaCl system under various pressures (10^5 Pa). Squares represent plane projection of halite cubes, black circles or elipses are the plane projections of the gaseous phase, c — NaCl concentration (in weight %), D — inclusion density (g cm^{-3}), V_H — volume % of halite at 25 °C, Tm_H — dissolution temperature of halite (°C), V_G — volume % of gaseous phase at 25 °C. Data calculated according to the following values: molar volume of halite at 25 °C (Robie et al., 1978), halite content in the liquid phase (Bodnar et al., 1985), halite content in the gaseous phase (Pitzer, Pabalan, 1986), liquid phase density (Bodnar, 1983), gaseous phase density (Gehrig, 1980, figs. 6.5), dissolution temperature of halite (Potter et al., 1977).

s horninami, ktoré svojím modálnym zložením zodpovedajú kremenitému monzonitu (Lowell, Guilbert, 1970). Feiss (1978) uvádza, že meďnatoporfýrové intrúzie v JZ časti USA a karibskej oblasti obsahujú približne o 2,5 hmot. % normatívneho korundu viac než intrúzie bez mineralizácie. Túto závislosť uvedený autor vyjadril pomocou diskriminačného diagramu SiO_2 — $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$, kde pomer oxidu hlinitého k alkáliám vyjadruje počet oktaedrických polôh v tavenine, ktoré môžu byť obsadené meďou (Burns, Fyfe, 1964). Z toho vyplýva dôležitý poznatok, že magmy s vyšším obsahom normatívneho korundu (hliníkové, „aluminous") sú na udržanie Cu v tavenine vhodnejšie než alkalické magmy, v ktorých sa Cu viaže na kryštalizujúce pevné fázy.

Distribučné koeficienty Pb, Zn, Cu, Mo medzi fluidnou fázou, resp. pevnou fázou a taveninou

Vychádzajúc z toho, že rudné komponenty rozptýlené v tavenine sa koncentrujú do fluidnej fázy, Urabe (1985) experimentálne stanovil distribučné koeficienty Pb a Zn medzi fluidnou fázou obsahujúcou H_2O + Cl a hliníkovou (s obsahom normatívneho korundu), resp. alkalickou (s obsahom normatívneho wollastonitu) taveninou. Hodnoty $D^{v/l}_{Zn\ Pb}$ pri T = 800 °C a P = 350 MPa sú uvedené v tab. 1.

TAB. 1

Distribučné koeficienty Zn a Pb medzi fluidnou fázou a taveninou pri T = 800 °C a P = 350 MPa (Urabe, 1985)

Distribution coefficients of zinc and lead between liquid phase and melt at T = 800 °C and P = 350 MPa (Urabe, 1985)

	Hliníková tavenina (aluminous)	Alkalická tavenina
$D^{v/l}_{Zn}$	$9{,}4 \times (c^{v}_{Cl})^2$	$0{,}0833 \times (c^{v}_{Cl})^2$
$D^{v/l}_{Pb}$	$2{,}26 \times (c^{v}_{Cl})^2$	$0{,}0474 \times (c^{v}_{Cl})^2$

Distribučné koeficienty Cu a Mo medzi vodnou fluidnou fázou a taveninou obsahujúcou 0,07 % normatívneho korundu experimentálne skúmali Holland (1972) a Candela, Holland (1984, 1986), ktorí pri T = 750 °C a P = 140 MPa stanovili

$$D^{v/l}_{Cu} = (9{,}1 \pm 2{,}5) \times c^{v}_{Cl} \text{ a } D^{v/l}_{Mo} = 2{,}5 \pm 1{,}6.$$

Z hľadiska magmaticko-hydrotermálneho modelu je dôležité poznať nielen distribučné koeficienty Cu a Mo medzi fluidnou fázou a taveninou, ale zároveň aj medzi pevnou fázou a taveninou. Musíme však konštatovať, že tieto distribučné koeficienty neboli doteraz dostatočne preskúmané. Údaje o koncentrácii Cu v magmatických horninových sériách sú zriedkavé a väčšinou poukazujú na to, že Cu sa správa počas magmatickej evolúcie ako kompatibilný prvok, t. j. počas kryštalizácie magmy vstupuje do kryštalizujúcich fáz. Greenland a Lovering (1966), Carmichael et al. (1974), Kesler et al. (1977), Konečný a Lexa (ústna informácia) uvádzajú, že so vzrastajúcim obsahom SiO_2 klesá obsah Cu v horninách magmatických sérií. Candela a Holland (1986) vypočítali, že celkový distrubučný koeficient Cu medzi pevnou fázou a taveninou ($\bar{D}^{s/l}_{Cu}$) sa rovná približne 3.

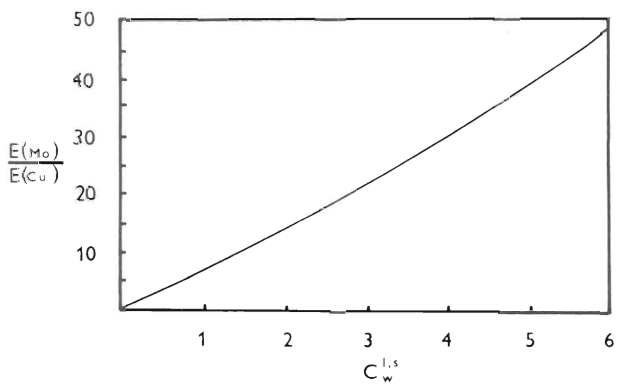
O správaní sa Mo v systéme pevná fáza — tavenina vieme rovnako málo. V sérii Thingmuli sa Mo správa ako inkompatibilný prvok (Carmichael et al., 1974). Mahood, Hildreth (1983) a Wedepohl (1978) uvádzajú, že Mo sa koncentruje do Ti minerálov. Ak bude záverečná solidusová minerálna asociácia obsahovať

asi 1 % Ti minerálov, potom $D_{Mo}^{š/l}$ nadobudne hodnoty z intervalu 0,1—0,3.

Candela a Holland (1986) uvádzajú rovnice, pomocou ktorých modelujú distribúciu Cu a Mo medzi silikátovou taveninou, fluidom a kryštalickou fázou počas procesu kryštalizácie. Pomocou týchto rovníc uvedení autori vypočítali efektivitu premiestnenia daných prvkov z magmy do hydrotermálneho fluida (E(i)), ktorá je funkciou:

— celkových distribučných koeficientov týchto prvkov medzi pevnou fázou a taveninou,
— počiatočného obsahu H_2O v tavenine ($c_w^{l,o}$) a obsahu H_2O v momente nasýtenia zvyškovej taveniny vodou ($c_w^{l,s}$),
— obsahu Cl v tavenine.

Za predpokladu že Cu sa správa ako kompatibilný a Mo ako inkompatibilný prvok, dospeli uvedení autori k záveru, že pomer E(Mo)/E(Cu) je priamo úmerný hodnote $c_w^{l,s}$ (obr. 4). Z práce Mysena et al. (1980) a z vyššie citovaných prác vyplýva, že pridaním niekoľkých hmot. % H_2O alebo CO_2 do taveniny sa distribučné koeficienty jednotlivých prvkov zásadne nemenia. K ich zmene môže dôjsť len vtedy, ak sa zmení fázové zloženie systému, t. j. ak vznikne samostatná fluidná fáza a ak dôjde k jej rozpadu na kvapalinu a plyn (Dujon, Lagache, 1986).



Obr. 4. Závislosť medzi relatívnou efektivitou premiestnenia molybdénu a medi E(Mo)/E(Cu) a obsahom vody v tavenine v momente jej nasýtenia vodou $c_w^{l,s}$ (Candela, Holland, 1986). $c_w^{l,o} = 1$ hmot. %, $c_{Cl}^{l,o}/c_w^{l,o} = 0{,}05$, $\bar{D}_{Cu}^{v/l} = 2{,}0$ $\bar{D}_{Mo}^{š/l} = 0{,}1$.

Fig. 4. Relation between relative effectivity of molybdenium and copper mobility E(Mo)/E(Cu) and water content of the melt in the moment of saturation by water $c_w^{l,s}$ (Candela, Holland, 1986). $c_w^{l,o} = 1$ weight %, $c_{Cl}^{l,o}/c_w^{l,o} = 0{,}05$, $\bar{D}_{Cu}^{v/l} = 2{,}0$, $\bar{D}_{Mo}^{š/l} = 0{,}1$

Ak je v systéme prítomný CO_2, oddelenie samostatnej fluidnej fázy v tavenine nastáva pri nižšej hodnote $c_w^{l,s}$ (Whitney, 1975), čo je priaznivé pre zníženie pomeru E(Mo)/E(Cu), a tým aj pre zníženie pomeru Mo/Cu vo fluidnej fáze. Ak bude v systéme prítomný Cl, zvýši sa $\bar{D}_{Cu}^{v/l}$ (Candela, Holland, 1986).

Z toho vyplýva, že zvýšený obsah CO_2 a chloridov v silikátovej tavenine priaznivo vplýva na prednostné obohatenie fluidnej fázy meďou.

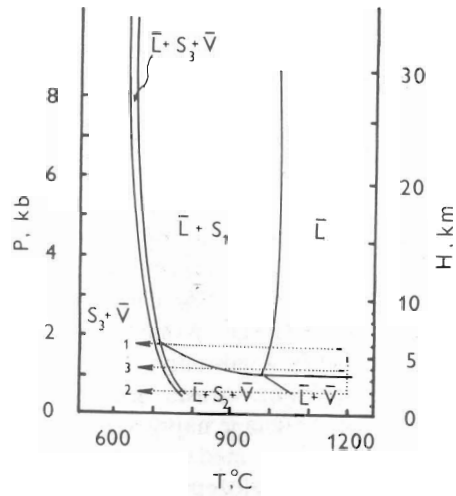
Fázové zmeny pri chladnutí intrúzie kremenitého monzonitu

Pokúsime sa analyzovať fázové zmeny pri chladnutí pňovitého telesa kremenitého monzonitu s obsahom 4 hmot. % fluidnej fázy tvorenej 5-percentným vodným roztokom NaCl. Vzhľadom na to, že v súčasnosti sú k dispozícii iba experimentálne údaje pre systém tavenina + H_2O (Whitney, 1975), zvolili sme pomerne nízky obsah NaCl, aby sme sa od tohto systému príliš neodchýlili a súčasne aby sme mohli analyzovať aj javy heterogenizácie uvoľňovanej fluidnej fázy. Naše úvahy sa budú opierať o zjednodušený izobarický (P = konšt.) priebeh fázových zmien v danom systéme (Whitney, 1975), ktorý však nie celkom zodpovedá prírodným podmienkam. Burnham (1979) napríklad uvádza, že pri tlaku 50 MPa môže plášť chladnúcej intrúzie, v ktorom dochádza k uvoľňovaniu fluidnej fázy, expandovať až o 60 obj. %. V dôsledku toho vzniká v plytších subvulkanických úrovniach pri chladnutí intrúzie obrovský pretlak, ktorý je príčinou vzniku systému trhlín — žilníka — v apikálnych častiach intrúzie a v jej okolí. Objemová zmena pri chladnutí intrúzie sa s hĺbkou zmenšuje v súlade s poklesom špecifického objemu uvoľňovaného fluida. Napríklad v hĺbke 8 km pri P = 210 MPa bude iba 5-percentné zvýšenie objemu intrúzie eliminované plastickou deformáciou taveniny a k dehermetizácii intruzívneho telesa a k vzniku žilníka nedôjde.

Intrúzia v hĺbke viac než 6 km (P> 170 MPa)

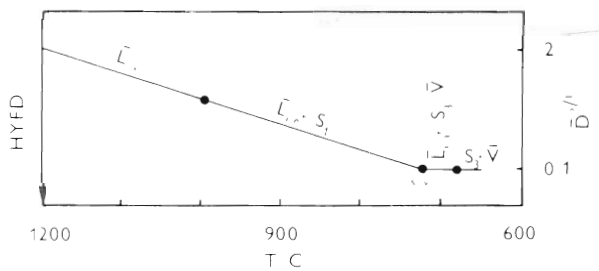
Fázové zmeny pri chladnutí intruzívneho telesa s počiatočnou teplotou ~ 1200 °C vyjadruje priamka 1 na obr. 5. Pri konštrukcii obr. 6 sme vychádzali z toho, že $\bar{D}_{Cu}^{v/l}$ sa pred nasýtením taveniny hydrotermálnym fluidom rovná 2 (zloženie systému $\bar{L}_{ne}$), zatiaľ čo v momente nasýtenia taveniny a vzniku samostatnej fluidnej fázy (zloženie systému $\bar{L} + S + \bar{V}$) sa $\bar{D}_{Cu}^{v/l}$ bude rovnať 0,1 (podľa Candelu a Hollanda, 1986). Ako vyplýva z obr. 5 a 6, ku vzniku samostatnej fluidnej fázy dochádza až tesne pred utuhnutím systému pri T = ~ 700 °C, kedy už vykryštalizoval takmer celý objem taveniny. K heterogenizácii fluida a vzniku kvapaliny s vysokým obsahom NaCl nedôjde ani v prípade, že intruzívny systém bude po vytvorení samostatnej fluidnej fázy dehermetizovaný (obr. 2).

Vzniku samostatnej fluidnej fázy v tomto prípade predchádzala dlhá etapa kryštalizácie magmy, počas ktorej meď ako kompatibilný prvok vstupovala do



Obr. 5. Fázový diagram pre syntetický kremenitý monzonit s obsahom 4 hmot. % H_2O (upravený podľa Whitneyho, 1975). S_1 = Plg, Plg + K – fld, Plg + K – fld + Qtz, S_2 = Plg, Plg + K – fld, S_3 = Plg + K – fld + Qtz, Plg = plagioklas, K-fld = K-živec, Qtz = kremeň.

Fig. 5. Phase diagram for synthetic quartz monzonite containing 4 weight per cents of H_2O (modified after Whitney, 1975). S_1 = Plg, Plg + K – fld, Plg + K – fld + Qtz, S_2 = Plg, Plg + K – fld, S_3 = Plg + K – fld + Qtz, Plg = plagioclase, K-fld = K-felspar, Qtz = quartz.



Obr. 6. Fázové zmeny v syntetickom kremenitom monzonite pozdĺž priamky 1 na obr. 5, v závislosti od ktorých sa mení obsah hydrotermálneho fluida v tavenine (v smere šipky vzrastá obsah HYFD v tavenine) a veľkosť celkového distribučného koeficientu medi medzi pevnou fázou a taveninou (hodnota $\bar{D}_{Cu}^{s/l}$ klesá z 2,0 na 0,1). Bližšie vysvetlenie v texte.

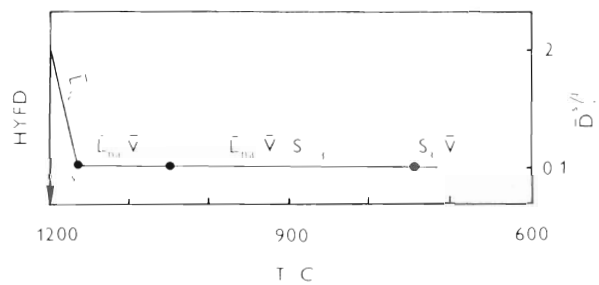
Fig. 6. Phase changes in synthetic quartz monzonite along the line No 1 in fig. 5 influencing changes of the hydrothermal fluid content in the melt (in the direction of the arrow the hydrothermal fluid content increases) together with the value of the bulk distribution coefficient between solid phase and melt (the $\bar{D}_{Cu}^{s/l}$ value decreases from 2,0 to 0,1). HYFD — hydrothermal fluid, further explanation in the text.

kryštalizujúcich mafických minerálov. Za takýchto podmienok platí, že pomer $c_w^{l,o} / c_w^{l,s}$ je nízky, čo v súlade s poznatkami Candelu a Hollanda (1986) je priaznivejšie pre efektívne premiestnenie Mo z taveniny do fluidnej fázy, pretože pomer E(Mo)/E(Cu) je vysoký. Výsledným produktom takéhoto procesu bude vysoko frakcionovaná tavenina, ktorá bude v momente saturácie obsahovať značné množstvo fluida s vysokým pomerom Mo/Cu. Táto fluidná fáza sa bude koncentrovať v apikálnej časti pňa tak ako v porfýrových Mo ložiskách typu Climax (White et al., 1981).

Intrúzia v hĺbke 2—6 km (P = 50—170 MPa)

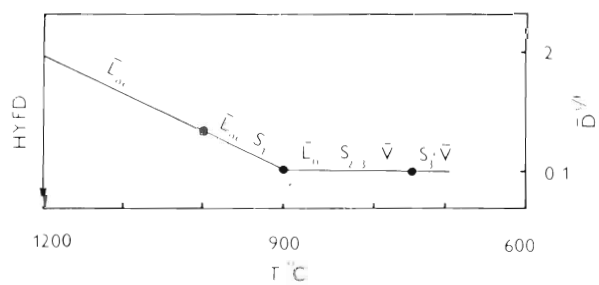
Vzhľadom na dôležité fázové rozhranie medzi $\bar{L}$, resp. $\bar{L} + S_1$ a $\bar{L} + \bar{V}$, resp. $\bar{L} + S_2 + \bar{V}$ v teplotnom intervale od ~ 900 °C do ~ 1200 °C, ktorému zodpovedá tlak ~ 100 MPa a hĺbka ~ 3,5 km, budeme analyzovať fázové zmeny v hypotetickej intrúzii v dvoch hĺbkovo-tlakových úrovniach, a to v hĺbke okolo 2 km (P = ~ 50 MPa) a v hĺbke okolo 4 km (P = ~ 120 MPa).

V prvom prípade fázové zmeny v apikálnej časti telesa (t. j. pri H = ~ 2 km, P = ~ 50 MPa) zobrazuje priamka 2 na obr. 5 a ako ďalej vyplýva aj z obr. 7, dôjde tu ku vzniku samostatnej fluidnej fázy pri pomerne vysokej teplote, a to ešte pred kryštalizáciou plagioklasov (~ 1150 °C). Z uvoľňovaného fluida sa okamžite oddeľuje malé množstvo kvapaliny s približne 80 hmot. % NaCl (extrapolovaný údaj z obr. 2), v ktorej sa budú postupne kondenzovať ťažké kovy. V tomto prípade nastali ideálne podmienky pre obohatenie fluidnej fázy o Cu, pretože:



Obr. 7. Fázové zmeny v syntetickom kremenitom monzonite pozdĺž priamky 2 na obr. 5. Vysvetlivky ako pri obr. 6.

Fig. 7. Phase changes in synthetic quartz monzonite along the line No 2 in fig. 5. Explanations as in fig. 6.



Obr. 8. Fázové zmeny v syntetickom kremenitom monzonite pozdĺž priamky 3 na obr. 5. Vysvetlivky ako pri obr. 6.

Fig. 8. Phase changes in synthetic quartz monzonite along the line No 3 in fig. 5. Explanations as in fig. 6.

— pomer $c_w^{l,s}/c_w^{l,s}$ je vysoký [E(Mo)/E(Cu) je nízky],
— časový interval koexistencie $\bar{L} + \bar{V} + S$ bude oveľa dlhší ako v hĺbke viac ako 6 km,
— v dôsledku saturácie taveniny fluidnou fázou klesá $\bar{D}_{Cu}^{v/l}$ a na distribúciu Cu v systéme $\bar{L} + S + \bar{V}$ bude mať rozhodujúci vplyv $\bar{D}_{Cu}^{v/l}$.

V tom istom intruzívnom telese, avšak v druhom prípade, (H = ~ 4 km, P = ~ 120 MPa) bude priebeh fázových zmien o niečo odlišný (priamka 3 na obr. 5 a obr. 8) ako v prípade prvom. Saturácia taveniny fluidnou fázou nastáva až pri teplote ~ 900 °C po určitom časovom intervale, v ktorom kryštalizovali pevné fázy. Dôsledkom toho je nižší pomer $c_w^{l,o}/c_w^{l,s}$, teda vyšší pomer E(Mo)/E(Cu), čo znamená, že vnútornejšie časti intrúzie by mali byť priaznivejšie pre ukladanie minerálnej asociácie s vyšším podielom molybdénu. Aj v tomto prípade okamžite po uvoľnení z taveniny sa fluidum rozkladá na plynnú fázu s 2,6 hmot. % NaCl a na malý objem kvapaliny s obsahom NaCl 63 hmot. % (obr. 2).

Intrúzia v hĺbke menšej ako 2 km (P < 50 MPa)

Ak bude apikálna časť intrúzie v hĺbke menšej ako 2 km, potom v danom objeme taveniny vzniká samostatná fluidná fáza už v počiatočných štádiách kryštalizácie. Keďže špecifický objem vznikajúcej fluidnej fázy je značný, dôjde vplyvom vysokého pretlaku takmer okamžite k otvoreniu systému a k úniku fluidnej fázy, ktorá sa nestačí dostatočne obohatiť o rudné komponenty. Takéto plytké umiestnenie intrúzie sa teda z hľadiska jej rudonosnosti bude javiť ako najmenej vhodné.

Vplyv fázových zmien pri chladnutí intrúzie na chemické zloženie horninotvorných minerálov

Procesy oddeľovania a heterogenizácie fluidnej fázy možno detailne študovať za pomoci fluidných inklúzií v horninotvorných mineráloch. Takto je možné aj v bežnom petrografickom výbruse vidieť, či v intruzívnom systéme vznikla samostatná fluidná fáza a či došlo k jej heterogenizácii na plyn a kvapalinu.

Tieto dôležité procesy však možno nepriamo študovať aj na základe chemického zloženia niektorých horninotvorných minerálov. Jedným z nich, nachádzajúcim sa v intruzívnych horninách porfýrových ložísk typu Climax, je draselný živec. Primárne výrastlice K-živca sú tu perthitické a obsahujú okolo 10 % albitovej fázy. Sekundárny K-živec tvorí lemy okolo perthitických K-živcov a býva iba zriedka perthitický. Prítomnosť perthitických štruktúr v K-živcoch svedčí o tom, že ich kryštalizácia prebehla v hypersolvusových podmienkach, kedy bol obsah H_2O v tavenine nízky a dochádzalo ku kryštalizácii tuhého živcového roztoku, ktorý sa potom v dôsledku chladnutia a interakcie s hydrotermálnymi fluidami rozpadol na albitovú a K-živcovú fázu (Ehlers, 1972; Brown, Parsons, 1981).

Vznik samostatnej fluidnej fázy v tavenine nemá vplyv len na $\bar{D}_{Cu, Mo}$ ale pravdepodobne aj na distribučné koeficienty ďalších prvkov. Určitý obraz o charaktere týchto zmien nám poskytujú chemické analýzy amfibolu, biotitu a magnetitu pomocou rtg mikroanalyzátora (Mason, 1978; Chivas, 1981; Hendry et al., 1981; Czamanske, Wones, 1973). Uvedení autori konštatovali, že v jednotlivých mineráloch od stredu po okraj zvyčajne vzrastá obsah Mg a klesá obsah Fe a Ti. Táto zmena je najvýraznejšia práve pri amfibole a prejavuje sa medzerou („compositional gap") v jeho chemickom zložení. Vznik tejto medzery (analogická bola pozorovaná aj v chemickom zložení amfibolu z granodioritu hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu — Šulgan, 1986) si možno vysvetliť tým, že amfibol kryštalizoval tak pred, ako aj po saturácii taveniny fluidnou fázou. Skokovitý prechod od Mg-hornblendu v strede k aktinolitickému amfibolu až aktinolitu na okrajoch výrastlíc zodpovedá pravdepodobne tomuto saturačnému prechodu.

Diskusia a záver

Pomer Mo/Cu vo fluidnej fáze uvoľnenej pri kryštalizácii magmy môže byť ovplyvnený nielen jej chemickým zložením a obsahom prchavých komponentov, ale aj hĺbkou jej umiestnenia. Fluidá s vysokým obsahom Cu vznikajú v hĺbkach približne 2—6 km, kde pri kryštalizácii taveniny dochádza ku skorému uvoľneniu samostatnej fluidnej fázy, ktorá sa buď ihneď alebo po určitom čase rozpadne na kvapalnú fázu s vysokou koncentráciou chloridov a plynnú fázu, v ktorej sa zhromažďujú kyslé prchavé komponenty (HCl, HF) a CO_2. Práve táto menej mobilná kvapalná fáza s vysokou hustotou a s vysokou koncentráciou chloridov sa podstatne obohacuje o rudné komponenty (Cu).

Naproti tomu hydrotermálne fluidá s vysokým obsahom Mo môžu vznikať pri kryštalizácii magmy v hĺbke viac ako 6 km, kedy dôjde k nasýteniu taveniny fluidnou fázou až po dlhšej etape kryštalizácie horninotvorných minerálov. Na dôvažok pri takomto hlbšom umiestnení magmatického telesa nedochádza k heterogenizácii uvoľneného fluida a nevzniká kvapalina s vysokým obsahom chloridov. Ak nedôjde k interakcii s vodami iného pôvodu, potom inklúzie v mineráloch budú fixovať zloženie pôvodnej homogénnej fluidnej fázy uvoľňovanej pri kryštalizácii taveniny.

Tento model vysvetľuje čiastočne odlišný charakter inklúzií v mineráloch z ložísk Mo-porfýrového typu v porovnaní s typickými Cu-porfýrovými ložiskami.

Napríklad na ložisku Climax našiel Roedder (1971) sporadické inklúzie so znakmi heterogenizácie s maximálnym obsahom solí 35 hmot. %, avšak Hall et al. (1974) zistil, že 90 % inklúzií má prevahu kvapalnej fázy a salinitu okolo 12 hmot. %. Theodore a Menzie (1984) pre F-deficitné Mo-porfýrové systémy viazané na subdukčné zóny na okrajoch kontinentálnych platní uvádzajú ako charakteristické inklúzie s nízkou salinitou (4—16 hmot. % NaCl), vyšším obsahom CO_2 a vysokou hustotou, ktorá sa prejavuje homogenizáciou na kvapalnú fázu pri teplotách 250—400 °C. Tieto homogenizačné teploty sú vplyvom vysokého tlaku pri kryštalizácii oveľa nižšie ako teploty vzniku.

Naproti tomu v mineráloch z typických Cu-porfýrových ložísk sú vždy prítomné inklúzie so znakmi zachytávania heterogénnej zmesi vysoko koncentrovanej kvapaliny (viac ako 60 hmot. % solí) a nízko koncentrovaného plynu (Ramboz, 1979; Roedder, 1984; Reynolds, Beane, 1985 a i.). Tieto inklúzie sú pre Cu-porfýrové ložiská také typické, že slúžia pri vyhľadávacích a prieskumných prácach ako jedno z kritérií na lokalizáciu centrálnych častí porfýrových systémov (Nash, 1976).

Sme si vedomí, že zjednodušený model vzniku porfýrových ložísk načrtnutý v tejto práci síce vysvetľuje niektoré aspekty genézy, ale v žiadnom prípade nie je univerzálny, lebo je založený na izobarickej (P = konšt.) a izopletálnej (zloženie = konšt.) projekcii uzavretého systému tavenina + fluidná fáza. Na druhej strane je nutné si uvedomiť, že súčasný stav poznatkov ani neumožňuje vypracovať model, ktorý by adekvátne vystihol procesy prebiehajúce pri chladnutí otvoreného, polykomponentného systému, kde dochádza k interakcii fluíd rôzneho pôvodu, mení sa zloženie aj obsah prchavých komponentov v tavenine a kde dynamiku intruzívneho systému ovplyvňuje pevnosť okolitých hornín a tektonické pohyby.

Symboly a skratky použité v texte

$c_w^{l\,o}$ — počiatočný obsah vody v tavenine (hmot. zlomok)
$c_w^{l\,s}$ — obsah vody v tavenine v momente jej nasýtenia vodou (hmot. zlomok)
$c_{Cl}^{L\,o}$ — počiatočný obsah Cl v tavenine (hmot. zlomok)
c_{Cl}^{v} — koncentrácia Cl (mol. kg^{-1}) vo fluidnej fáze
C_{H_2O} — kritický bod H_2O
C_{NaCl} — kritický bod NaCl
D_i — distribučný koeficient prvku i
$\bar{D}_i$ — celkový distribučný koeficient prvku i
$D_i^{v/l}$ — distribučný koeficient prvku i medzi fluidnou fázou a taveninou
$D_i^{s/l}$ — distribučný koeficient prvku i medzi pevnou fázou a taveninou
E — eutektický bod
E(i) — efektívita premiestnenia prvku i z taveniny do fluidnej fázy
H — hĺbka (km)
HYFD — obsah hydrotermálneho fluida v tavenine
L — kvapalná fáza
$\bar{L}$ — tavenina
$\bar{L}_{ne/na}$ — tavenina nenasýtená /nasýtená fluidnou fázou
P — tlak (10^5 Pa = 1 bar)
S — pevná fáza
s. v. — sekundárny var
T — teplota (°C)
T_h — homogenizačná teplota inklúzie
TH_2O — trojný bod H_2O
TNaCl — trojný bod NaCl
$\bar{V}$ — plynná fáza
V — fluidná fáza
* — utuhnutie systému

Literatúra

Bischoff, J. L., Pitzer, K. S. 1985: Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett., 75, 327—338.*

Bodnar, R. J. 1983: A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids. *Econ. Geol., 78, 535—542.*

Bodnar, R. J., Burnham, C. W., Sterner, S. M. 1985: Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H_2O-NaCl to 1000 °C and 1500 bars. *Geochim. cosmochim. Acta, 49, 1861—1873.*

Brown, W. L., Parsons, I. 1981: Towards a more practical two-feldspar geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol., 76, 369—377.*

Burnham, C. W. 1967: Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Ed. *H. L. Barnes. New York, Holt Rinehart and Winston, 34—76.*

Burnham, C. W. 1979: Magmas and hydrothermal fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2nd edition). *Ed. H. L. Barnes. New York, John Wiley and Sons, 71—136.*

Burnham, C. W., Ohmoto, H. 1980: Late-state processes of felsic magmatism. *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue, 8, 1—11.*

Burns, R. G., Fyfe, W. S. 1964: Site preference energy and selective uptake of transition-metal ions from a magma. *Science, 144, 1001—1003.*

Candela, P. A., Holland, H. D. 1984: The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. *Geochim. cosmochim. Acta, 48, 373—380.*

Candela, P. A., Holland, H. D. 1986: A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal system: The origin of porphyry-type ore deposits. *Econ. Geol., 81, 1—19.*

Carmichael, I. S. E., Turner, F. J., Verhoogen, J. 1974: Igneous petrology. *New York, McGraw — Hill Book Company, 739 s.*

Czamanske, G. K., Wones, D. R. 1973: Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. Part 2: The mafic silicates. *J. Petrol., 14, 348—380.*

Dujon, S. C., Lagache, M. 1986: The influence of fluid unmixing on cation exchange between plagioclases and aqueous chloride solutions at 700 °C, 1 kbar. *Contr. Mineral. Petrol., 92, 128—134.*

Ehlers, E. G. 1972: The interpretation of geological phase diagrams. Preklad — *Moskva, Izd. Mir (1975), 299 s.*

Emmons, W. H. 1927: Relations of disseminated copper ores in porphyry to igneous intrusives. *Amer. Inst. Min. Metall. Eng. Trans., 76, 797—815.*

Feiss, P. G. 1978: Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. *Econ. Geol., 73, 397—404.*

Gehrig, M. 1980: Phasengleichgewichte und PVT-Daten ternären Mischungen aus Wasser, Kohlendioxid and Natriumchlorid bis 3 kbar und 550 °C. *Dr. rer. nat. Dissertation, Freiburg, Hochschulverlag, 109 s.*

Greenland, L. P., Lovering, J. F. 1965: Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma. *Geochim. cosmochim. Acta, 30, 963—982.*

Hall, W. E., Friedman, I., Nash, J. T. 1974: Fluid inclusions and

light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado. *Econ. Geol., 69, 884—901.*

Hendry, D. A. F., Chivas, A. R., Long, J. V. P., Reed, S. J. B. 1981: Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part II: Ion-probe analysis of Cu contents of mafic minerals, Koloula Igneous, Complex. *Contr. Mineral. Petrol., 78, 404—412.*

Henley, R. W., McNabb, A. 1978: Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol., 73, 1—20.*

Holland, H. D. 1972: Granites, solutions and base metal deposits. *Econ. Geol., 67, 281—301.*

Chivas, A. R. 1981: Chemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part I: Mafic silicates from the Koloula Igneous Complex. *Contr. Mineral. Petrol., 78, 369—403.*

Chou, I-Ming 1987: Phase relations in the system NaCl-KCl-H_2O. III: Solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445 °C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl-H_2O to 1000 °C and 1500 bars. *Geochim. cosmochim. Acta, 51, 1965—1975.*

Kesler, S. E., Lewis, J. F., Jones, L. M., Walker, R. L. 1977: Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. *Contr. Mineral. Petrol., 65, 91—99.*

Lowell, J. D., Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol., 65, 373—408.*

Mahood, G., Hildreth, W. 1983: Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. *Geochim. cosmochim. Acta, 47, 11—30.*

Mason, D. R. 1978: Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea. *Econ. Geol., 73, 878—890.*

Mysen, B. O., Virgo, D., Scarfe, Ch. 1980: Relations between the anionic structure and viscosity of silicate melts — a Raman spectroscopic study. *Amer. Mineralogist, 65, 690—710.*

Nash, J. T. 1976: Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and implications to exploration. *U. S. Geol. Survey Profess. Pap., 907—D, 1—15.*

Pitzer, K. S., Pabalan, R. T. 1986: Thermodynamics of NaCl in steam. *Geochim. cosmochim. Acta, 50, 1445—1454.*

Potter, R. W., Babcock, R. S., Brown, D. L. 1977: A new method for determining the solubility of salts in aqueous solutions at elevated temperatures. *U. S. Geol. Survey Jour. Res., 5, 389—395.*

Ramboz, C. 1979: A fluid inclusion study of the copper mineralization in southwest Tintic district (Utah). *Bull. Minéral., 102, 622—632.*

Reynolds, T. J., Beane, R. 1985: Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Econ. Geol., 80, 1328—1347.*

Robbie, R. A., Hemingway, B. S., Fisher, J. R. 1978: Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures. *U. S. Geol. Survey Bull., 1452, 456 s.*

Roedder, E. 1971: Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Econ. Geol., 66, 98—120.*

Roedder, E. 1984: Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy, *Min. Soc. Amer., 12, 644 s.*

Šulgan, M. 1986: Petrológia granodioritu hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu z hľadiska možnej rudonosnosti. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Banská Bystrica, 132 s.*

Theodore, T. G., Menzie, W. D. 1984: Fluorine-deficient porphyry molybdenum deposits in the cordillera of western north America. *Proc. VI. IAGOD Symposium, Tbilisi 6.—12. 9. 1982.*

Urabe, T. 1985: Aluminous granite as a source magma of hydrothermal ore deposits: an experimental study. *Econ. Geol., 80, 148—157.*

Wedepohl, K. H. ed. 1978: Handbook of geochemistry. *Berlin, Springer Verlag, 4202—4204.*

White, W. H., Bookstrom, A. A., Kamilli, R. J., Ganster, M. W., Smith, R. P., Ranta, D. E., Steininger, R. C. 1981: Character and origin of Climax-type molybdenum deposits. *Econ. Geol., 75, 270—316.*

Whitney, J. A. 1975: Vapor generation in a quartz monzonite magma: A synthetic model with application to porphyry copper deposits. *Econ. Geol., 70, 346—358.*

Mineralia slovaca, 21 (1989), 131—139

Některé zákonitosti distribuce radioaktivních prvků v klastikách sekvencí karpatského flyše

PAVEL ONDRA, JAROMÍR HANÁK

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 8. 3. 1988, revidovaná verzia doručená 19. 12. 1988)

Some distribution laws of radioactive elements in clastic rocks of the Carpathians Flysch sequences

The paper introduces clark concentrations of radioactive elements in rocks of the flysch sequences of the Outer Carpathians and the Inner Carpathian Paleogene respectively, on the basis of laboratory gamma-ray spectrometry measurements. The conclusions are based on approximately 1 300 measurements. Th contents in lithostratigraphic units of the East Slovakian Flysch are predominantly subclark ones, while those of uranium are higher than clark. In the East Slovakian Flysch contents of Th reveal increasing tendency inward the Carpathians. In the Rača Unit of eastern Moravia and northwestern Slovakia Th contents increase from the Zlín Formation towards the basement, i. e. towards the Soláň Formation. The contents of radioactive elements in sandstones and claystones of the flysch sequences reveal statistically a consonant trend, where the high concentrations in sandstones correspond to those in claystones. In addition, the paper gives correlation analysis of Th, U and K. This enabled to define the lithostratigraphic units, where the mutual relations of the elements is less usual or even exeptional.

Úvod

Naše studie se zabývá hodnocením klarkových koncentrací radioaktivních prvků ve vnitrokarpatském paleogénu, bradlovém pásmu (BP) a východoslovenském i západním segmentu flyše (magurská a dukelská jednotka). Opírá se o laboratorní gamaspektrometrická měření asi 1 300 vzorků odebraných z povrchových odkryvů i z vrtných jader.

Zpracování povrchových odkryvů provedli autoři, měření z hlubinných vrtů jsou převzata z prací Mitevové, Píchové a Uhmanna ze s. p. Geofyzika Brno. Veškerá měření obsahů Th, U a K byla provedena v laboratoři radioaktivních vlastností hornin podnikového výzkumného ústavu s. p. Geofyzika Brno metodou scintilační detekce krystalu NaJ gamaspektrometrem NTA-512 se střední chybou měření pro Th ±0,8 ppm, pro U ±0,4 ppm a pro K ±0,2 %. Měření provedl v 70. až 80. letech Kašparec a Škovierová.

Přehled zpracovaných litostratigrafických jednotek a jejich přibližného stratigrafického rozsahu udává tab. 1. Byla sestavena s přihlédnutím k těmto pracím: Leško, Samuel (1968), Samuel (1972), Koráb, Ďurkovič (1978, 1980), Nemčok (1980), Pesl (1965, 1968), Potfaj (1983), Gross, Köhler, Samuel (1985). Stratigrafie hlubinných vrtů, jejichž jádra jsme zařadili do zpracování, je obsažena v pracích Pesla et al. (1976), Píchy (1973), Špičky et al. (1976), Leška (1986), Leška et al. (1984), Nemčoka et al. (1977), Ďurkoviče et al. (1982).

Účelem práce je upozornit na některé zákonitosti distribuce radioaktivních prvků ve flyšových sekvencích na území ČSSR, jak vyplývají z dosud provedených měření. Poznání těchto zákonitostí může mít svůj význam při celkovém hodnocení postavení těchto formací z hlediska paleogeografického, korelace jednotlivých souvrství, příp. provenience materiálu. Do jisté míry tak navazujeme na statistická hodnocení fyzikálních vlastností východoslovenského segmentu flyše (Ondra, Hanák, v tisku).

Základní geochemické vlastnosti Th a U

Th je prvek z geochemického hlediska málo mobilní. Prodělává prakticky pouze primární koloběh. Druhotný koloběh spočívá převážně v přemístění minerálů s Th ze zvětralých metamorfitů a vyvřelin. Klarkové obsahy v pískovcích jsou 6,1, v jílovcích 10,1 ppm (Rankama, Sahama, 1950). Podle Adamse a Weavera (1958) může být Th v sedimentech spolu s U vázán několika způsoby, z nichž nejdůležitější jsou tyto: 1. v detritických těžkých minerálech; 2. v ostatních detritických minerálech; 3. v minerálech vysrážených z mořské vody; 4. adsorbován na oxidy nebo hydroxidy, a především jílové minerály; 5. adsorbován na povrch ostatních jemně dispergovaných minerálů.

TAB. 1

Přehled hodnocených litostratigrafických jednotek (vrstev, souvrství, geografických oblastí) a jejich přibližného stratigrafického rozsahu
Summary of evaluated lithostratigraphic units (members, formations, geographical area) and their approximate stratigraphical range

Stáří	Východní segment				Západní segment	
	podtatranská skupina	bradlové pásmo (BP)	magurský flyš	dukelská jednotka a zboj. vrstvy	magurský flyš, bradlové pásmo	podtatranská skupina, Skorušina
spodní oligocén	Spišská Magura, Levočské vrchy, Šarišská vrchovina	malcovské	zlínské (vsetínské, r) makovické strihovské (K) belovežské (r) tvarožské pískovce (b) inocerámové (r)	cergovské menilitové zbojské; magurské pískovce — Orava (o)	malcovské (Orava, o) vsetínské újezdské (r) luhačovické soláňské	hutianské
eocén: svrchní		flyšové vrstvy kremnianské				
eocén: střední		pročské a beňatinské				
eocén: spodní						
paleocén				podmenilitové		
maastricht až cenoman		svrchnokřídové vrstvy obalu bradlového pásma		cisnianské lupkovské	svrchnokřídový flyš manínské jednotky	

r: račanská jednotka; b: bystrická jednotka; K, o: krynická (čerchovská) a oravskomagurská jednotka

Uran se v horninách vyskytuje ve dvou formách: jako čtyřmocný a šestimocný. Zatímco U^{6+} je značně mobilní, U^{4+} je relativně málo pohyblivý. V redukčním prostředí, zvláště v přítomnosti organické komponenty v sedimentech, nacházíme často zvýšené koncentrace, které jsou tvořeny vysráženými formami U^{4+}. Rankama a Sahama (1950) uvádějí jeho klark v pískovcích i jílovcích 1,2 ppm.

Adams a Weaver (1958) považují za důležitý geochemický ukazatel poměr Th/U. Podle jeho velikosti rozeznávají u jemnozrnných klastických sedimentů tři geochemické facie: a) Th/U<2; nízký poměr se vysvětluje obohacením U z mořské vody nebo z podpovrchových vod (např. v případě tmavých jílovců); b) Th/U = 2 až 7; středně vysoký poměr je charakteristický pro sedimenty buď s relativně rychlou depozicí detritu vyvřelin, nebo se směsí materiálu s poměrem Th/U ad a) spolu s ad c); c) Th/U > 7; vysoký poměr může být způsoben relativně vysokým obsahem těžkých minerálů s radioaktivními stopovými prvky, což je typické např. pro monazit; mnohdy je však jeho příčinou vyloužení U, což je časté u kontinentálních uloženin. Poměr > 7 pokládají autoři za jejich charakteristický znak.

Poměr K/Th pro jílovce se podle Plilera a Adamse (1962) blíží hodnotě 2 200. Vyšší hodnoty tohoto poměru odrážejí vzrůst podílu jílových minerálů.

Distribucí klarkových obsahů radioaktivních prvků ve flyši v ČSSR se mezi ostatními fyzikálními vlastnostmi zabývali zejména Uhmann (např. in Kadlečík et al., 1983) a dále Adamová (1986) v souvislosti s celkovým geochemickým zhodnocením sedimentů slezské jednotky. Konstatuje, že ve slezské jednotce sledují obsahy uranu obsahy vanadu. V menilitovém souvrství ždánické a slezské jednotky byly zjištěny lokální koncentrace až 620 ppm U. Jsou vázány na bituminózní břidlice, do kterých byl U přinesen s vulkanickým materiálem.

Koncentrace radioaktivních prvků ve studovaných komplexech

Na obr. 1 jsou znázorněny velikosti aritmetických průměrů koncentrací Th, U, K a poměru Th/U v jednotlivých statistických výběrech. Výběry jsou sdruženy do čtyř skupin: A — východní Slovensko, vzorky z povrchu; B — Orava, Kysuce, Považí, vzorky z povrchu; C — východní Slovensko, vzorky z vrtů; D — račanská jednotka, západní segment flyše, vzorky z vrtů. V každé skupině jsou jednotlivé výběry seřazeny podle aritmetických průměrů u pískovců, ke každému tomuto průměru je vynesen vždy průměr jílovců odebraných v odpovídajících flyšových sekvencích. Jednotlivými průměry jílovců je proložena přímka metodou nejmenších čtverců (čerchovaně). Dále je tu pro každý prvek znázorněna

hodnota průměrné koncentrace v pískovcích (P) a jílovcích (J) podle Rankamy a Sahamy (1950).

Z grafů je patrné, že průměrný trend koncentrací v jílovcích vzhledem k pískovcům je navzdory oscilacím většinou souhlasný, t. j. vyšším koncentracím v pískovcích flyšových sekvencí odpovídají v průměru i vyšší koncentrace v jílovcích. Obsahy Th, U a K jsou v jílovcích převážně vyšší než v pískovcích. Výjimkou mohou být případy, kdy pelitické polohy jsou silně slinité (např. pročské souvrství a podložní svrchní křída obalu BP). Adsorpční schopnost vápnité složky, která váže Th a U, je velmi nízká.

Thorium. Značná část studovaných výběrů má průměrné obsahy podklarkové. Obsahy u pískovců kolísají v rozmezí 2—12 ppm. Mezi výběry s nejnižšími koncentracemi patří cisnianské pískovce dukelské jednotky, pískovce vsetínských vrstev východního i západního segmentu (2—4 ppm) a některé pískovce obalu BP se zvýšeným podílem karbonátového detritu. Relativně zvýšené obsahy — vyšší než klarkové — mají pískovce soláňského souvrství, dále zbojských a lupkovských vrstev ve vrtu Zboj-1 na východním Slovensku (8—12 ppm). U jílovců kolísají hodnoty výběrových průměrů v rozmezí 5—16 ppm. Nejnižší obsahy (5—6 ppm) jsou typické pro některé svrchnokřídové jílovce obalu BP. Za relativně nízké (< 10 ppm) možno považovat obsahy ve vsetínských vrstvách (východní i západní segment), podmenilitových dukelské jednotky, malcovských na Oravě i východním Slovensku a šambronských vrstvách. Vyšší než klarkové (14—16 ppm) koncentrace mají jílovce soláňského souvrství a zbojských vrstev. U těchto výběrů jsou koncentrace stejné, nebo i vyšší, než v granitech a krystalických břidlicích jaderných pohoří Západních Karpat (zde v průměru 10—13 ppm). Tyto zvýšené koncentrace v jílovcích jsou ovšem jen u malé části studovaných výběrů. Dále lze konstatovat, že ve východním segmentu přibývá Th směrem od dukelské jednotky dovnitř Karpat, což se projevuje u pískovců stáří kampán až střední eocén. Dalším zřetelným generálním trendem je přibývání obsahů Th od vsetínských vrstev směrem do podloží, k souvrství soláňskému račanské jednotky Moravy a sz. Slovenska. Trend obsahů Th v pískovcích dukelské jednotky není zjevně v souladu s trendem obsahu zirkonu. Podle Korába a Ďurkoviče (1978) zirkonu přibývá od lupkovských vrstev směrem do nadloží. Hlavní část obsahu Th v pískovcích lupkovských vrstev tedy není na zirkon vázána.

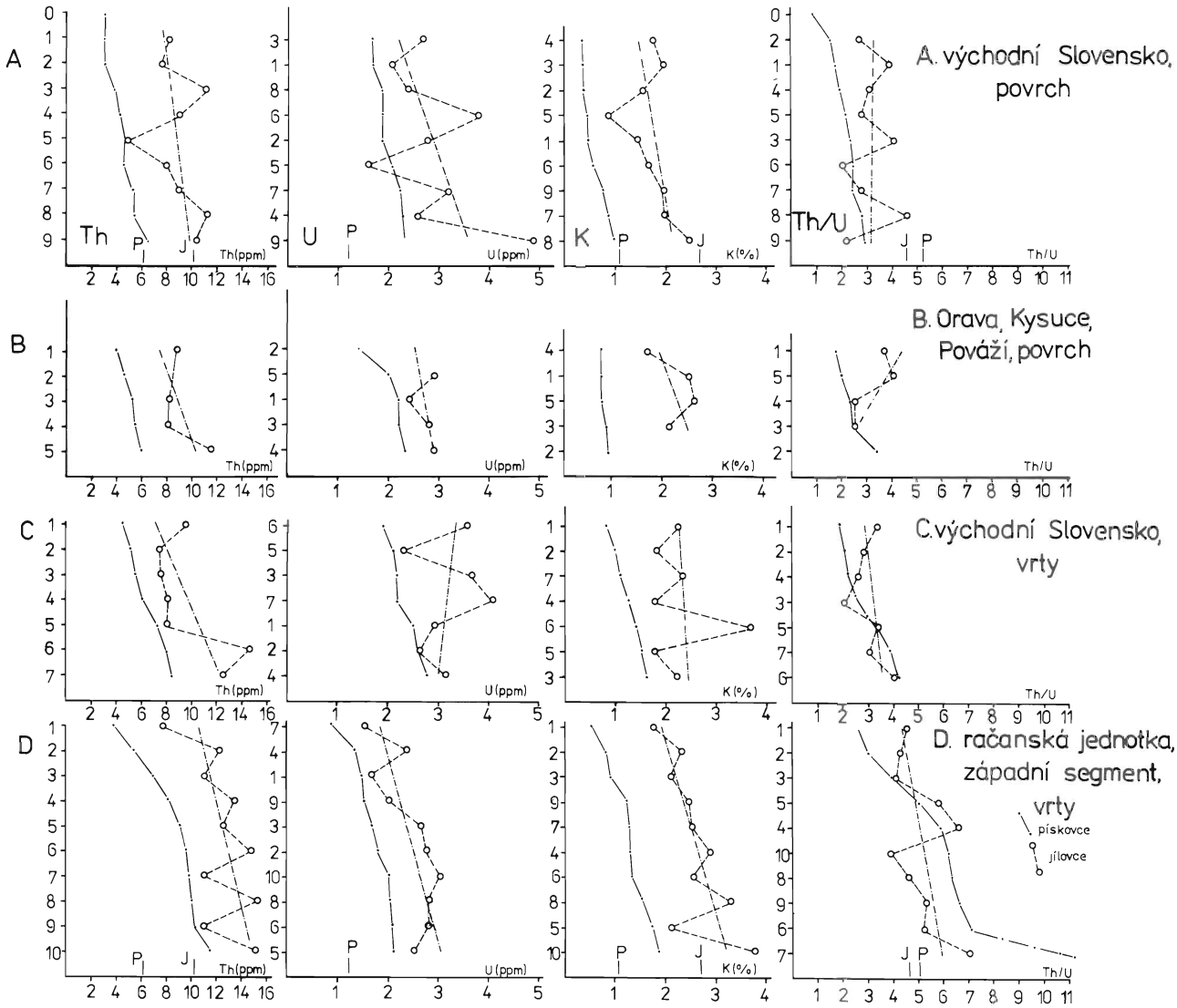
Uran. Zatímco u Th v pískovcích je značná část výběrových průměrů menší než klarkové obsahy, je tomu v případě U naopak. Obsahy u pískovců se pohybují v rozmezí 1,0—2,5 ppm. Nejnižší jsou v případě zlínského souvrství, luhačovických a belovežských vrstev, nejvyšší u soláňského souvrství a vrstev lupkovských dukelské jednotky. U jílovců je rozmezí zjištěných průměrů vyšší — 1,5 až 5 ppm. Maximální koncentrace jsme zjistili u jílovců malcovských, a zejména pak lupkovských vrstev (4,9 ppm). Minimální obsahy pro pelity jsou typické pro zlínské souvrství a slínovce obalu východoslovenského bradlového pásma.

Draslík. Koncentrace v pískovcích kolísají v rozmezí 0,5—2 %, v pelitech 1—4 %. Z jílovců mají maximální obsahy jílovce zbojských vrstev (vrt Zboj-1) a jílovce soláňského souvrství ve vrtu Lidečko-1 (téměř 4 %). Minimální obsahy jsou charakteristické pro pískovce i jílovce vsetínských vrstev východního i západního segmentu račanské jednotky a klastika obalu bradlového pásma. U draslíku se objevují podobné regionální trendy jako u Th. Opomineme-li detritické vápence obalu bradlového pásma, potom na východním Slovensku v pískovcích přibývá K od dukelské jednotky směrem dovnitř Karpat. Zákonitost platí pro klastika stáří kampán až střední eocén. V račanské jednotce západního segmentu postupně přibývá K od vsetínských vrstev do podloží, k soláňskému souvrství. V granitoidech jaderných pohoří byly zjištěny maximální koncentrace K kolem 3 %. U jílovců je tato hranice překročena v případě soláňského souvrství západního segmentu a vrstev zbojských. Dále jsme zjistili, že ve vrtech přibývá K s hloubkou pod povrchem. Tendence se projevuje u psamitů. Lze ji vysvětlit tvorbou hydroslíd, resp. sericitu přibývajícím hydrostatickým tlakem nadloží za současného přínosu K, pravděpodobně podpovrchovými vodami (Guržin et al., 1983).

Vzájemné vztahy koncentrací radioaktivních prvků

V naší práci hodnotíme jednak poměry koncentrací Th/U, K/Th, dále se zabýváme korelačními vztahy párů Th-U Th-K, K-U, pro které jsme vyčíslili koeficienty korelace (r). Pro každé r je možno posuzovat jeho statistickou významnost, která je kromě jeho výše závislá též na počtu vzorků v souboru (n). Používáme hladiny významnosti $\alpha = 5$ %. Hodnocení je provedeno podle statistických tabulek Janka (1958). Dále testujeme odlišnost jednotlivých r pro odpovídající páry prvků ve všech vzájemných kombinacích mezi hodnocenými soubory, hledáme tedy počet antikorelujících kombinací pro každý soubor vzhledem k souborům ostatním (t). Čím je tento počet vyšší, tím je způsob vzájemné vazby prvků příslušného páru v pískovcích nebo jílovcích hodnocené stratigrafické jednotky ojedinělejší mezi ostatními horninami flyše.

Poměr Th/U kolísá v poměrně širokých mezích od 1 do 11 (poměr vypočtený z aritmetických průměrů pro jednotlivé výběry — viz obr. 1). U studovaných stratigrafických celků východoslovenského flyše je vždy menší, než odpovídá klarkovým koncentracím



Obr. 1. Obsahy Th, U a K a poměr Th/U v sedimentech flyše bradlového pásma a vnitrokarpatského paleogénu. Plná čára — obsahy v pískovcích, čárkovaně — obsahy v jílovcích a prachovcích, čerchovaně — přímka proložená body obsahů v jílovcích, P — klarkové obsahy v pískovcích, J — klarkové obsahy v jílovcích.

A — východoslovenský segment, vzorky z povrchu: O — dukelská jednotka, cisnianské vrstvy, 1 — zlínské souvrství, vnější račanské pásmo (vsetínské vrstvy), 2 — dukelská jednotka, podmenilitové vrstvy, 3 — račanská jednotka, beloveżské vrstvy, 4 — flyšové vrstvy kremňanské, 5 — svrchnokřídové vrstvy obalu bradlového pásma, 6 — malcovské vrstvy, 7 — vnitrokarpatský paleogén, Levočské vrchy, 8 — krynická jednotka, strihovské vrstvy, 9 — dukelská jednotka, lupkovské vrstvy;

B — západní segment magurského flyše, vnitrokarpatský paleogén Skorušiny, manínská jednotka, vzorky z povrchu: 1 — manínská jednotka, středo- až svrchnokřídový flyš, 2 — oravskomagurská jednotka, magurské pískovce, 3 — račanská jednotka, zlínské souvrství, Kysuce, 4 — oravskomagurská a bystrická jednotka, malcovské vrstvy na Oravě, 5 — podtatranská skupina, Skorušina, hutianské souvrství;

C — východoslovenský segment, vzorky z vrtných jader: 1 — vrt Hanušovce-1, strihovské vrstvy, 2 — Han-1, pročské vrstvy, 3 — Lipany-1, vnitrokarpatský paleogén, 4 — Han-1, svrchní křída obalu bradlového pásma, 5 — PU-1, Šambron, šambronské vrstvy, distální flyš, 6 — Zboj-1, zbojské vrstvy, 7 — Zboj-1, lupkovské vrstvy;

D — západní segment flyše, račanská jednotka, vzorky z vrtných jader: 1 — mělké vrty, Karolinka, vsetínské vrstvy, 2 — Jarošov-1, újezdské vrstvy, 3 — Jarošov-1, vsetínské vrstvy, 4 — Lidečko-1, luhačovické vrstvy, 5 — vrty Lubná-1, 2, soláňské vrstvy (souvrství), 6 — mělký vrt Solanec-1, soláňské souvrství, 7 — Vizovice-1, újezdské vrstvy, spodní tektonická šupina, 8 — Jarošov-1, soláňské souvrství, 9 — Vizovice-1, újezdské vrstvy, svrchní tektonická šupina, 10 — Lidečko-1, soláňské souvrství.

Fig. 1. Contents of Th. U and the K, Th/U ratio in sedimentary rocks of the Flysch Belt, Klippen Belt and Inner Carpathian Paleogene. Full line — contents in sandstones, dashed line — contents in claystones and siltstones, dashed and dotted line — straight line drawn through points of contents in claystones, P — clark contents in sandstones, J — clark contents in claystones.

A — East Slovakian segment, samples from the surface: O — Dukla Unit, Cisna Member, 1 — Zlín Formation, outer Rača zone (Vsetín Member), 2 — Dukla Unit, Submenilite Member, 3 — Rača Unit, Beloveža Member, 4 — flysch Kremná Member, 5 — Upper Cretaceous

beds of the Klippen envelope, 6 — Malcov Member, 7 — Inner Carpathian Paleogene, the Levočské pohorie Mts., 8 — Krynica Unit, Strihov Member, 9 — Dukla Unit, Lupkov Member;
B — Western segment of the Magura Flysch, Inner Carpathian Paleogene of the Skorušina Mts, Manín Unit, samples from the surface: 1 — Manín Unit, Middle to Upper Cretaceous flysch, 2 — Orava-Magura Unit, Magura sandstones, 3 — Rača Unit, Zlín Formation, the Kysuce area, 4 — Orava-Magura Unit and Bystrica Unit, Malcov Member in the Orava area, 5 — Subtatric group, Skorušina, Huta Formation;
C — East Slovakian segment, samples from cores of boreholes: 1 — the Hanušovce-1 borehole, Strihov Member, 2 — the Han-1 borehole, Proč Member, 3 — the Lipany-1 borehole, Inner Carpathian Paleogene, 4 — the Han-1 horehole, Upper Cretaceous of the Klippen envelope, 5 — the PU-1 borehole, Šambron, Šambron Member, distal flysch, 6 — the Zboj-1 borehole, Zboj Member, 7 — the Zboj-1 borehole, Lupkov Member;
D — Western segment of the Flysch Belt, samples from cores of boreholes, Rača Unit: 1 — shallow boreholes, Karolinka, Vsetín Member, 2 — the Jarošov-1 borehole, Újezd Member, 3 — the Jarošov-1 borehole, Vsetín Member, 4 — the Lidečko-1 borehole, Luhačovice Member, 5 — the Lubná-1, 2 boreholes, Solánec Member (Formation), 6 — the Solánec-1 shallow borehole, Solánec Formation, 7 — the Vizovice-1 borehole, Újezd Member, lower tectonic slice, 8 — the Jarošov-1 borehole, Solánec Formation, 9 — Vizovice-1 borehole, Újezd Member, upper tectonic slice, 10 — the Lidečko-1 borehole, Solánec Formation.

(ve vzorcích jak z vrtů, tak i z povrchu). Naproti tomu v západním segmentu flyše jsme zjistili u některých souvrství značně vysoký poměr Th/U.

Podle Vybírala a Jančí (1984) a Vybírala et al. (1980) se poměr Th/U u granitoidů a krystalických břidlic Nízkých Tater pohybuje v mezích od 3 do 4, což bylo zjištěno měřením asi 250 vzorků z vrtů i z povrchu. Uhmann (in Kadlečík et al., 1983) uvádí u rul v podloží devonu a flyšových příkrovů sv. Moravy poměr 3,0 (91 měření), Chlupáčová (in Bartošek et al., 1972) u autometamorfovaných granitů veporid 4,8.

Nízký poměr Th/U (tj. 2 a menší) může znamenat relativní obohacení U buď z mořské vody, nebo během epigeneze podpovrchovými vodami. K tomu zjevně došlo u některých jílovců, např. u menilitových vrstev, pro než je charakteristická přítomnost organické komponenty, nebo i u jílovců lupkovských vrstev (lze tak usuzovat podle vysokých obsahů U — 4 až 5 ppm).

Naopak nízký poměr Th/U < 2, který je způsoben nízkými koncentracemi Th a byl zjištěn u některých psamitů východoslovenského flyše, pravděpodobně odráží poměr primární, t. j. v provenienčních horninách. Jde zejména o regionálně rozšířené a relativně mocné komplexy, jako cisnianské a podmenilitové vrstvy, nebo pískovce východoslovenského zlínského račanského souvrství. Naznačuje to i kladná tendence korelačního vztahu Th-U u těchto statistických výběrů (viz tab. 2). Ďurkovič (1974) na základě podrobného studia stopových prvků v jílovcích východoslovenského flyše soudí, že i zdejší pelity převážně odrážejí složení splavovaných hornin. Tato skutečnost by mohla nasvědčovat, např. v případě cisnianských pískovců, na zdrojové horniny odlišného složení, než jsou typy granitoidů tatrika a veporika (u cisnianských pískovců je extrémní poměr Th/U = 0,86).

Relativně vysoké poměry Th/U = 6 až 11 byly naopak zjištěny v některých souvrstvích račanské jednotky východní Moravy a západního Slovenska — v soláňském, luhačovickém, a zejména v újezdských vrstvách (spodní šupiny) ve vrtu Vizovice-1 (Th/U = 11). U psamitů soláňského souvrství je to způsobeno relativně vysokými obsahy Th a pravděpodobně to též odráží poměr ve zdrojových horninách. Tento poměr je výrazně odlišný, v tomto případě vyšší, než ve zmíněných autochtonních rulách, navrtaných v podloží flyšových příkrovů sv. Moravy, resp. i v granitoidech centrálních Karpat, vystupujících na recentní povrch.

Poměr K/Th ve studovaných horninách kolísá v rozmezí cca 1 000—2 500. U pískovců je převážně nižší než u jílovců, protože poměrný nárůst koncentrace K, způsobený nárůstem obsahu jemné granulometrické frakce, je vyšší než u Th. Hodnota poměru v granitoidech a krystalických břidlicích centrálních Karpat je výrazně vyšší, pohybuje se od 2 500 do 4 000. Lze konstatovat, že velikost poměru K/Th u klastik odráží stupeň jejich zralosti. Při transportu materiálu je více odnášeno K než Th, takže zralejší sedimenty mají v průměru nižší hodnotu K/Th.

Koeficienty lineární korelace (r) pro jednotlivé páry radioaktivních prvků znázorňují tab. 2 a 3. Jsou zde zpracovávány vzorky z povrchu (tab. 2) i z vrtů (tab. 3) pro oblast východoslovenských vnějších Karpat a vnitrokarpatského paleogénu, orientačně též vzorky račanské a oravskomagurské jednotky západního segmentu magurského flyše, včetně paleogénu podtatranské skupiny Skorušiny; třímístná čísla ve sloupcích znamenají r . 10^3, t označuje počet antikorelujících, t. j. statisticky odlišných koeficientů vzhledem k ostatním statistickým výběrům (vypočteno pro hladinu významnosti 5 %), takže např. pro pískovce vnitrokarpatského paleogénu Skorušiny je pro vztah Th-U pět statisticky významně odlišných kombinací (vzhledem k ostatním hodnoceným výběrům) z celkového počtu 18 (viz tab. 2). Korelační vztah Th-U$^+$ indikuje kolísající přínos např. z radioaktivních granitoidů, tedy vazbu obou prvků na společného nositele, nejpravděpodobněji jílové minerály a slídy, nebo některé těžké minerály (zirkon, monazit). Jednou z příčin záporného vztahu Th-U může být vazba U na organickou komponentu, která se zastupuje s jílovými minerály.

TAB. 2

Korelační analýza obsahů Th, U, K v horninách flyše bradlového pásma a vnitrokarpatského paleogénu — vzorky z povrchu

Correlation analysis of Th, U, K contents in rocks of the flysch of the Klippen Belt and Inner Carpathian Paleogene — samples from the surface

Vrstvy, souvrství formace, oblast			r . 10³ pískovce					r . 10³ jílovce					t pískovce			t jílovce		
			Th U	Th K	K U	n		Th U	Th K	K U	n		Th U	Th K	K U	Th U	Th K	K U
Spišská Magura Levočské vrchy	vnitrokarpat. paleogén		+ 354	⊕ 493	⊕ 650	22		⊕ 606	⊕ 833	⊕ 489	17		0	1	6	4	2	1
Šarišská vrchovina			+ 541	− 017	+ 060	8							0	0	0			
kremnianský paleogén	bradlové pásmo		+ 396	+ 134	− 496	8		− 247	⊕ 576	− 112	12		0	0	5	2	2	2
pročské, pieninský úsek			+ 448	+ 377	+ 065	15							0	0	0			
pročské, šarišský úsek			+ 261	− 119	− 089	23		+ 563	+ 215	− 021	11		0	1	4	2	6	0
křída, pieninský úsek			+ 400	+ 553	+ 071	12		⊕ 665	⊕ 887	⊕ 665	28		0	0	0	4	1	4
malcovské, v. Slovensko			− 150	+ 193	− 203	16		− 528	⊕ 867	− 602	7		1	0	4	4	0	6
vsetínské (svrchní zlínské)	magurský flyš	východní segment flyše	+ 527	− 021	+ 439	9		+ 099	+ 612	− 230	8		0	0	0	0	2	2
makovické			− 336	+ 020	⊕ 638	11							1	0	5			
strihovské			− 047	⊕ 290	− 213	75							1	0	6			
bělovežské			+ 358	+ 140	− 406	8		− 187	+ 859	− 485	5		0	0	3			
tvarožské pískovce			+ 099	+ 072	− 274	8							0	0	1			
cergovské	dukelská jednotka							+ 303	⊕ 960	+ 407	11					0	5	0
menilitové								+ 431	⊕ 971	+ 482	11					0	6	1
podmenilitové			+ 509	⊕ 751	+ 638	12		+ 460	⊕ 774	+ 408	20		0	2	5	1	2	1
cisnianské			+ 408	+ 421	+ 426	15							0	0	2			
lupkovské			− 154	+ 398	+ 249	16		− 457	⊕ 696	− 092	9		1	0	0	4	2	2
vnitrokarpatský paleogén, Skorušina	Orava, Kysuce	západní segment	⊕ 612	⊕ 455	⊕ 457	33		+ 367	⊕ 854	+ 475	12		5	0	4	0	1	1
oravská jednotka, magurské pískovce			+ 555	+ 516	+ 207	10							0	0	0			
Orava — malcovské			+ 261	− 111	− 097	8		− 453	⊕ 761	− 136	7		0	1	0	2	0	0
Kysuce — račanské zlínské			+ 050	+ 397	+ 359	16		+ 407	⊕ 935	+ 589	8		1	0	1	0	1	1

r — koeficient lineární korelace (krát 10^3), t — počet statisticky významných rozdílů v koeficientech korelace (antikorelujících kombinací) vzhledem k ostatním výběrům, n — počet měřených vzorků, statisticky významné koeficienty korelace jsou označeny kroužkem ($\alpha = 5\ \%$).

Vazba Th—K má v převážné většině kladnou tendenci. Její příčinou je pravděpodobně kolísající podíl společného nositele obou prvků — slíd a jílových minerálů.

Korelace K-U byla shledána jak kladná, tak i záporná. Kladnou lze opět vysvětlit kolísajícím podílem společného nositele obou prvků slíd a jílových minerálů, zápornou zastupováním slíd (včetně hydroslíd) a organické komponenty, na kterou je U vázán (podobně jako v případě Th-U).

Z naší statistické analýzy vyplývá, že např. u pískovců je méně obvyklý vysoký stupeň kladné

TAB. 3.
Korelační analýza obsahů Th, U, K v horninách flyše bradlového pásma a vnitrokarpatského paleogénu (vzorky z vrtných jader)
Correlation analysis of Th, U, K contents in rocks of the flysch of the Klippen Belt and Inner Carpathian Paleogene — samples from the cores

Vrt	Formace, vrstvy, souvrství			r . 10^3 pískovce Th U	Th K	K U	n	r . 10^3 jílovce Th U	Th K	K U	n	t pískovce Th U	K U	jílovce Th U	Th K	K U
Pu-1, Šambron	distální flyš	vnitrokarpatský paleogén		⊕ 494	⊕ 794	⊕ 641	77	+ 183	⊕ 782	+ 227	65	0	2	1	1	2
Lipany-1				+ 432	+ 666	+ 177	6	− 293	⊕ 674	− 382	9	0	0	0	1	2
Hanušovce-1	pročské	bradlové pásmo		+ 273	⊕ 799	+ 266	12	⊕ 434	⊕ 609	⊕ 491	29	0	1	0	5	1	4
Hanušovce-1	svrchní křída			− 002	⊕ 944	+ 258	6	+ 640	⊕ 757	+ 560	9	0	1	0	4	1	1
Hanušovce-1	zlínské		východní segment					+ 421	⊕ 780	− 203	7			0	1	1
Smilno-1	menilitové (?)							− 383	⊕ 844	− 191	11			2	1	3
Smilno-1	inoceramové							+ 426	+ 367	⊕ 765	13			1	0	8
Zboj-1	lupkovské			+ 373	+ 165	+ 394	21	− 097	⊕ 720	+ 044	71	0	3	0	2	1	3
Zboj-1	zbojské			⊕ 759	⊕ 850	⊕ 691	25	⊖ 623	+ 440	⊖ 725	11	1	1	1	4	0	6
Karolinka, mělké vrty	vsetínské (svrchní zlínské)		západní segment					− 465	− 371	− 262	8			2	8	1
Lubná, 1, 2, 3, 4	soláňské			+ 291	⊕ 718	+ 143	18	− 146	⊕ 622	− 195	21	1	0	0	1	1	2

Vysvětlivky viz tab. 2

korelace Th-U v paleogénu podtatranské skupiny Skorušiny. V případě vztahu K-U je relativně vysoce kladná vazba v paleogénu podtatranské skupiny Spišské Magury, příp. v makovickém (zborovském) souvrství, ve strihovských vrstvách a kremnianském paleogénu je naopak ojedinělý náznak záporné vazby. U jílovců je v cergovských a menilitových vrstvách dukelské jednotky (menilitovo-krosněnské skupiny) charakteristický vysoce pozitivní vztah Th-K (r = +0,960), relativně nízké r je u Th-K naopak typické pro pročské souvrství šarišského úseku bradlového pásma. Jílovce zbojských vrstev (jednotky?) mají neobvyklou, statisticky významnou zápornou vazbu U, t. j. vztahy Th-K a K-U. Vztah K-U u inoceramových vrstev z vrtu Smilno-1 je relativně vysoce kladný a neodpovídá hodnotám v jílovcích lupkovských vrstev z vrtu Zboj-1, ani hodnotám v těchto jílovcích z povrchu dukelské jednotky. Vzájemné korelační vztahy radioaktivních prvků malcovských vrstev východního Slovenska a Oravy, kde je vymezil Potfaj (1983), jsou shodné jak u pískovců, tak i u jílovců.

Závěry

Některé studované pískovce flyšových sekvencí vykazují extrémně nízké koncentrace Th (2—4 ppm). K nim patří zejména pískovce cisnianských a podmenilitových vrstev dukelské jednotky, dále pískovce vsetínských vrstev vnějšího račanského pásma na

východním Slovensku a pískovce vsetínských vrstev v oblasti Karolinky. Kromě těchto velmi nízkých koncentrací má podklarkové obsahy Th větší část studovaných výběrů dukelské jednotky a východoslovenského magurského flyše. V pískovcích východoslovenského flyše se projevuje tendence přibývání Th od dukelské jednotky směrem dovnitř Karpat. Tuto tendenci lze sledovat u klastik stáří kampán až střední eocén. V račanské jednotce východní Moravy a sz. Slovenska přibývá Th od vsetínských vrstev směrem do podloží, k souvrství soláňskému.

Obsahy U jsou na rozdíl od Th většinou vyšší než klarkové. U některých jílovců, např. lupkovských vrstev dukelské jednotky nebo vrstev malcovských, dochází ke zvýšené koncentraci vlivem vazby U na organickou komponentu, u psamitů však koncentrace U patrně odrážejí obsahy ve zdrojových horninách. V případě K se projevují podobné regionální trendy jako u Th, t. j. přibývání koncentrací směrem dovnitř Karpat v rámci východoslovenského flyše a přibývání směrem ke starším souvrstvím v račanské jednotce východní Moravy a sz. Slovenska. Obsahy K v paleogenních souvrstvích dukelské jednotky a vsetínských vrstvách račanské jednotky jsou podklarkové. Vyšší obsahy než klarkové jsou naopak charakteristické pro soláňské souvrství račanské jednotky.

Poměr Th/U ve východoslovenském flyši je u převážné části studovaných výběrů nižší než klarkový, u pískovců některých regionálně rozšířených komplexů (jako např. cisnianských a podmenilitových vrstev dukelské jednotky a vsetínských vrstev vnějšího račanského pásma) je extrémně nízký, nižší než u tatridního a veporidního krystalinika. Je proto pravděpodobné, že např. zdroje materiálu pro cisnianské pískovce (kde Th/U = 0,86), které sedimentovaly v magursko-dukelské synklinále (Koráb, Ďurkovič, 1978), nebyly s tímto krystalinikem totožné. Vysoký poměr Th/U, který byl naopak shledán u klastik některých souvrství račanské jednotky východní Moravy a sz. Slovenska (zvláště u soláňského souvrství a újezdských vrstev), je zásadně odlišný, v tomto případě vyšší než poměr v pararulách navrtaných v autochtonním podkladě flyšových pískovců východní Moravy, a také podstatně vyšší než ve většině granitoidů tatrika.

Podle výsledků studia korelačních vztahů koncentrací Th, U a K lze vyčlenit některé stratigrafické celky, v nichž vazba těchto tří prvků je v rámci studovaných výběrů méně obvyklá. Patří k nim např. jílovce cergovských a menilitových vrstev dukelské jednotky (vazba Th-K) nebo jílovce zbojských vrstev ve vrtu Zboj-1 (vazba Th-U a Th-K) a souvrství pročského.

Literatura

Adamová, M. 1986: Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. *Sbor. geol. Věd. Geol. (Praha), 41, 167—245.*

Adams, J. A. S., Weaver, Ch. E. 1958: Thorium — to uranium, ratios as indicators of sedimentary processes. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa), 42, 387—430.*

Bartošek et al. 1972: Výzkum přirozené radioaktivity slabě aktivních hornin. *Manuskript — Geofond Praha.*

Ďurkovič, T. 1974: Chemical Composition of Magura and Dukla Unit Shales. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr., 1, 119—136.*

Ďurkovič, T. et al. 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. *Region. Geol. Západ. Karpát, 16.*

Gross, P., Köhler, E., Samuel, O. 1985: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr., 81.*

Guržin, D. V. et al. 1983: Litologija i porody — kollektory na bolšich glubinach. *Kiev, Naukova dumka.*

Chlupáčová, M. 1978: Petrofyzikální vlastnosti magmatitů. *Manuskript — Geofyzika Praha.*

Janko, J. 1958: Statistické tabulky. *Praha, ČSAV.*

Kadlečík, J. et al. 1983: Souborné zpracování geofyzikálních materiálů úseku Sever. *Manuskript — Geofond Praha.*

Koráb, T., Ďurkovič, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky. *Bratislava, GÚDŠ.*

Koráb, T., Ďurkovič, T. 1980: K otázke podložia dukelskej jednotky. *Geol. Práce, Spr., 74, 65—77.*

Leško, B., Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Bratislava, SAV.*

Leško, B. et al. 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. *Miner. slov., 16, 217—225.*

Leško, B. 1986: Geologické a naftovoložiskové zhodnotenie vrtu Smilno-1. *Miner. slov., 18, 193—212.*

Nemčok, J. et al. 1977: Štruktúrny vrt PU-1, Šambron. *Region. Geol. Západ. Karpát, 8.*

Nemčok, J. 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských Kúpeľov. *Geol. Práce, Spr., 74, 79—84.*

Ondra, P., Hanák, J. (v tisku): Petrofyzikální studium sedimentů východoslovenských vnějších Karpat a jeho aplikace při korelaci souvrství. *Geol. Práce, Spr., 89.*

Picha, F. 1973: Využití těžkých minerálů k rozlišení tektonicko-faciálních jednotek flyšového pásma Karpat na střední Moravě. *Věst. Ústř. Úst. geol., 48, 5, 273—279.*

Pesl, V. 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, 71—117*

Pesl, V. et al. 1973: Hlavní výsledky vrtu Lidečko-1. *Věst. Ústř. Úst. geol., 48, 79—84.*

Pesl, V. et al. 1976: Komplexní zhodnocení vrtu Vizovice-1. *Manuskript — Geofond Praha.*

Pliler, R., Adams, J. A. S. 1962: The distribution of thorium, and potassium in the Mancos shale. *Geochim. cosmochim. Acta, 26, 1 115—1 135.*

Potfaj, M. 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. *Geol. Práce, Spr., 79, 117—140.*

Rankama, K., Sahama, T. G. 1950: Geochemistry. *Chicago, Univ. of Chicago Press.*

Samuel, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 59, 285—298.*

Špička, V. et al. 1976: Komplexní zhodnocení vrtu Jarošov-1. *Manuskript — Geofond Praha.*

Vybíral, V., Jančí, J. 1984: Jasenie W, Au, geofyzikálny prieskum. *Manuskript — Geofyzika Bratislava.*

Vybíral, V. et al. 1980: Nízke Tatry — Sb. *Manuskript—Geofyzika Bratislava.*

Some distribution laws of radiactive elements in clastic rocks of the Carpathian Flysch sequences

The paper deals with the analysis of some aspects of the clark concentrations of Th, U and K in clastic rocks of the Carpathian Flysch on the area of Czechoslovakia — the Rača Unit in eastern Moravia and northwestern Slovakia, the Magura Flysch and the Dukla Unit in eastern Slovakia. The East Slovakian Klippen Belt and the Inner Carpathian Paleogene of the Skorušina Mts. (northwestern Slovakia) and the Levočské vrchy Mts. (northeastern Slovakia) are also included in processing of the above data. The values of arithmetic means of Th, U and K concentrations are depicted in Fig. 1 in four groups: A — eastern Slovakia, samples from surface outcrops, B — the Orava and Kysuce area and the Váh valley (northwestern Slovakia), samples from surface outcrops, C — eastern Slovakia, samples from boreholes, D — the Rača Unit (western Moravia), samples from deep boreholes. Individual statistical assemblages of samples are classified in each group according to the values of arithmetic means for sandstones (full line). Arithmetic mean for claystones (dashed line), taken from corresponding flysch sequences, is depicted for each of the above means.

Some of studied stratigraphic units have extremely low concentrations of Th (2—4 ppm). Sandstones of the Cisna Member and Podmenilite Member of the Dukla Unit (DU), further sandstones of the Vsetín Member of the outer part of the Rača Unit in eastern Slovakia and sandstones of the Vsetín Member in the Karolinka area belong to them. The greater part of studied assemblages of the Dukla Unit and the Eastern Slovakian Magura Flysch has the subclark content of Th besides the above very low concentrations. Th contents in sandstones of the East Slovakian Flysch Belt manifest an increasing tendency from the Dukla unit towards the Carpathians. This tendency can be followed in clastic rocks of the Campanian to Middle Eocene age. In western segment of the Rača Unit Th content increases from the Vsetín Member towards the basement, towards the Soláň Formation.

Contents of U are mostly higher than clark, contrary to those of Th. Higher concentrations of U is present in some claystones, e. g. in the Lupkov Member (Dukla Unit) or in the Malcov Member under the influence of bounding of U on organic component. U concentration in psammites probably reflects its contents in source rocks. Similar regional trends as at uranium manifest in the case of K — i.e. the increase of its concentrations in Eastern Slovakian Flysch Belt inwards the Carpathians and towards the older beds in the Rača Unit of the western segment. K contents in Paleogene formations of the Dukla unit and the Vsetín Member of the Rača unit are subclark. On the contrary, higher contents than those of clark are characteristic for the Soláň Member of the Rača Unit.

Th/U relation in the East Slovakian Flysch Belt is in the greater part lower than subclark in studied sampling. It is extremely low in sandstones of some regionally spread complexes (e.g. the Cisna and Submenilite Member of the Dukla Unit and the Vsetín Member of the outer Rača zone), lower than in Tatric and Veporic crystalline. It is probable that sources of material, e.g. for the Cisna sandstones, which sedimented in the Magura—Dukla syncline, where Th/U = 0.86 (Koráb, Ďurkovič, 1978), were not identical with this crystalline. High Th/U ratio, which was found in clastic rocks of some formations of the Rača Unit in eastern Moravia and northwestern Slovakia, especially in the Soláň Formation and the Újezd Member, is totally different. In this case it is higher than the ratio in paragneisses, drilled in autochthonous basement of flysch sandstones in eastern Moravia and even higher than in most of Tatric granitoides.

Some stratigraphical units, where the binding of Th, U and K is less usual in the framework of studied sampling, could be defined according to the correlation of these elements. Claystones of the Čergov and Menilite Member of the Dukla Unit (Th-K binding) or claystones of the Zboj Member in the Zboj-1 borehole (Th-U and Th-K binding) and claystones of the Proč Formation belong to them.

RECENZIA

J. C. Miskovsky: **Géologie de la Préhistoire. (Méthodes, techniques, aplications).** Masson, Paris, 1987, 1 297 s.

Za redakcie popredného francúzskeho odborníka pre kvartér J. C. Miskovského vyšla v Paríži veľmi zaujímavá kniha „Geológia praveku", na napísaní ktorej sa podieľalo viac ako 80 autorov. Kniha je rozčlenená na šesť hlavných častí, ktoré sú rozvedené podľa samostatných kapitol. Je bohato ilustrovaná a doplnená tabuľkami, schémami a pod. Každá kapitola je doložená príslušnou bibliografiou.

Prvá časť (takmer 300 strán) je venovaná geologickým kvartérnym javom a vplyvom na kvartérne uloženiny a ich vývoj. Má dvanásť samostatných kapitol, pojednávajúcich o klimatických zmenách a paleoprostredí, zaľadnení, periglaciálnych uloženinách, púšťových kvartérnych uloženinách, riečnych terasách, paleojazerách a ich sedimentoch, krasových javoch, suchozemských karbonátových formáciách, o zmenách morskej hladiny a podmorských uloženinách, kvartérnom vulkanizme, paleopôdach a o neotektonike.

Druhá časť sa zaoberá prospekciou a vykopávkami. V ôsmich častiach rozvádza geomorfológiu a kartografiu, metódy archeologického vyhľadávania pomocou diaľkového prieskumu Zeme, metódy geofyzikálneho vyhľadávania, zaľudnenie a vzorkovanie, metódy vykopávania, zákonodarstvo a ochranu archeologických nálezísk, archivovanie jestvujúcich vykopávok a banícku geológiu a archeológiu.

Tretia časť (200 strán) podrobne pojednáva o kvartérnych archeologických sedimentoch a metódach ich výskumu. Spracovali ju poprední francúzski odborníci a zverejnené poznatky majú uplatnenie v celej kvartérnej geológii, mineralógii a pod. Jednotlivé kapitoly sa zaoberajú granulometriou (granulometria a morfoskopia kameňov, experiment, štúdium mrazovej frakcionácie, granulometria pieskovej a prachovito-ílovej frakcie), mikroskopickým štúdiom (mikromorfológia, ťažké minerály, exoskopia kremeňa), difraktometriou (ílová mineralógia), geochémiou (základná geochémia, stopové prvky v íloch, geochémia stabilných izotopov O a C, organická geochémia).

Vo štvrtej časti sa opisujú metódy a techniky štúdia rôznych obsahov nachádzajúcich sa v kultúrnych sedimentoch, ako napr. rastlinný obsah a jeho štúdium (peľové zrná, spóry, makrozvyšky), živočíšny obsah, človek, kamenný a keramický materiál (petrografia, štúdium výbrusov keramiky, fosílny človek a metódy jeho štúdia).

Piata časť sa zaoberá metódami datovania. V ôsmich kapitolách (biochronológia, dendrochronológia, varvy a prehistorický výskum, tefrochronológia, paleomagnetizmus v kvartérnej geológii, izotopová stratigrafia, rádionukleárne metódy, termoluminiscencia, rádioaktívne nerovnováhy v uránovej skupine, stopy štiepenia, datovanie K-Ar metódou, paramagnetická rezonancia, racemizácia aminokyselín) sú opísané všetky metódy prichádzajúce do úvahy na určenie veku vykopávok a sedimentov.

Šiesta časť konfrontuje človeka s klimatickými zmenami a jeho prostredím. V kapitolách ako astronomické priblíženie, izotopická registrácia hlbokomorských sedimentov a korelácie s klímou európskeho kontinentu, rekonštrukcia kontinentálnych paleoklím, interakcia medzi človekom a jeho geologickým prostredím sa príslušní autori zaoberajú aktuálnymi i minulými vzťahmi a závislosťou ľudskej existencie na rôznych geologických a klimatických javoch.

Kniha poskytuje komplexný pohľad na problematiku výskumu archeologických sedimentov, ako aj na samotné archeologické nálezy, podáva veľmi široký register analytických i technických postupov použiteľných na štúdium uvedenej problematiky.

Myslíme si, že táto kniha bude užitočnou nielen pre pracovníkov archeologického výskumu, ale aj pre kvartérnych geológov pracujúcich na územiach, v ktorých človek zanechal stopy po svojej činnosti.

Milan Ciesarik

Mineralia slovaca, 21 (1989), 141—145

Kvartérne sedimenty severnej časti Slanských vrchov

JURAJ JANOČKO
Geologický ústav D. Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 1. 4. 1988, revidovaná verzia doručená 16. 11. 1988)

Quaternary sediments in the northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Quaternary sediments occur only sporadically in the strong relief of the Slanské vrchy Mts., however, the whole complex of Quaternary geological and geomorphological processes undermined a wide scale of their genetic types. Gravity and deluvial sediments, which origin is dated back to the last glacial stage and Holocene, are the most spread ones.

Úvod

Napriek tomu, že Slanské vrchy boli už oddávna predmetom záujmu geológov, problematike kvartérnych sedimentov v tejto oblasti sa venovala len malá pozornosť. Detailnejšie ich opísal Kuthan (1943), okrajovo sa touto problematikou zaoberal Harčár a Novodomec (1982). Pri kvartérno-geologických a geomorfologických výskumoch sa venovalo viac pozornosti podhorskej časti Slanských vrchov (napr. Leško, 1957; Lukniš et al., 1964; Karniš, Kvitkovič, 1972; Harčár, Novodomec, 1982; Pristaš in Vass et al., 1982; Ryška et al., 1982; Petro et al., 1982; Spišák et al., 1986 a Baňacký, 1974 in Kaličiak et al., 1986, 1987).

Súbežne so základným geologickým výskumom Slanských vrchov, realizovaným pracovníkmi GÚDŠ, prebieha aj výskum kvartérnych sedimentov v tomto pohorí. V členitom reliéfe sa tieto sedimenty vyskytujú len sporadicky, avšak celý súbor kvartérnych geologických a geomorfologických procesov podmienil širokú škálu ich genetických typov. Cieľom predkladaného príspevku je poukázať na priestorové rozšírenie kvartérnych sedimentov na západných svahoch Slanských vrchov, klasifikovať ich a pokúsiť sa o ich stratigrafické zaradenie. Rozsah študovaného územia ukazuje obr. 1.

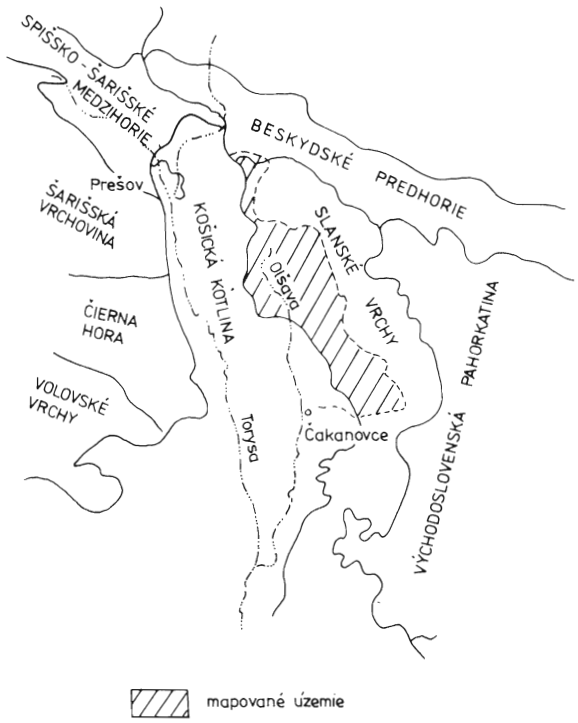
Geologická charakteristika územia

Študované územie tvoria vulkanity Slanských vrchov, čiastočne aj sedimenty neogénu. Vulkanity sú zastúpené produktmi kyslého a intermediárneho vulkanizmu, sedimenty neogénu pelitickým a detritickým vývojom. Geologická stavba podmienila reliéf územia. Typické sú hlboké, ostro zarezané V doliny s nevyrovnanou spádovou krivkou, rázsochy vybiehajúce z hlavného hrebeňa a strmé svahy s výstupmi podložných hornín, ktoré často vytvárajú skalné zruby a zrázy. Morfologickú pestrosť vulkanitov dopĺňajú početné svahové deformácie, vyskytujúce sa na okrajoch, ale aj v ich centrálnych častiach. Ide predovšetkým o rôzne typy zosunov a blokových porúch.

Vývoj kvartérnych sedimentov študovanej oblasti závisel od geologickej stavby, reliéfu, podložia a klímy v pleistocéne. Zreteľne sa to prejavuje najmä na rozšírení kvartérneho pokryvu, ako aj na vývoji jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov. V podmienkach periglaciálnej klímy prebiehalo vo vulkanitoch Slanských vrchov intenzívne mrazové zvetrávanie, ktorého výsledkom bolo premodelovanie staršieho reliéfu a vytvorenie typických tvarov pre túto klimatickú zónu, ako sú napr. skalné zruby a zrázy, nivačné depresie (Janočko, 1988). Tento typ zvetrávania bol v období pleistocénu hlavným faktorom podmieňujúcim dezintegráciu skalného podložia, čím sa vytvárala zdrojová oblasť kvartérnych sedimentov. Menší efekt malo toto zvetrávanie pri dezintegrácii málo spevnených sedimentov neogénu. Pri transporte ich zvetranín mala široké uplatnenie soliflukcia, v teplejších obdobiach plošný splach.

Výskyt a priestorové rozmiestnenie jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov je do značnej miery determinovaný reliéfom územia, čo dokumentuje prevaha svahových sedimentov a menšie rozšírenie fluviálnych sedimentov.

Po procese dezintegrácie nasleduje proces transportu s následnou akumuláciou. Transport je výsledkom mnohých transportačných činiteľov, z ktorých sa nie vždy dá určiť, ktorý je hlavný. Podstatná časť svahovín vznikla napr. elementárnymi procesmi svahovej



Obr. 1. Situovanie mapovaného územia v severnej časti Slanských vrchov
Fig. 1. Situation of mapped area in the northern part of the Slanské vrchy Mts.

modelácie. opadávaním, odguľávaním, soliflukciou, svahovým (deluviálnym) zmyvom, zosúvaním a pod. (Vaškovský, 1977). Lenže nie všetky elementárne procesy zohrali autonómnu geologickú úlohu pri morfogenéze svahov a vzniku svahových sedimentov, niektoré mali len podradnú úlohu (Šancer, 1966). Podrobná genetická klasifikácia svahovín je preto doteraz často predmetom diskusií, na čo poukazujú štúdie celého radu autorov (Šancer, 1966; Pécsi, 1968; Tihay, 1983; Koževnikov, 1985; Agadžaňan et al., 1987 a i.). Pri klasifikácii týchto sedimentov sme sa riadili predovšetkým dynamikou ich vzniku, bližšie sme ich delili podľa litológie a morfologického tvaru (pomenovanie morfologických tvarov čiastočne prebraté od Rubína, 1982).

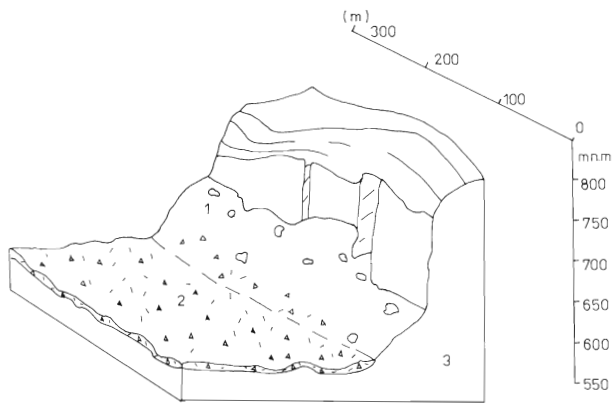
Cykličnosť erózno-denudačných a akumulačných procesov v období kvartéru, ako aj reliéf podložia nedávajú predpoklady na zachovanie akumulácií zo starších období pleistocénu. Chýbanie spoľahlivých stratigrafických kritérií, malé rozšírenie kvartérnych sedimentov, a tým aj nemožnosť ich vzájomnej korelácie sťažujú ich presné stratigrafické zaradenie. Kritériom pri ich zaradení bola zvetranosť materiálu sedimentov, štúdium podmienok, za ktorých tieto sedimenty mohli vzniknúť, ich priestorové rozšírenie, ako aj korelácia s podobnými sedimentmi v Košickej kotline.

Charakteristika jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov

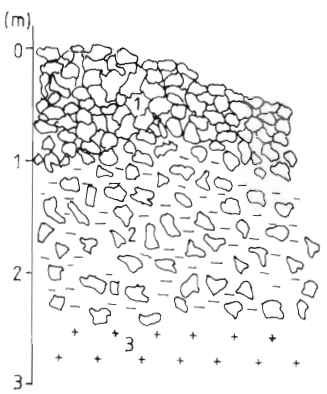
Gravitačné sedimenty

Pri ich tvorbe mala rozhodujúcu úlohu gravitácia. Väčšina týchto sedimentov vznikla v chladných obdobiach pleistocénu, keď malo široké uplatnenie mrazové zvetrávanie. Podľa morfológie, mechanizmu pohybu a veľkosti úlomkov ich delíme na:

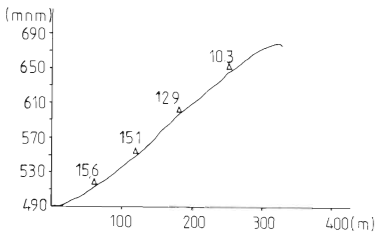
1. Kamenné moria. Vyskytujú sa na strmých svahoch neovulkanitov (priemerný sklon 25°) a viažu sa na výstupy skalných hornín podložia. Obyčajne majú pretiahnutý, jazykovitý tvar, súvislo pokrývajú podložie. Vyskytujú sa najmä v plytkých depresiách na svahoch, sú však rozšírené aj mimo nich. Ich dĺžka varíruje od 30—100 m, závisí od sklonu svahu, výšky kamenného zrubu a litológie podložia. V súčasnosti sú kamenné moria pasívne, netvoria sa ani nepodliehajú transportu. Výnimkou sú ich frontálne časti, ktoré môžu byť v niektorých prípadoch aktívne aj dnes (Szekely, 1973). Kamenné moria sú tvorené neopracovanými, ojedinele slabo zaoblenými blokmi s rozmermi 25—150 cm. Povrch blokov je zvetraný, ojedinele možno pozorovať 2—3 cm hlboké zvetraninové jamky.



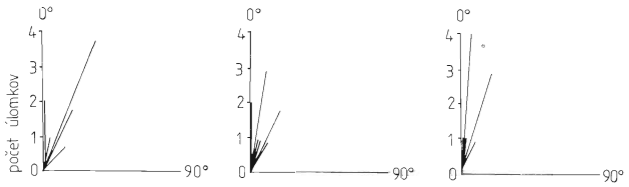
Obr. 2. Blokdiagram znázorňujúci blokovisko pod Rankovskými sl
Fig. 2. Blockdiagram depicting the block field under Rankovské skały Mt.

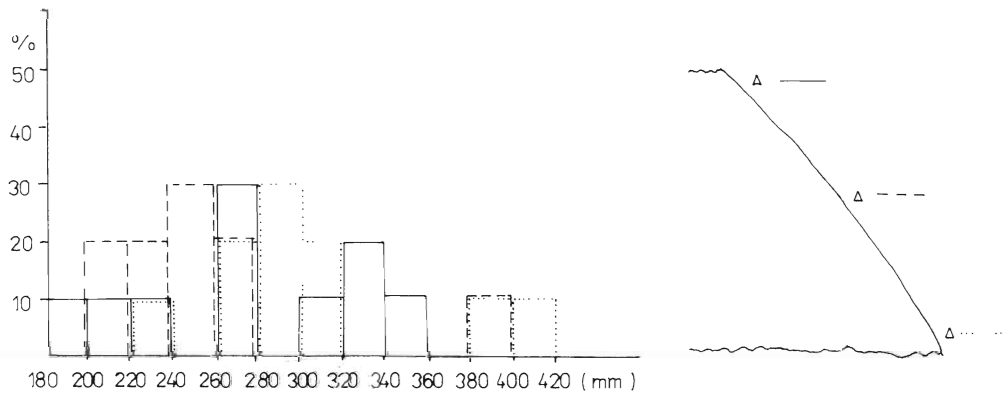


Obr. 3. Profil sedimentov sutinových polí východne od obce Vyšná Kamenica: 1 — angulárne úlomky andezitov veľkosti 10—15 cm, nezahlinené, 2 — silne zahlinené angulárne úlomky andezitov, 8—13 cm, 3 — podložie.



Obr. 4. Zmena priemernej veľkosti 10 maximálnych úlomkov v priestore a ich vzťah ku spádnici svahu — Podhradík.
Fig. 4. Spatial change of the mean size of 10 maximal fragments and their relation to the slope gradient — Podhradík.





Obr. 5. Morfometria andenzitových úlomkov osypového kužeľa východne od obce Žehňa.
Fig. 5. Morphometry of andesite fragments of debris cone eastern of Žehňa.

2. Blokoviská. Viažu sa na strmé skalné steny, vznikajú gravitačným zrútením uvoľnených blokov hornín. Na rozdiel od kamenných morí pokrývajú povrch terénu nesúvislo, lemujú úpätie skalného zrubu a po dopade nepodliehajú takmer nijakému transportu (obr. 2,6). Bloky s priemernou veľkosťou 2 m sú neopracované, na ich povrchu možno pozorovať zvetrávacie jamky. Zaraďujeme ich do nečleneného pleistocénu.

3. Sutinové polia. Sú najrozšírenejšími sedimentmi v študovanej oblasti. Tvoria plošne rozšírené akumulácie (polia) na strmých svahoch neovulkanitov (priemerný sklon svahu 23°). Veľkosť úlomkov a ich tvar je úzko podmienený textúrou podložnej horniny. Vyskytujú sa predovšetkým na lávových prúdoch s tenkodoskovitou odlučnosťou. Úlomky sú angulárne, veľké 5—7 cm, častá je prítomnosť väčších balvanov. Podľa litologickej náplne možno tento typ sedimentov členiť na viac horizontov (Altermann, Ruske, 1970; Schilling, Wiefel, 1962; Semmel, 1968; Richter et al., 1970 a i.).

Na študovanom území sme rozlíšili dva horizonty (obr. 3): Spodný tvoria angulárne úlomky andezitov veľkosti 5—7 cm. Úlomky sú silne zahlinené, medzery vypĺňa piesčitá hlina. Hrúbka tohto horizontu je premenlivá, max. 2 m. V jeho superpozícii leží poloha nezahlinených angulárnych úlomkov rovnakej veľkosti a hrúbky do 1 m. Dlhšie osi úlomkov vykazujú vzťah ku spádnici svahu (obr. 4), čo je zapríčinené sezónnym pohybom vôd a poukazuje na recentný pohyb úlomkov (Mills, 1983). Recentný vek týchto sedimentov potvrdili aj merania veľkosti a usporiadania úlomkov v neovulkanitoch Matry (Szekely, 1973). Čím nižšie po svahu, tým sú úlomky väčšie (obr. 4).

4. Osypové kužele. Ich typický polkužeľovitý tvar formujú angulárne úlomky andezitov, ktorých zdrojom sú skalné zruby (obr. 7). Závislosť veľkosti úlomkov od vzdialenosti od skalného zrubu sme nezistili (obr. 5). Neexistuje ani žiaden vzťah medzi sklonom svahu a orientáciou osí úlomkov. Meraním recentného pohybu úlomkovitého materiálu po dobu 2 rokov metódou zafarbenia úlomkov v línii sa nezistil žiaden transport. Sedimenty osypových kužeľov na študovanom území zaraďujeme do posledného glaciálu až holocénu.

5. Sedimenty zosuvov. Tvoria akumulačné časti zosuvov vyskytujúcich sa na študovanom území. Reprezentujú ich zahlinené, chaoticky usporiadané úlomky vulkanitov variabilnej veľkosti. Vyskytujúce sa akumulácie vznikli koncom würmu a v holocéne.

Obr. 6. Blokovisko pod Rankovskými skalami.
Fig. 6. Block field under Rankovské skaly Mt.

Obr. 7. Materiál osypového kužeľa východne od obce Žehňa.
Fig. 7. Material of debris cone eastern of Žehňa.

Deluviálne sedimenty

V ďalšom geologickom vývoji územia úlomky dezintegrovaných vulkanitov premiestňovala zrážková voda. Väčšia časť týchto sedimentov, tvorených angulárnymi a subangulárnymi úlomkami vulkanického materiálu, bola akumulovaná na úpätí svahov.

Vymapované deluviálne sedimenty stratigraficky zaraďujeme do neskorého würmu až holocénu.

Deluviálno-fluviálne sedimenty

Na študovanom území sa tieto sedimenty vyskytujú v pramenných misách potokov a v korytách sezónnych tokov. Podľa litologickej náplne rozlišujeme 2 druhy sedimentov: 1. kamenito-hlinité sedimenty, pri ktorých je typické striedanie angulárnych úlomkov vulkanitov s hlinitými či piesčito-hlinitými polohami; hrúbka jednotlivých polôh je 10—20 cm, 2. kamenité uloženiny, nachádzajúce sa v horných častiach sezónnych tokov, tvorené slabo opracovanými balvanmi a blokmi vulkanitov.

Aj tieto sedimenty zaraďujeme do würmu až holocénu.

Eluviálno-deluviálne sedimenty

V literatúre sa často diskutuje o oprávnenosti vyčlenenia týchto sedimentov (Agadžaňan et al., 1987 a i.) Na študovanom území sem začleňujeme sedimenty kvartéru vyskytujúce sa na plochých chrbtoch vulkanitov. Produkty zvetrávania čiastočne podliehajú transportu, ktorý však na plohých chrbtoch nie je intenzívny. V niektorých profiloch možno vertikálne vyčleniť 2 zóny: zóna dezintegrovanej horniny tvorenej angulárnymi úlomkami s piesčito-hlinitou medzernou hmotou, kde usporiadanie úlomkov zodpovedá textúre materskej horniny, ktorá pozvoľne prechádza do zóny tvorenej silne zahlinenými, chaoticky usporiadanými angulárnymi úlomkami vulkanitov.

Stratigraficky zaraďujeme tieto sedimenty do neskorého würmu až holocénu.

Nečlenené svahoviny

V niektorých oblastiach sa nachádzajú akumulácie svahovín, pri ktorých nemožno jednoznačne určiť vedúci proces pri ich tvorbe. Sú výsledkom viacerých elementárnych procesov, z ktorých každý zohráva v určitom štádiu vývoja tohto sedimentu dôležitú úlohu. Typický odkryv týchto sedimentov sa nachádza východne od obce Žehňa, kde výskyt kryogénnych textúr poukazuje na vývoj týchto sedimentov už v pleistocéne.

Kamenné elúviá

Sú viazané na vrcholové časti vulkanitov, vznikli kryofrakciou podložnej horniny. Sú typickým produktom kryogénneho zvetrávania (Demek, 1972). Angulárne úlomky sú rozvoľnené a nakyprené mrazovým zvetrávaním. V študovanom území sa viažu na lávové prúdy s doskovitou odlučnosťou.

Fluviálne sedimenty

V danej oblasti majú malé rozšírenie, veľká energia reliéfu podmieňuje predovšetkým eróznu činnosť tokov, časté sú V doliny prakticky bez fluviálnych sedimentov. Vyskytujúce sa fluviálne sedimenty tvoria dnovú výplň horských potokov a jej povodňový kryt. Dnovú výplň tvoria slabo opracované obliaky vulkanitov do veľkosti 1 m. Hrúbka týchto fluviálnych sedimentov, ktoré zaraďujeme do holocénu, nepresahuje 150 cm.

Metodika, ktorú sme použili pri klasifikácii kvartérnych sedimentov predmetného územia, je vcelku zhodná s najnovšou metodikou používanou pri výskume kvartérnych uložení v ZSSR (p. Agadžaňan et al., 1987), detailnosť klasifikácie zodpovedá mierke, v ktorej sa mapovalo (1 : 10 000), a je jedným z návrhov na rozčlenenie kvartéru v stredohorských podmienkach Slovenska. Vyčlenené genetické typy a ich stratigrafické zaradenie budú mať využitie pri ďalšom výskume kvartéru študovaného územia.

Literatúra

Agadžaňan, A. K. et al. 1987: Metodičeskoje rukovodstvo po izučeniju i geologičeskoj sjomke četvertičnych otloženij. 1. izd. *Leningrad, Nedra, 307 s.*

Altermann, M., Ruske, R. 1970: Beitrag zur Litologie, Gliederung und Verbreitung der Gebirgsschuts. *Geologie (Berlín), 19/8, 895—909.*

Baňacký, V. 1974: Záverečná správa za prehľadnú etapu výskumu kvartéru Východoslovenskej nížiny. *Manuskript — Geofond Bratislava, 94. s.*

Baňacký, V. et al. 1987: Vysvetlivky ku Geologickej mape 1 : 50 000 sev. časti Východoslovenskej nížiny. *Bratislava, GÚDŠ, 117 s.*

Demek, J. 1972: Klasifikace a terminologie kryogénnich tvarů. *Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), 77, 3, 303—309.*

Harčár, J., Novodomec, R. 1982: Geomorfológia okresu Prešov. *Spravodaj východoslov. Odb. Slov. geogr. Spol. v Prešove, 21, 9—18.*

Janočko, J. 1988: Poznámky k výskytu niektorých periglaciálnych tvarov reliéfu v sev. časti Slanských vrchov. *Zbor. Východoslov. Múz. (v tlači).*

Kaličiak, M. et al. 1986: Vysvetlivky k listu Sečovce-2. *Manuskript — Geofond Bratislava, 112 s.*

Karniš, J., Kvitkovič, J. 1972: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. *Geogr. Práce, 1/1, 103—118.*

Koževnikov, A. B. 1985: Antropogen gor i predgorij. 1. izd. *Moskva, Nedra, 179 s.*

Kuthan, M. 1943: Geologická mapa Slovenska, list Zlatá Baňa. *Skalica, Tekla.*

Leško, B. 1957: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. *Geol. Práce, Zoš., 47, 5—32.*

Lukniš, M., Mazúr, E., Kvitkovič, J. 1964: Geomorfologické pomery v rajóne VSŽ. *In: Geografia rajónu VSŽ. 1. vyd. Red. K. Ivaničkа. Bratislava, SPN, 45—65.*

Mills, H. H. 1983: Clast fabric strenght in hillslope colluvium as a function of angle. *Geogr. Ann., 3—4, 225—262.*

Pécsi, M. 1968: Die Haupttypen der Hangsedimente und die Dynamik ihrer Anhäufung. *Földrajzi Ért. (Budapest), 1—15.*

Petro, L. et al. 1984: IG mapa, list Solivar. *Manuskript — Geofond Bratislava, 189 s.*

Richter, H., Ruske, R., Schwanecke, W. 1970: Der Gürtel der periglaziaren Groldechserie in Hügelland und Mittelgebirge. *In: Periglacial — Löß — Paläolithikum. Petermanns geogr. Mitt. (Gotha), Erg. H., 45—54.*

Rubín, J. 1982: Ke klasifikaci a terminologii balvanitých, kameni-to-štěrkovitých a podobných akumulací. *Sbor. Čs. geogr. Společ. (Praha), 4, 78—79.*

Ryška, J. et al. 1982: Východné Slovensko — Jadrová elektráreň. 1. etapa. *Manuskript — Geofond Bratislava, 115 s.*

Schilling, W., Wiefel, H. 1962: Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. *Geologie (Berlin), 11/4, 428—460.*

Semmel, A. 1968: Studien über den Verlauf Jungpleistozäner Formung in Hessen. *Frankfurter geogr. Heft (Frankfurt a M.), 45, 133.*

Spišák, Z. et al. 1986: IG mapa, list Kapušany. *Manuskript — Geofond Bratislava, 172 s.*

Szekely, A. 1973: Periglacial landforms and sediments in the central part of the Hungarian Mountains. *Studia geomorphol. carpatho-balcanica (Krakow), 7, 53—64.*

Šancer, E. V. 1966: Očerki učenija o genetičeskich tipach kontinentaľnych osadočnych obrazovanij. *Trudy Inst. geol. Nauk Akad. Nauk SSR (Moskva), 161, 236 s.*

Tihay, J. P. 1983: Les éboulis et leur environment géomorphologique autre que celui des glaciers rocheux. *Bull. Assoc. géogr. fr. (Paris), 60, 491, 5—13.*

Vass, D. et al. 1982: Geologicko-seizmologická štúdia — jadrová elektráreň Vých. Slovensko. *Manuskript — Geofond Bratislava, 33—41.*

Vaškovský, I. 1977: Kvartér Slovenska. 1. vyd. *Bratislava, GÚDŠ, 247 s.*

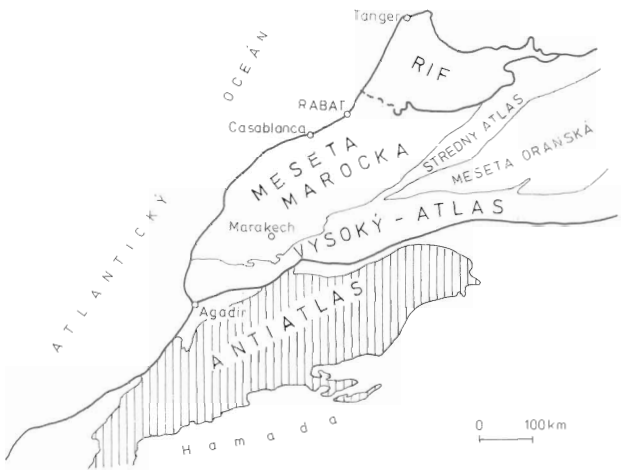
Quaternary sediments in the northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Within the framework of basic geological research of the Slanské vrchy Mts., which is realized by the staff of the GÚDŠ institute, research of Quaternary sediments takes place in this mountains. Their development and extension were undermined by geological building, relief of the basement and periglacial climate in Pleistocene. At classification of these sediments we were conducted mainly by the dynamics of their origin. They were classified more detaily according to their lithology and morphological shape. The lack of reliable stratigraphical criteria makes their precise age classification difficult. As to their stratigraphy, following facts were decisive for us: their correlation with similar sediments of the Košická kotlina basin, the degree of their weathering, their spatial extension, the occurence of periglacial structures and the study of conditions, under which they could originate. Among Quaternary sediments there is possible to define: a) gravity sediments — sediments of block fields, debris fields, debris cones and rock slides can be ranked among them according of mechanism to their origin, their lithology and final morphological shape; b) deluvial sediments; c) deluvial-fluvial sediments; d) eluvial-deluvial sediments; e) undivided colluvium — these sediments could not be unambiguously defined, as to the leading proces of their origin; f) fluvial sediments; g) rock eluvium.

ZO ŽIVOTA SGS

I. Rojkovič: **Geológia a metalogenéza Antiatlasu v Maroku** (Bratislava 19. 5. 1988)

Chrbtica južného Maroka, Antiatlas, sa tiahne zo západu na východ od Atlantiku až do Alžírska, kde pokračuje (obr. 1). Je to obrovská antiklinálna zóna, v ktorej prekambrické podložie vystupuje vo viacerých jadrách v obale pozostávajúcom z neskoroproterozoických a paleozoických formácií (Choubert, 1960).



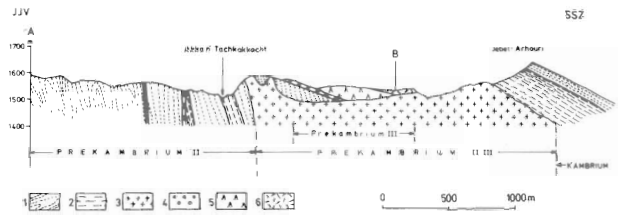
Obr. 1. Geografická pozícia Antiatlasu.

Prekambrium I je reprezentované v spodnej časti horizontom oligomiktných bridlíc, kryštalickými vápencami a mohutným komplexom bázických a kyslých vulkanitov. Na tomto komplexe vystupujú svory a chloritické bridlice. Dve granitizácie predstavuje porfyrický vápnito-alkalický granit a leukokratný alkalický granit. Bázické a ultramafické horniny patria vekovo medzi dve granitizácie.

Prekambrium II — spodné pozostáva z kremencov nasledovaných mocnou bridličnatou sériou. Obsahuje tiež vápence a bázické lávy. Metamorfóza dosiahla stupeň epizóny, lokálne až mezozóny. Prekambrium II — vrchné je zastúpené arkózovými pieskovcami a arkózami s bridlicami. Tento systém je ukončený mocnou bridličnato-pieskovcovou sériou flyšového charakteru (obr. 2). Metamorfóza je slabá, alebo ju nepozorovať.

Prekambrium III pozostáva z vulkanických hornín (prevažne ryolitov a ignimbritov) a kontinentálnych sedimentov. Najvýznamnejšie zrudnenie v Antiatlase sa viaže na prekambrické jadrá. Štruktúrne a časove možno zrudnenie charakterizovať takto (Leblanc, 1980):

Pegmatity reprezentujú najstaršiu mineralizáciu oblasti v horninách prekambria I. Ide o obmedzený rozsah pegmatitov a mineralizácia nemá hospodársky význam (muskovit, živce, beryl a niobo-tantaláty).



Obr. 2. Geologický rez územím východne od ložiska Imiter. 1 — pieskovec, 2 — bridlice, 3 — granitoidy, 4 — zlepence, svahové brekcie, 5 — andezity, tufy, 6 — ryolit.

Na Cu ložisku Bleida je mineralizácia lokalizovaná v prekremenených šošovkách. Toto stratiformné ložisko vykazuje spätosť s acidným vulkanizmom nasledovaným ešte významnejším bázickým vulkanizmom spodného prekambria II.

Co-arzenidy Bou Azzeru sú lokalizované na okraji alebo v bezprostrednej blízkosti ofiolitového komplexu s hojnosťou spilitov a keratofýrov.

Ložiská striebra Zgounder a Imiter sa nachádzajú v polymetalickom zrudnení (pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, rýdze striebro, argentit, sulfosoli Cu alebo Ag, rumelka atď.) v podobe žilníka v čiernych bridliciach vrchného prekambria II.

Zlatú mineralizáciu na Tiouite tiež charakterizuje polymetalická asociácia (pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, arzenopyrit) vypĺňajúca subhorizontálne žily kremeňa v hydrotermálne premenenom granodiorite. Žily na Bou Madine, mineralizované pyritom, sfaleritom, galenitom a zlatom, pretínajú pyritizované lávy na Ougnate.

Ložiská mangánu a medi v nadložných vulkanitoch vykazujú vzťah k hydrotermálnej cirkulácii počas vytvorenia prekambria III. Najdôležitejšie ložisko mangánu Tiouine (900 000 + rudy) predstavuje stratiformnú mineralizáciu v sedimentoch.

V najmladších formáciách možno nájsť početné malé stratiformné ložiská Cu vo formácii Adoudounien a neskoršie stratiformné ložiská Mn v transgresívnych vrstvách kriedy, zdrojom ktorých je prekambrické podložie.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 147—155

Analýza geologickej stavby spodného miocénu ložiska Cunín v severnej časti viedenskej panvy

KAMIL BÍLEK, IGOR HRUŠECKÝ

Naftoprojekt Bratislava, pracovisko Gbely, PR k. p. Nafta Gbely, Naftárska 965, 908 45 Gbely

(Doručené 11. 3. 1988, revidovaná verzia doručená 12. 7. 1988)

Analysis of the geological structure of Lower Miocene beds in the Cunín pool, northern part of the Vienna basin

Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian complexes in the central and northern part of the Gbely — Hodonín horst display internal bedding and fault structures and contain intercalations of sand in the Eggenburgian and Ottnangian beds which are collectors of natural oil and gas. The tectonic style of these beds and relations with hydrocarbon accumulations are explained on the example of the Cunín pool and surrounding structures.

Úvod

Súčasné úlohy efektívnejšieho vyhľadávania akumulácií ropy a plynu v spodnom miocéne vyvolali potrebu dokonalejšieho poznania zlomovej a vrstvovej stavby týchto vrstiev. Ide najmä o poznanie ich tektonického štýlu s cieľom na základe litologického vývoja a jeho zmien a na základe štruktúrnej a zlomovej stavby vytypovať ložiskové pasce.

Na tento účel bola vybraná elevačná štruktúra ložiska Cunín, ktorá je súčasťou väčšej cunínsko-týneckej štruktúry (obr. 1). Štruktúrno-geologická súvislosť neogénu oblastí Cunín a Týnec, ich spoločný vývoj a analógie v stavbe spodného miocénu sme brali do úvahy pri voľbe tektonickej analýzy tejto štruktúry. Je to pomerne malá štruktúra, ale z hľadiska vrtnej preskúmanosti neogénu až do flyšového podložia a z hľadiska spoľahlivej korelovateľnosti fácií a vrstiev a kompletnosti faktografického materiálu čoraz významnejšia.

Stavbu ložiska opísal vo výpočte zásob ropy a plynu Bílek a Okénka, 1971). Odvtedy boli najmä v pravom krídle štruktúry odvŕtané ďalšie vrty, ktoré priniesli nové tektonické a ložiskové poznatky, spracované v správe (Bílek, Hrušecký, 1987) zameranej najmä na poznanie tektoniky spodného miocénu. Výsledky cunínskeho ložiska a aplikácia poznatkov o jeho tektonickej stavbe prispeli k obnoveniu prieskumu a ťažby ropy ložiska Týnec.

Tektonicko-geologická stavba

Zo štruktúrnych máp a geologických rezov (obr. 2—6), konštruovaných hlavne pomocou EK diagramov jednotlivých vrtov vybraných z prílohového materiálu práce z roku 1987, je na prvý pohľad viditeľný rozdiel v charaktere a zložitosti stavby neogénu vo vertikálnom smere. Určujúcimi parametrami, ktoré charakterizujú tieto rozdiely, sú:

— zlomová tektonika: vek, počet, smer, smer sklonu, sklon, vertikálna amplitúda skoku a charakter zlomov;

— výrazné uhlové diskordancie: medzi flyšom a spodným miocénom a medzi karpatom a bádenom;

— úložné pomery: smer, smer sklonu a sklon vrstiev (rozdiely medzi spodnomiocénnou a vrchnomiocénnou podetážou — p. nižšie);

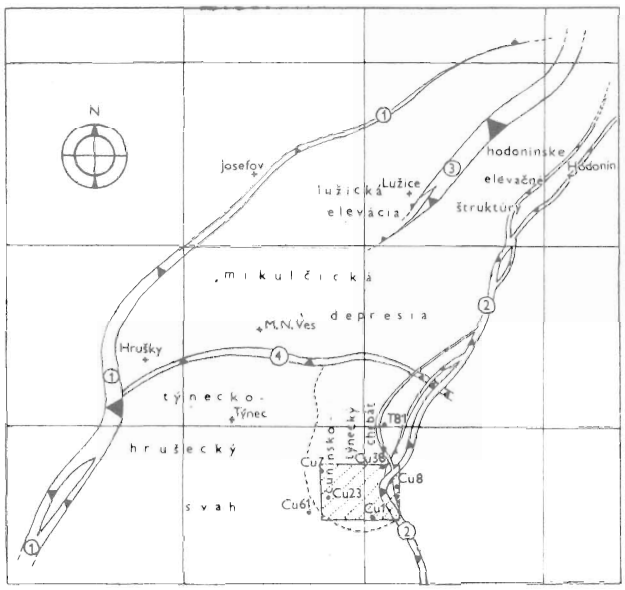
— mobilita a jej prejavy v priebehu vývoja štruktúry.

Na základe uvedených kritérií delíme stavbu neogénu a jeho flyšového podložia na cunínskej elevácii na tieto štruktúrne etáže a podetáže (obr. 2—4):

1. podložná štruktúrna etáž (flyš bielokarpatskej jednotky),

2. miocénna štruktúrna etáž: a) spodnomiocénna štruktúrna podetáž (egenburg, otnang, karpat); b) vrchnomiocénna štruktúrna podetáž (báden, sarmat, panón).

Jednotlivé etáže a podetáže predstavujú samostat-



Obr. 1. Zjednodušená tektonická schéma strednej a severnej časti gbelsko-hodonínskeho hrastu. 1 — lanžhotsko-hrušecký zlom (západný tektonický okraj gbelsko-hodonínskeho hrastu), 2 — gbelsko-hodonínsky zlomový systém (východný tektonický okraj gbelsko-hodonínskeho hrastu), 3 — lužický zlom, 4 — zlom ohraničujúci z juhu mikulčickú depresiu, šrafované — analyzované územie, bodkované - hranica cunínsko-týneckého chrbta, Cu — cunínske vrty, T — týnecké vrty.

Fig. 1. Simplified tectonic scheme of the central and northern part of the Gbely — Hodonín horst. 1 — Lanžhot — Hrušky fault (western margin of the Gbely —Hodonín horst), 2 — Gbely—Hodonín fault system (eastern margin of the Gbely—Hodonín horst), 3 — Lužice fault, 4 — southern marginal fault of the Mikulčice depression, hachured — analyzed area, dotted line — limits of the Cunín — Týnec ridge, Cu— the Cunín drillings, T — the Týnec drillings.

né sedimentačné cykly formované v rámci širšieho sedimentačného priestoru charakteristickou vrstvovou a zlomovou tektonikou.

Podložná štruktúrna etáž (flyš bielokarpatskej jednotky)

Vrchné súvrstvie flyšu do hĺbky asi 150 m tvorí bielokarpatská jednotka magurského príkrovu. V jeho podloží vrty Cunín-4, 5, 6, 7 navŕtali zlínske vrstvy račianskej jednotky (Bílek, 1977a, b).

Charakter deformácií flyšu je vrásovo-zlomový. Vrásová tektonika vznikla sunutím flyšových príkrovov v predmiocénnom období. Germanotypná zlomová tektonika vznikala z väčšej časti až v priebehu neogénnej sedimentácie.

Nasunutie bielokarpatskej jednotky je pomerne ploché. Vzhľadom na to, že tektonické pohyby vychádzali z podložia, neogénna zlomová tektonika sa premieta do podložia. Formuje tým jeho kryhovú stavbu a vytvára puklinami porušený elevačný povrch cunínskej štruktúry.

Miocénna štruktúrna etáž

Miocénna štruktúrna etáž leží diskordantne na flyšovom reliéfe a charakter jej deformácií je zlomovo-poklesový a zlomovo-sklzový. Na základe vyššie uvedených parametrov stavby delíme túto etáž na dve podetáže: spodnomiocénnu a vrchnomiocénnu.

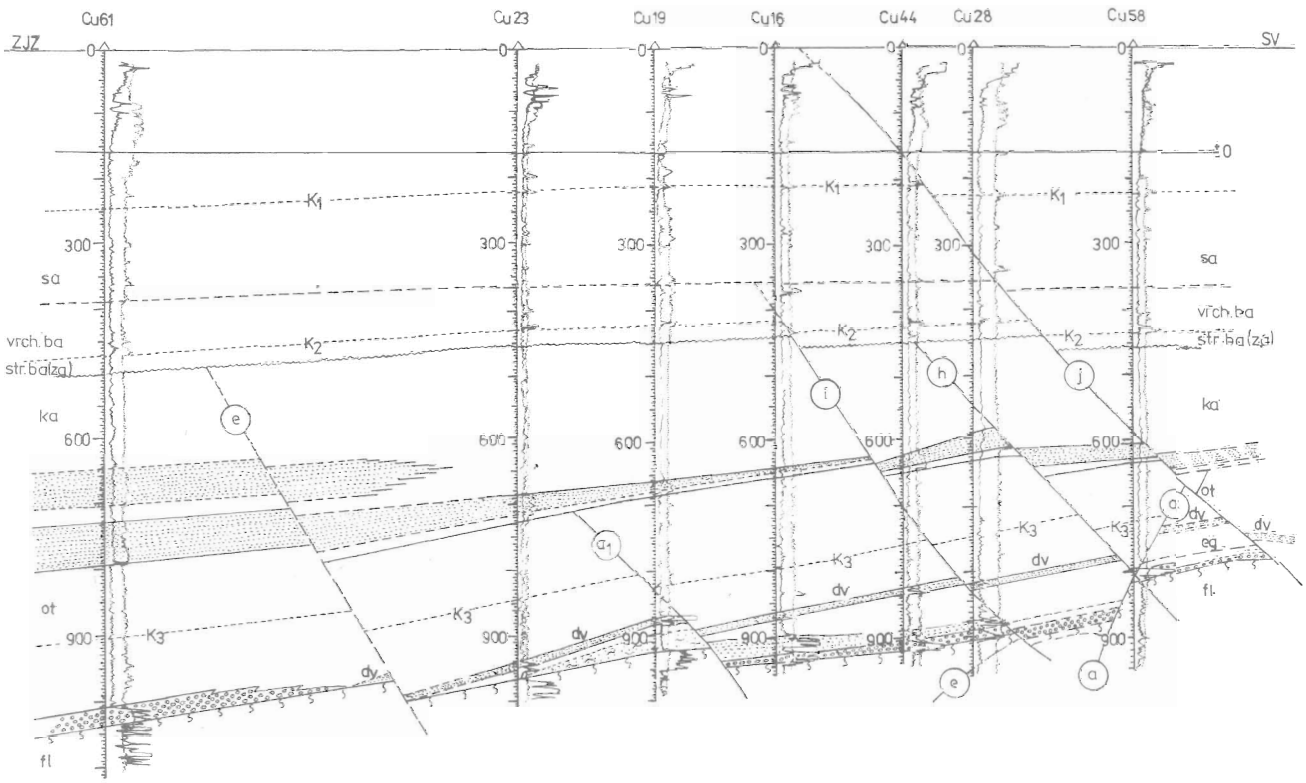
Spodnomiocénna štruktúrna podetáž

Do tejto štruktúrnej podetáže zaraďujeme sedimentárne súvrstvia stratigrafických stupňov egenburgu, otnangu a karpatu. Jednotlivé stratigrafické stupne tejto podetáže (hoci v širšom priestore existujú medzi nimi viac alebo menej výrazné diskordancie, rozdiely v úložných pomeroch, mobilite, počte a charaktere zlomov) majú veľa spoločných štruktúrno-tektonických znakov, ktoré ich ako celok odlišujú od vrchnomiocénnej štruktúrnej podetáže. Sú to (obr. 2—6): vyššia tektonická mobilita prejavujúca sa v úložných pomeroch (väčšie sklony vrstiev), zložitosť štruktúrno-tektonického plánu, počet zlomov, ich smer a smer ich sklonu. Výslednicou pôsobenia týchto faktorov je nesúhlas elevačných vrcholov oboch podetáží oddelených od seba výraznou diskordanciou, ktorá sa vytvorila výzdvihom, následným prerušením sedimentácie a denudáciou povrchu karpatu v dobe mladoštajerskej fázy vrásnenia.

Tektonika. Na štruktúrnych mapách a geologických rezoch (obr. 2—6) môžeme pozorovať zákonitosť, ktorá platí v celej viedenskej panve, a nie je len lokálnou záležitosťou cunínskej štruktúry. Je to jav neustáleho zjednodušovania štruktúrnej a zlomovej tektoniky vertikálnym smerom od starších k mladším — nadložným stupňom, pričom mladšie zlomy epigeneticky porušujú staršie stupne. Profil podetáže sa člení na stratigrafické stupne (obr. 2—4): egenburg: jeho povrch tvorí báza obzoru tzv. dvojičiek (dv), ktorý vykliňuje na južnom okraji štruktúry (obr. 2); otnang: jeho vrchnú hranicu tvorí báza fácie týneckých pieskov spodného karpatu; karpat: jeho vrchnú hranicu tvorí diskordantná plocha, na ktorú nasadajú až strednobádenské sedimenty zóny aglutinácií.

Podľa vzniku a funkcie zlomov v jednotlivých stratigrafických stupňoch rozoznávame tieto skupiny zlomov:

a) Egenburské zlomy veľkých i malých amplitúd. Zlomy veľkých amplitúd mimo priestoru cunínskej elevácie vytvorili výrazné depresie. V priestore Cunína k tejto skupine zlomov jednoznačne patrí len zlom I. (obr. 4, 6). Tento zlom porušuje povrch flyšu a jeho funkčnosť zaniká pod spodnou hranicou obzoru „dvojičiek" (dv).



Obr. 2. Geologický rez vrtmi Cu61, 23, 19, 16, 44, 28, 58. sa — sarmat, vrch. ba — vrchný báden, str. ba (z. a.) — stredný báden (zóna aglutinácií), ka — karpat, ot —otnang, eg — egenburg, fl — flyšové podložie (bielokarpatská jednotka), dv — obzor tzv. „dvojičiek", K_1, K_2, K_3 — litokoreláty, vlnovka — uhlová diskordancia, a — zlomy cunínskej štruktúry.

Fig. 2. Geological profile accross the wells Cu61, 23, 19, 16, 44, 28 and 58. sa — Sarmatian, vrch. ba — Upper Badenian, str.ba (z.a) — Middle Badenian (Aglutinance zone), ka — Karpatian, ot — Ottnangian, eg — Eggenburgian, fl — flysch basement (Biele Karpaty unit), dv — the so called "twins" level, K_1, K_2, K_3 — lithological correlation level, wavy line — angle unconformity, a — faults of the Cunín structure.

K tejto skupine zlomov môžeme priradiť aj zlomy, ktoré vyznievajú v otnangu na úrovni korelátu K_3 alebo tesne nad ním. K nim radíme zlomy a_1, d (obr. 2, 4, 6).

b) Spodnomiocénne zlomy. Končia sa na rozhraní stupňov karpat — otnang. Sú to zlomy c (c_1, c_2), a_2, a_3, e, f (obr. 2—6).

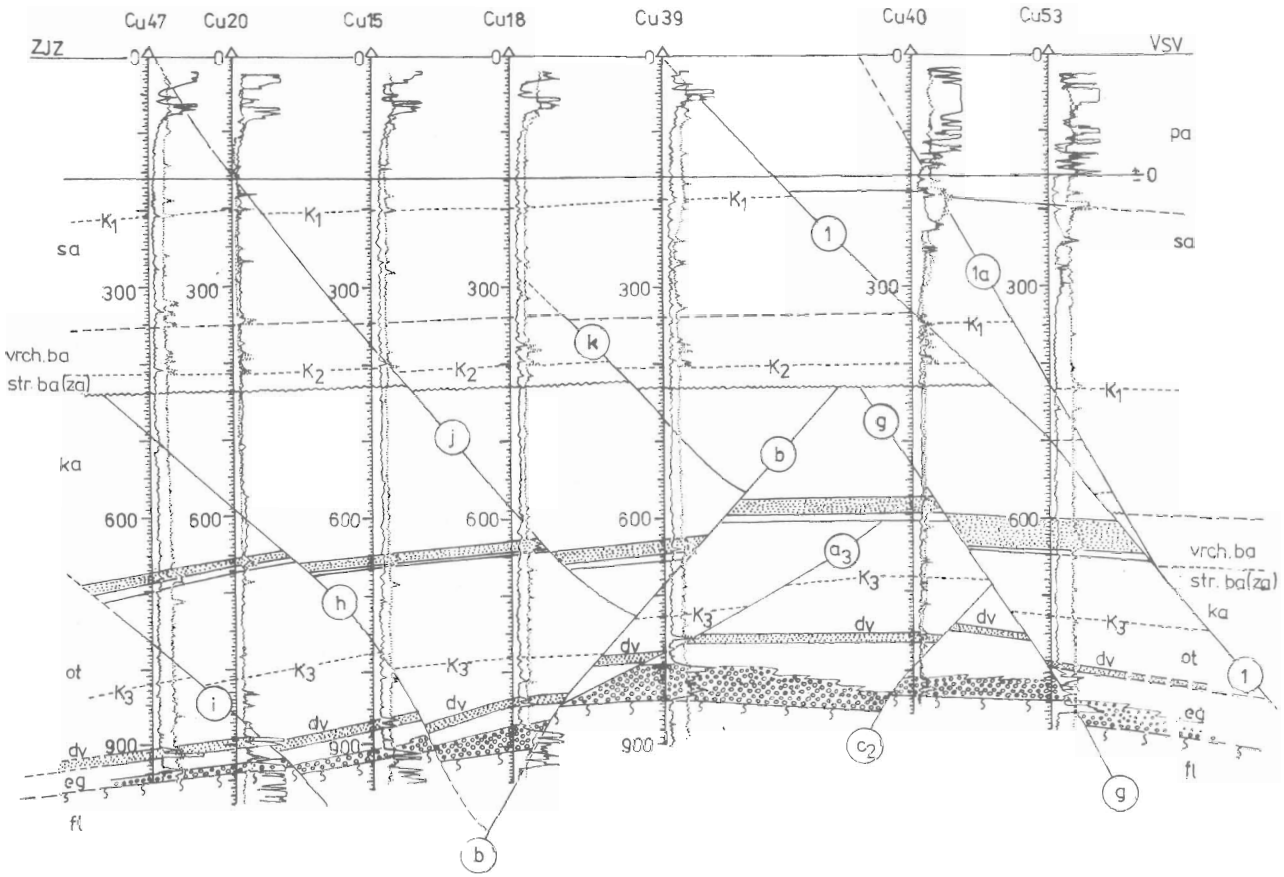
c) Karpatské protiklonné zlomy b, g (obr. 3, 5, 6). Vytvorili hrastovitú stavbu v pravom krídle štruktúry. Do tejto skupiny zaraďujeme aj zlomy h, i, j, k, l. Poklesová funkcia zlomov h, j, k sa pritom na zlome b končí (obr. 3). Zlomy i, j, k porušujú hranicu karpat — báden a vyznievajú vo vrchnom miocéne (obr. 2, 3).

Smery zlomov jednotlivých stratigrafických stupňov sa prispôsobovali morfológii povrchu a tvarovej orientácii sedimentačnej panvy v období, v ktorom vznikali.

Vrchnomiocénna štruktúrna podetáž (báden, sarmat, panón)

Patria tu sedimentárne súvrstvia bádenu, sarmatu a panónu (na okrajoch elevácie). Sedimenty tejto podetáže sa uložili na denudovanom povrchu karpatu. Charakteristickými znakmi tejto podetáže na cunínskej štruktúre sú (obr. 2—4): 1. podstatné zjednodušenie štruktúrno-tektonického plánu a zníženie tektonickej mobility oproti spodnomiocénno-karpatskej štruktúrnej podetáži, 2. neprerušená sedimentácia stratigrafických stupňov v redukovanej mocnosti, počnúc zónou aglutinácií stredného bádenu a končiac panónom, nad ktorým leží už len niekoľko metrov kvartéru, 3. zmena smerov zlomovej a vrstvovej tektoniky.

Tektonika. Výrazným zlomom na tejto štruktúre je gbelsko-hodonínsky zlom (obr. 1, 3, 5, 6) s amplitúdou skoku 160 m. Regionálny smer tohto zlomu je J—SSV (obr. 1). Na cunínskej štruktúre okrem tohto zlomu vystupuje ďalší mladý zlom s amplitúdou skoku cca 100 m (obr. 3, 5, 6—1a), ktorý sa pripája na gbelsko-hodonínsky zlom. Zlomy i, j, k, ktoré vyznievajú v bádene až sarmate, reagujú na zmeny tvaru sedimentačnej panvy, prejavujúce sa zmenou smeru sklonu vrstiev na západ. Ďalšou podstatnou zmenou

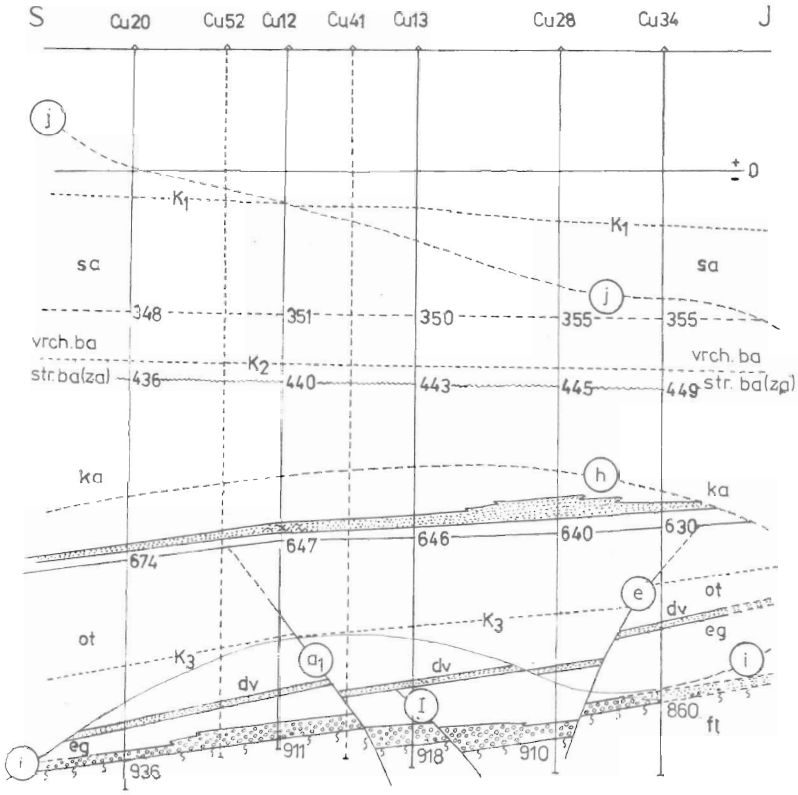


Obr. 3. Geologický rez vrtmi Cu47, 20, 15, 18, 39, 40, 53. pa — panón, sa — sarmat, vrch. ba — vrchný báden, str. ba (z. a.) — stredný báden (zóna aglutinácií), ka — karpat, ot — otnang, eg — egenburg, fl — flyšové podložie (bielokarpatská jednotka), dv — obzor tzv. „dvojičiek", K_1, K_2, K_3 — litokoreláty, vlnovka — uhlová diskórdancia, b — zlomy cunínskej štruktúry, 1 — gbelsko-hodonínsky zlom.
Fig. 3. Geological profile accross the wells Cu47, 20, 15, 18, 39, 40, 53, pa — Pannonian, sa — Sarmatian, vrch. ba — Upper Badenian, str. ba (z. a.) — Middle Badenian (aglutinate zone), ka — Karpatian, ot — Ottnangian, eg — Eggenburgian, fl — flysch basement (Biele Karpaty unit), dv — the so called "twins" level, K_1, K_2, K_3 — lithological correlation level, wavy line — angle unconformity, b — faults of the Cunín structure, 1 — Gbely — Hodonín fault.

je priestorový posun vrcholu bádensko-sarmatskej štruktúry jažným smerom do priestoru vrtov Cu-1, 2.

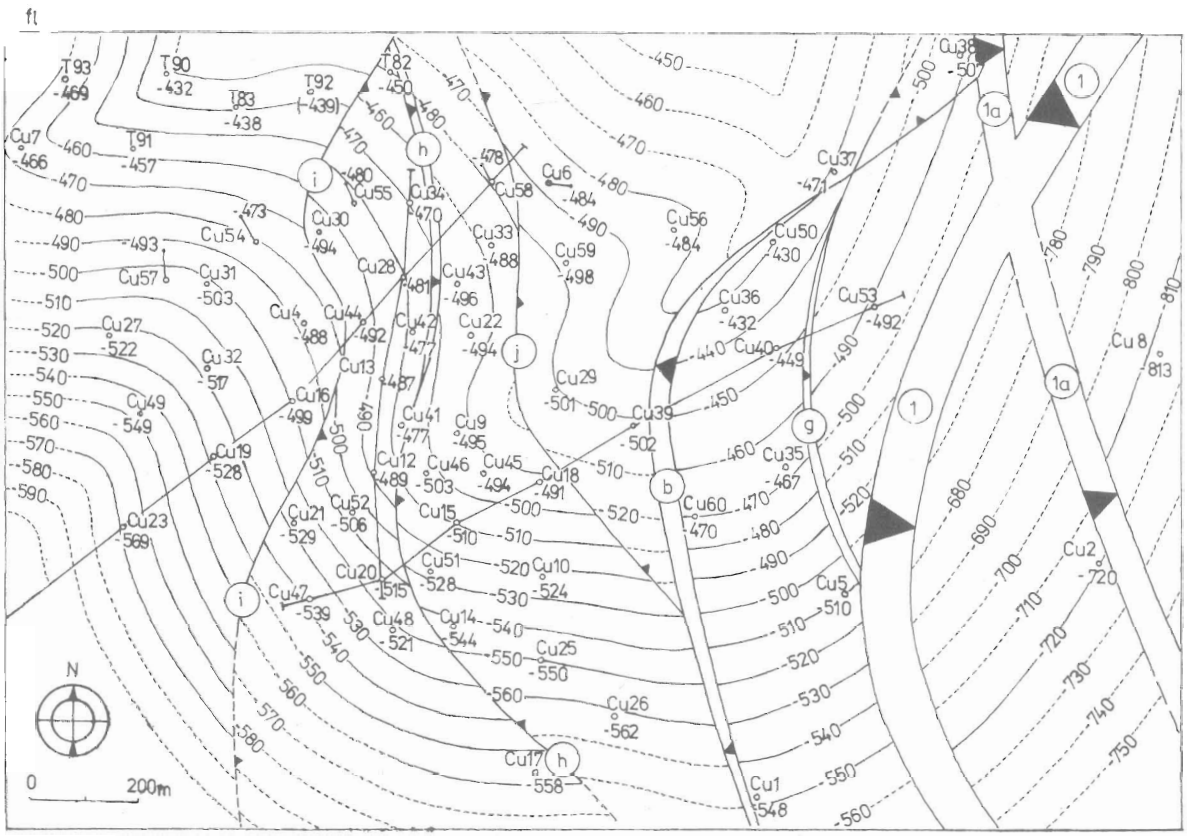
Tektonicko-paleogeografický vývoj

Súčasná stavba cunínskej štruktúry je výsledkom sedimentačného a tektonického vývoja neogénu v okrajovej časti viedenskej panvy. Vývoj neogénu je tu charakterizovaný redukovanými hrúbkami sedimentov jednotlivých stratigrafických stupňov a odlišnou štruktúrno-tektonickou stavbou jednotlivých sedimentačných cyklov. V každom období svojho vývoja bola cunínska štruktúra okrajovou časťou hlbších sedimentačných bazénov. Centrum egenbursko-otnanského bazénu v oblasti gbelsko-hodonínskeho hrastu sa nachádzalo v priestore Lužice—Hodonín (obr. 1). Cunínsko-týnecká oblasť bola spolu s gbelskou oblasťou súčasťou svahu elevačného chrbta (Jiříček, 1975, 1978). V egenbursko-otnanskej panve sedimentovali na báze vrstvy zlepencov, ktoré do nadložia prechádzali do šlírovej sedimentácie. Na cunínsky svah postupne transgredovali zlepence prechádzajúce do pieskov. Toto súvrstvie, stratigraficky radené do egenburgu, vykliňuje v južnej časti cunínskeho svahu (obr. 2). Tektonická činnosť sa tu prejavila vznikom menších zlomov. Sedimentačný cyklus smerom do nadložia pokračuje obzorom „ dvojičiek" (obr. 2—4), ktorý stotožňujeme s obzorom H_1 v oblasti Lužíc a Hodonína, a sedimentáciou šlírov stratigraficky radených k otnangu cibicidovo-elphidiovej a silikoplacentínovej zóny. Sedimenty silikoplacentínovej zóny uzatvárajú vrstvový sled otnangu.



Obr. 4. Geologický rez vrtmi Cu20, 52, 12, 41, 13, 28, 34. h — zlomy cunínskej štruktúry. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 3.

Fig. 4. Geological profile accross the wells Cu20, 52, 12, 41, 13, 28 and 34. Explanations as in fig. 3, moreover: h — faults of the Cunín structure.



Obr. 5. Štruktúrna mapa na hranicu otnang — karpat. Jednoduchá línia zlomu — amplitúda do 30 m, zdvojená línia zlomu — amplitúda nad 30 m, priamka — línia rezu, a — označenie zlomov cunínskej štruktúry, 1 — gbelsko-hodonínsky zlom.

Fig. 5. Structural map on the Ottnangian — Karpatian boundary. Simple fault line — amplitude up to 30 m, double fault line — amplitude above 30 m, simple line — profile line, a — faults of the Cunín structure, 1 — Gbely—Hodonín fault.

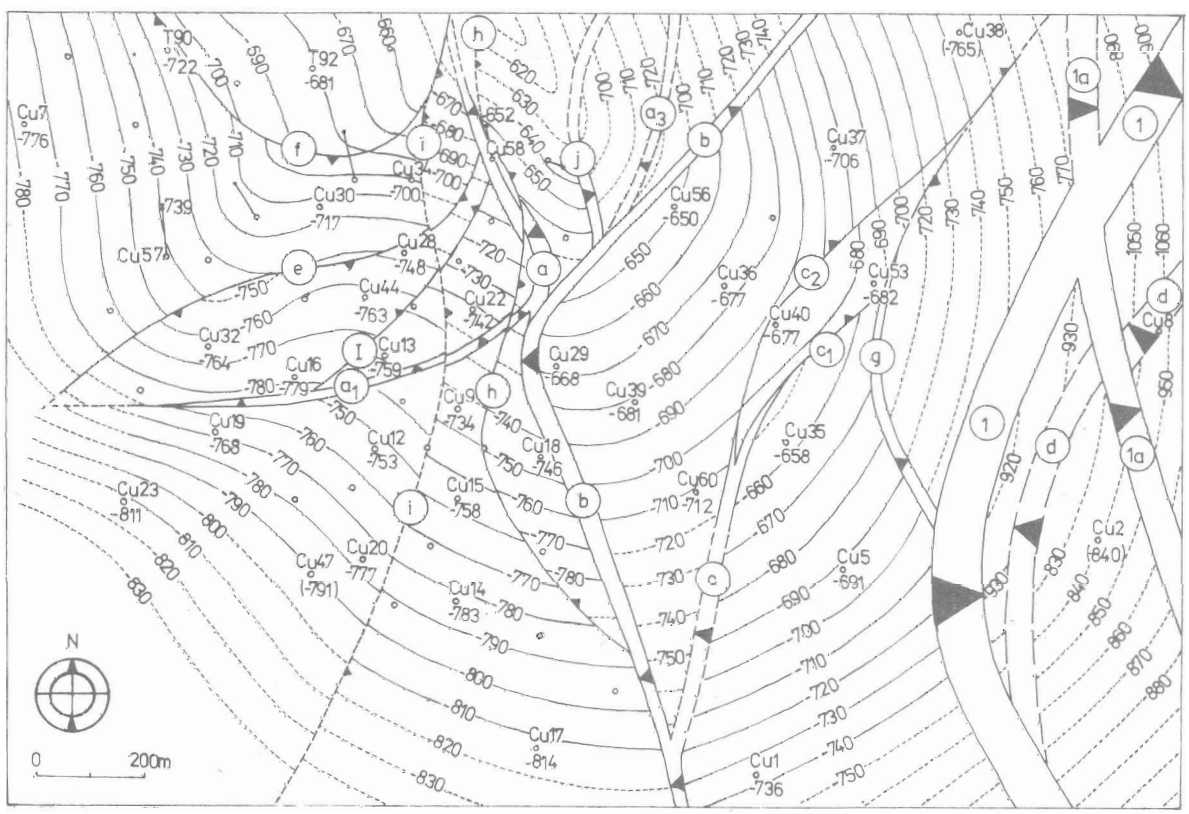
Po uzavretí otnanskej sedimentácie sa sedimentácia prerušila a došlo k denudácii otnangu.

V rámci egenbursko-otnanskej panvy sa medzi egenburgom a otnangom prejavuje diskordancia spôsobená tektonickými zdvihmi, v dôsledku čoho sa aj sedimentačný priestor otnangu presúva južnejšie od sedimentačného priestoru egenburgu. Tektonická aktivita sa okrem toho prejavuje v generovaní spodnomiocénnych zlomov, ktorých činnosťou je epigeneticky porušený reliéf flyšu, pričom sa tak vytvárajú čiastkové, tektonicky obmedzené depresie (obr. 4, 6).

Začiatkom spodného karpatu dochádza v dôsledku rozsiahlych poklesov k transgresii bazálnych morských sedimentov fácie týneckých pieskov v širokej oblasti. Zároveň vzniká nová generácia zlomov. Litorálne polohy týneckých pieskov, ktoré sú stratigrafickým ekvivalentom ílov karpatu cunínsko-týneckej štruktúry, v priebehu permanentných poklesov panvy vykliňovali na obvode spodnokarpatského bazénu. Nová generácia zlomov (b, g, obr. 3, 5, 6), ktorá nastúpila začiatkom karpatu, podstatne zmenila spodnomiocénny štruktúrny plán. Protiklonné zlomy (h, i, j, k, l) k zlomu b boli protireakciou na tieto významnejšie pohyby,

Porovnanie mocností karpatu na cunínsko-týneckej elevácii cca 300 až 1 300 m na týnecko-hrušeckom svahu dokumentuje jeho značné synsedimentárne narastanie na naklonenom svahu a vyvoláva predstavu o značnej denudácii jeho povrchu v priestore Cunína a Týnca po ukončení sedimentácie a nasledujúcom mladoštajerskom výzdvihu. Veľkosť denudácie karpatu do istej miery charakterizuje porovnanie fosílnych tlakov v spodnom miocéne s ložiskovými hydrostatickými tlakmi. V spodnom miocéne vrtu Cu-38 (obr. 1, 5, 6) bol zistený ložiskový tlak 106 atm v hĺbke 880 m a 97 atm v hĺbke 800 m a ten zodpovedá hydrostatickému tlaku v hĺbke cca o 180 m väčšej. Vzhľadom na to, že na cunínsko-týneckej elevácii chýba vrchný karpat i spodný báden, k vynorovaniu tejto oblasti a následnej denudácii jej povrchu mohlo dochádzať už v období vrchného karpatu po usadení fácie týneckých pieskov spodného karpatu. Najintenzívnejší výzdvih štruktúry však podľa našej mienky spadá do obdobia mladoštajerskej orogenetickej fázy medzi karpatom a bádenom.

Po výzdvihu, denudácii a prestavaní sedimentačného priestoru panvy do smeru SV — JZ dochádza k bádenskej transgresii mora, ktorá však cunínsku štruktúru zanáša až strednobádenskými sedimentmi zóny aglutinácií v redukovanej mocnosti. Mladé



Obr. 6. Štruktúrna mapa povrchu flyšu. Jednoduchá línia zlomu — amplitúda do 30 m, zdvojená línia zlomu — amplitúda nad 30 m, a — označenie zlomov cunínskej štruktúry, 1 — gbelsko-hodonínsky zlom.

Fig. 6. Structural map of the flysch unit surface. Simple fault line — amplitude up to 30 m, double fault line — amplitude above 30 m, a — faults of the Cunín structure, 1 — Gbely — Hodonín fault.

zlomové systémy a smery sklonu vrstiev (na západ) sa prispôsobili smeru bádensko-pliocénnej panvy. Doznievanie inverzných zdvihov a poklesov centrálnej priehlbne viedenskej panvy spôsobilo, že gbelsko-hodonínsky hrast zostal okrajovou oblasťou, na ktorú sa uložilo bádensko-panónske súvrstvie v redukovanej mocnosti.

Akumulácie ropy a plynu

Paleogeografický vývoj cunínskej štruktúry vytvoril najpriaznivejšie podmienky na akumuláciu ropy a plynu v egenbursko-otnanských sedimentoch a v rozrušenom povrchu flyšu. K týmto priaznivým podmienkam patria: litologický vývoj ložiskových hornín, fyzikálne vlastnosti kolektorov uhľovodíkov, vrstvová a zlomová tektonika, stavba ložiskových pascí a tesnenie týchto pascí, vytvorené už v čase, keď do nich migrovali uhľovodíky.

Egenbursko-otnanské sedimenty pozostávajú zo zlepencov flyšových a karbonatických hornín s pieskami a ílmi na báze a s vertikálnymi prechodmi do polôh a vložiek pieskov vo vrstvovitých íloch (šlíroch). Šlírový vývoj s väčšou či menšou hustotou vložiek pieskov prevláda v celom súvrství egenburgu a otnangu. Vložky pieskov, ktoré sú kolektormi ropy a zemného plynu, majú mocnosti od milimetrov do decimetrov. EK meraním sú odporovou krivkou (Ra) a krivkou spontánnej polarizácie (SP) registrované len polohy pieskov s väčšou mocnosťou než 50 cm. V spodnej časti profilu sa nachádza poloha dvoch pieskov s mocnosťou až 5 m. V strednej časti profilu sa znižuje hustota vložiek pieskov v íloch a EK meranie registruje výrazné litologické koreláty, t. j. záporné výchylky hladiny ílov. V ich nadloží sa zväčšuje hustota vložiek a tenkých polôh pieskov.

Podľa obsahu mikrofauny a obrazu EK diagramu delíme otnansko-egenburské súvrsvie na cunínskej štruktúre takto (obr. 2—4):

a) egenburg — bazálne zlepence s pieskami a íly s vložkami pieskov — na EK diagrame interval od povrchu flyšu po bázu obzoru „dvojičiek" (dv);

b) otnang — bazálny obzor „dvojičiek" (dv) a íly s vložkami pieskov — na EK diagrame od bázy obzoru „dvojičiek" (dv) po bázu spodného karpatu; faunistické zóny: b_1: cibicidovo-elphidiová — íly s vložkami pieskov — na EK diagrame od bázy obzoru „dvojičiek" (dv) po litologický korelát k_3; b_2: silikoplacentínová — íly s vložkami a tenkými polohami pieskov — na EK diagrame od litologického korelátu K_3 po bázu spodného karpatu.

Faunistické zóny charakterizuje postupné ubúdanie salinity vody. Litologické koreláty označujú chronologicky zhodné intervaly spevnených ílov.

Ložiskové pasce v elevačnej štruktúre tvoria póry a pukliny zlepencov, polohy a vložky pieskov v íloch a dokonca i povlaky pieskov na vrstvových plochách ílov. Patria k nim tiež pukliny flyšového povrchu. Zatiaľ čo obzor dvoch polôh pieskov („dvojičky" —dv) má charakter vrstvového štruktúrneho ložiska obmedzeného zlomami a kontaktom ropa — voda, vložkové kolektory s pieskami, zlepence a pukliny flyšového povrchu tvoria súvislý roponosný blok. V ľavom krídle štruktúry má tento roponosný blok mocnosť cca 100 m v hĺbkovom intervale 940—840 m a je charakterizovaný jednotným kontaktom ropa — voda. V pravom krídle štruktúry je tento kontakt v jednotlivých tektonických kryhách posunutý o 70—120 m vyššie. V silikoplacentínovej zóne je 30—50 m mocný interval plynonosný.

Zlomová tektonika v dôsledku celopanvových vertikálnych a horizontálnych pohybov rozčlenila cunínsku štruktúru na čiastkové kryhy, a tým vytvorila kanály na vertikálnu migráciu z hlbokého podložia neogénu. Svedčí o tom prítomnosť ľahkej parafinickej ropy vo flyšových obzoroch a miestami v bazálnych zlepencoch egenburgu. Z hľadiska vzniku akumulácií uhľovodíkov v ložiskových pasciach cunínskeho ložiska za významné považujeme obdobie mladoštajerskej orogenetickej fázy vrásnenia. Jej výsledkom bol výzdvih štruktúry sprevádzaný zlomovou činnosťou. Cunínska štruktúra sa dostala do elevačnej polohy, tým sa vytvoril tlakový spád, súčasne však i pukliny a poruchové zóny ako výsledok vyklenutia štruktúry vytvorili podmienky pre horizontálnu a vertikálnu migráciu ropy a plynu.

Skúšenosti z prieskumu a ťažby ložiska ukazujú, že v súčasnej dobe tektonického kľudu majú zlomy, aj napriek možnosti prepojenia vložkových kolektorov cez ne, tesniaci charakter. Z početných zlomov sú významné zlomy b, g, ktoré oddeľujú kryhy s rozdielnymi kontaktmi ropa — voda, a tým aj s rozdielnou mocnosťou roponosného bloku. Drobné zlomy tiež obmedzujú prepojenie kolektorov, takže interferencia pri ťažbe je malá. Dôsledkom uvedených ložiskových pomerov je nízka vyťažiteľnosť (max. 20 %) veľkých geologických zásob ropy na malej rozlohe ložiska. Ložisko je súčasťou väčšieho ložiskového celku cunínsko-týneckého chrbta (obr. 1). Jeho pravé krídlo nie je severným smerom ohraničené. Zásoby ropy a plynu sú tu v pásme vysokej kryhy medzi vrtmi Cu-38 a T-81 (obr. 1). Vrtná činnosť v tomto priestore je v súčasnosti obmedzená nariadeniami súvisiacimi s ochranou kvartérnych vôd.

Analýzou cunínskeho ložiska, tvoriaceho južnú časť cunínsko-týneckého chrbta, sme zistili, že produktívna plocha roponosného bloku egenbursko-otnanských sedimentov, vzhľadom na hĺbku spoločného kontaktu ropa — voda 940 m, siaha ďaleko za súčasný okraj cunínskeho ložiska, čoho dôkazom je výsledok vrtu Cu-61, odvŕtaného 630 m juhozápadne od vrtu Cu-23, v ktorom boli zistené ropné impregná-

cie až do hĺbky 960 m a plyn v hĺbke 803—820 m. Väčšina autorov v minulosti, opierajúc sa hlavne o prácu Šimánka (1976), spájala vznik ložiska s uhľovodíkovou produktívnosťou egenbursko-otnanských ílov ako zdrojových hornín. V súčasnosti však bude treba tieto názory revidovať, pretože sa v tejto oblasti zistili nové fakty (tvorba uhľovodíkov z kerogénu hornín v geologickej minulosti i v súčasnej dobe prebiehala a prebieha v hĺbkach 3 a viac km pod povrchom; Chmelík, Müller, 1987), jtoré sa získali metódami na určovanie teplotnej degradácie organickej hmoty v sedimentoch a modelmi konverzie kerogénu rôznych typov na ropu a plyn, vychádzajúcimi z princípov reakčnej kinetiky.

Záver

Analýzou tektonicko-geologickej stavby a ložiskových pomerov cunínskeho ložiska sa získali poznatky o tektonickom štýle stavby spodného miocénu a jeho ložiskotvorných pomeroch. Na základe istých analógií možno prezentované poznatky využiť v prieskume spodného miocénu okolitých oblastí.

Literatúra

Bílek, K., Okénka, J. 1971: Výpočet zásob ropy a plynu ložiska Cunín. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Bílek, K. 1977a: Ložiska ropy a plynu v neogénu a ve flyši týnecko-cunínské oblasti. *Manuskript — archív MND Hodonín.*

Bílek, K. 1977b: Ložiska ropy a plynu ve flyšovém podloží neogénu týnecko-cunínské oblasti vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 22, 4, 377—387.*

Bílek, K., Hrušecký, I. 1987: Tektonicko-paleogeografická analýza štruktúry Cunín. *Manuskript — archív Naftoprojektu Bratislava.*

Chmelík, F., Müller, P. 1987: Příspěvek k poznání vertikálního členění zón katageneze a vzniku i migrace uhlovodíků ve vídeňské pánvi. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 32, 4, 477—492.*

Jiříček, R. 1975: Spodní miocén ve vídeňské pánvi. *Manuskript — archív MND Hodonín.*

Jiříček, R. 1978: Paleogeografie spodního miocénu v Západních Karpatech. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 23, 1, 21—28.*

Šimánek, V. 1976: Geochemie rop a geneze ropných ložisek čs. části vídeňské pánve. *Náuka o Zemi. Sér. Geol., 11, 10, 5—69.*

Analysis of the geological structure of Lower Miocene beds in the Cunín pool, northern part of the Vienna basin

Intercalations of sand contained in schlier beds of Eggenburgian to Ottnangian age create hydrocarbon pools in the Gbely—Hodonín horst structure of the northern part of the Vienna basin. These gas pools have been explored and introduced to exploitation near Cunín and Týnec. Similar intercalated structures have the Eggenburgian and Ottnangian beds also in the Lužice and Hodonín structures (fig. 1). Oil-bearing sand intercalations in clay environment have hitherto been discovered only by lateral and mechanical core sampling. In the view of intricate tectonic and geological setting of the entire Lower Miocene sequence, as well as due to the complicated migration and accumulation processes, the exploration of hydrocarbon traps namely within Eggenburgian and Ottnangian units needs more detailed knowledge not only of their tectonic and lithological structure but even of the paleogeographic evolution of Neogene in wider surroundings.

The Cunín elevation structure creating part of the Cunín—Týnec ridge (fig. 1) is built by Neogene sediments discordantly overlying flysch sequences of the Biele Karpaty unit in the Magura nappe (Bílek, 1977a, b). Areal changes in fault tectonics, deposition conditions and the pronounced angle unconformity between the flysch basement and Neogene sediments as well as between beds of Karpatian and Badenian age, together with changes in the mobility in the course of the development of the structure led to differences in the character and complexity of the tectonic and geological structure in vertical direction (Bílek, Hrušecký, 1987). From such point of view, the profile in the Cunín elevation may be subdivided into several structural levels and sublevels (figs. 2 to 6):

1) Structural level of the basement (flysch of the Biele Karpaty unit)

2) Structural level of Miocene beds: a) Lower Miocene sublevel (Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian); b) Upper Miocene sublevel (Badenian, Sarmatian and Pannonian)

Single structural levels and sublevels represent independent sedimentation cycles with internal peculiar bedding and fault tectonics. Tectonic deformations in the underlying structural level created by the Biele Karpaty unit of the Magura nappe are of folded-faulted character. To the contrary normal faulting and faulted-slipped structures characterize the Miocene structural level with a tendency to gradual simplification from the older to subsequent and higher sedimentary levels. A well expressed boundary is represented by the angle unconformity between beds of Karpatian and Badenian age which is the boundary even between the Lower and Upper Miocene structural sublevels. Two different structural and tectonic plans are alternating on this boundary representing the divide of two independent sedimentation cycles.

Higher tectonic mobility, complexity of the structural and tectonic arrangement, antithetic faulting, various strike and dip of faults, independent generations of faults characterize the Lower Miocene structural sublevel (Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian beds) distinguishing it from the Upper Miocene one. To the contrary, the Upper Miocene sublevel displays simplicity of the structural and tectonic pattern, low mobility, continuous sedimentation and reduced thickness, beginning with the Middle Badenian zone of agglutinances, together with changes in the

strike of bedding and in fault tectonics comparing them with the Lower Miocene structural sublevel.

The Cunín structure resulted from the paleogeographic evolution in Pre-Neogene as well as Neogene period. In Pre-Neogene time, after the emplacement of the flysch nappes and their surficial denudation, the main surficial forms of the basement developed. The Cunín area was part of the southern slope of a depression into which the Eggenburgian and Ottnangian sea transgreded (Jiříček, 1975, 1978). In this part of the depression, the Eggenburgian and Ottnangian marine sediments (Cibicidae — Elphidiae and Solicoplacentina zones) occur in the facies of basal conglomerate and higher clay with sand intercalations. Regression occurred at the end of Ottnangian followed by slight denudation of Ottnangian surface. After subsidence movements, the denudated Ottnangian surface became inundated by Lower Karpatian sea. Karpatian sedimentation terminated by the Late Styrian orogenic movements (between the Karpatian and Badenian) causing inversion of the relief and subsequent denudation of the Karpatian surface. The presumed amount of 180 m eroded sediment pile is deduced from compared fossil pressures in Eggenburgian and Ottnangian sediments with the hydrostatic ones.

The Lower Badenian time was still a period of denudation in the Cunín structure. Only onsetting from the Middle Badenian, the structure became again covered by sediments of Upper Miocene age in reduced thickness.

Oil and gas collector properties in the structure are represented by basal conglomerate and sand layers as well as by sand intercalations in the bedded clay (schlier). The oil-bearing intercalated sequence attains about 100 m thickness within the pool and displays uneven oil/water contacts within single tectonic block structures (Bílek, Okénka, 1971). It represents a pool of block type with the except of the sand bed at the Eggenburgian — Ottnangian boundary (the so called "twins", figs. 2 to 4) displaying the nature of structural pool segmented by faults. A peculiar feature in the Cunín block pool is the small interference between single exploitation wells. This feature is caused by faults sealed by the oil/water contact in single blocks and in various structural depths. The result of such conditions is the low exploitability of oil from the pool (up to 20 %).

Recently, the generation of the pool has frequently been deduced setting out from analytical data of Šimánek (1976) which have had to prove the hydrocarbon productivity of the Eggenburgian and Ottnangian clay in this part of the Vienna basin. Modern data of geochemical research supplied by Chmelík and Müller (1987) substantiate the probable generation of hydrocarbons from kerogene in the geological past and even in recent time in three and more kilometers depth. These interpretations are to be reassumed from the viewpoint of geological, paleogeographic and paleostructural evolution of the entire Moravian part of the Vienna basin. The result would be a deeper knowledge of the geological evolution in space and time together with causes leading to the productivity, or unproductivity, for hydrocarbons in single structures in relation with their geological history (generation of hydrocarbon traps and their destruction in the course of geological development) and with the periods of hydrocarbon migration together with the better knowledge of migration paths.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Význam granátov pre genézu eruptívnych a metamorfovaných hornín

Seminár zorganizovala 20. 10. 1988 bratislavská pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV. Prinášame stručný výber z prednášok, ktoré na seminári odzneli.

J. Mikloš: **Granáty pararúl Malých Karpát**

Granáty si zachovávajú progresívnu zonálnosť. Dominuje v nich almandínová zložka. Použitím publikovaných termobarometrov sme vypočítali takéto teploty homogenizácie granátov: stred granátov 524—610 °C, okraje granátov 500—580 °C pri tlaku 380—490 MPa.

Ľ. Vilinovičová: **Granáty granitoidov Suchého a Malej Magury**

Granáty radu almandín — spessartín z granitoidov Suchého a Malej Magury sú pozoruhodné opačnou tendenciou obsahu spessartínového komponentu od tonalitov po granity (v Malej Magure obsah stúpa). Teploty kryštalizácie granátov granitoidov Malej Magury sú 780—670 °C pri znižujúcom sa tlaku 580—380 MPa, teploty kryštalizácie granátov tonalitov Suchého sú 670—630 °C za konštantného tlaku 420 MPa.

S. W. Faryad, I. Dianiška: **Granáty gemerických granitov**

V granitoidoch Spišsko-gemerského rudohoria bolo vyčlenených 5 typov granátov. Restitový granát (typ A) s obsahom pyropovej molekuly do 18,9 % umožňuje predpokladať vznik granitoidov tejto oblasti na úkor metasedimentov, regionálne metamorfovaných v podmienkach vrchnej časti amfibolitovej fácie. Z koexistencie ranomagmatického granátu (typ B) s magmatickým biotitom sa vypočítali teploty kryštalizácie magmy okolo 750—800 °C, ktoré však najpravdepodobnejšie odrážajú teploty dosiahnuté pri anatektickom tavení metasedimentov. Spessartínový granát (typ C), v zhode s výsledkami štúdia kontaktnotermických premien, dokumentuje úroveň tuhnutia magmy v hĺbke 5—7 km (200—150 MPa). Spessartínový granát (typ D) s relatívne vyšším obsahom grossulárovej zložky než v type C je najpravdepodobnejšie postmagmatického pôvodu. Najmladší granát (typ E s podielom grossulátovo-spessartínovo-almandínových zložiek približne 1/3 : 1/3 : 1/3) je podobný novovytvorenému alpínskemu granátu z granitoidov oblasti Álp a Západných Karpát.

M. Dyda: **Zonalita granátov oblasti Suchého a Malej Magury**

Použitie vyčleneného termometra, zohľadňujúceho neideálny tuhý roztok biotit — granát, ešte nezaručuje vypočítať pravdepodobnú teplotu metamorfného maxima. Geometria zrezu zonálneho granátu je dôležitým faktorom pri sledovaní teplôt rekryštalizácie a koncentračných profilov v granáte. Zonalita granátov poukazuje na odlišnosti v P—T podmienkach a tiež na metamorfný štýl jednotlivých oblastí.

V. Bezák: **Granáty metamorfovaných hornín južnej časti veporika**

Granáty sa študovali v niekoľkých komplexoch metamorfitov rôzneho veku. Vo všetkých komplexoch majú podobné zloženie (s obsahom almandínovej zložky 60—80 %) okrem homogénnych granátov z rulových enkláv, ktoré majú vyšší obsah pyropovej zložky (~ 16 %). Zonálnosť je nevýrazná, vyskytuje sa normálna aj inverzná. Granáty s vysokým obsahom grossulárovej zložky sa nezistili.

V. Slivka: **Aplikace růstových modelů Finlayho a Kerra na granátech dessenské skupiny**

Růstový model, který je založen na systematických variacích chemického složení v závislosti na velikosti granátů, umožnil vyřešit časovou posloupnost krystalizace tří typů zjištěných granátů: spessartínovo-almandínový granát bez zonálnosti; 2. spessartínovo-almandínový granát se zonální stavbou podmíněnou zvýšeným obsahem grossulárové komponenty v lemu granátu; 3. spessartínovo-almandínový granát se zonální stavbou podmíněnou zvýšeným obsahem grossulárové komponenty v jádře granátu. Uvedené typy representují různá časová období růstu jedné generace granátu spjaté s variským tektogenem.

Š. Méres, D. Hovorka: **Význam granátov pri riešení petrogenetických problémov kryštalinika centrálnej zóny Západných Karpát**

Interpretácia rovnakých výsledkov štúdia granátov metamorfitov centrálnej zóny Západných Karpát je odlišná. Regresívnu zonálnosť vysvetľujú niektorí autori ako dôsledok regresívneho štádia variskej metamorfózy. Podľa zistení autorov prednášky ju spolu s ďalšími regresívnymi prejavmi v minerálnych asociáciách spôsobila variská metamorfóza starších (proterozoických), pôvodne vyššie metamorfovaných hornín.

K. Jakabská, E. Fiačanová, M. Činčárová, G. Timčák: **Výsledky štúdia granátov v neovulkanitoch Slovenska**

V bývalom laboratóriu pre výskum nerastných surovín BF VŠT prebiehal v rokoch 1966—1976 výskum granátov. Vypracovali sa metódy separácie granátov, stanovenia ich objemového zastúpenia, stanovili sa podiely pyropovej a andraditovej zložky na základe IČ spektra a algoritmus na prepočty koncových členov granátového radu. Z hľadiska geologického sa zistilo, že skúmané granáty (Záhradné, Brezina, Šiatoroš, Tisovec, V. Šariš, Burzovo, Pomjaslo, Lesné, Beňatina, Kyslinky, Hnúšťa, Rikynčice, Dukovce, Giraltovce, Poprad a Poľana) nepochádzajú z metamorfovaného podložia, ale z hlbších zón (50—150 km).

S. W. Faryad: **Význam granátov pri objasňovaní tektonickometamorfnej histórie staršieho paleozoika gemerika**

Variská regionálna metamorfóza sa v gemeriku uskutočnila prevažne v chloritovej zóne. Novšie sa v metapelitoch východnej časti gelnickej a lokálne aj rakoveckej skupiny zistili almandínové granáty. V horninových súboroch klátovskej skupiny sa okrem granátov reprezentujúcich podmienky metamorfózy amfibolitovej fácie rozlíšili novotvorené granáty v podobe lemov okolo starších granátov, ktoré poukazujú na metamorfné podmienky fácie epidotických amfibolitov. Kontaktné a kontaktnometasomatické premeny vyvolané neskorohercýnskymi granitmi viedli v oblasti gemerika k tvorbe andraditových a spessartínových granátov v karbonátoch a lokálne aj v metabazitoch (grossulárovo-andraditový typ granátov). Alpínska metamorfóza sa najvýraznejšie prejavila v mezozoických horninách meliatskej skupiny. Mala strednotlakový a nízkoteplotný charakter a v modrých bridliciach viedla k vzniku výrazne zonálnych granátov, bohatých na spessartínovú zložku.

J. Spišiak, D. Hovorka, R. Rybka, J. Turan: **Spessartíny metasedimentov staršieho paleozoika gemerika**

V horninách rakoveckej skupiny oblasti Rudnian sa lokálne zistili spessartínové granáty (spolu s piemontitom, chloritom, sericitom a hematitom). Tvoria minerálnu náplň metamorfovaných mangánových konkrécií cm rozmerov. Práca venovaná tejto problematike vychádza v Časopise pro min. a geol. (1988).

Ďalej odzneli tieto prednášky

E. Fediuková: **Horninotvorné granáty — všestranné indikátory podmienok vzniku a metamorfného vývoja hornín**

Korikovskij, S. P., J. Dupej, V. A. Boronichin: **Zonálne granáty rimavických granitoidov a ich genetická interpretácia**

E. Fediuková: **Minerály skupiny granátu — nové pojatie**

D. Hovorka

Mineralia slovaca, 21 (1989), 157—161

Geologicko-ložiskové pomery a technologické vlastnosti nízkovýhrevného lignitu na ložisku Kosorín v Žiarskej kotline

DUŠAN BLAŠKO[1], FRANTIŠEK JURIŠ[2], MÁRIA HRUŠKOVIČOVÁ[1]

[1] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľovská 10, 975 90 Banská Bystrica
[2] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, ul. Marxa-Engelsa 29, 010 01 Žilina

(Doručené 9. 11. 1987, revidovaná verzia doručená 11. 4. 1988)

Economic geological characteristics and technological properties of low fuel-value lignite in the Kosorín deposit, Žiarska kotlina basin, Central Slovakia

The Kosorín deposit of low fuel-value lignite occurs in Pliocene (Dacian to Rumanian) sediments over a basement made of Neogene volcanics. Four lignite seams of hemi-detrite and hemi-xylite are characterized by the brown coal stage of coalification. Thicknesses of single seams fluctuate between 0.3 and 15.8 m.

Úvod

Ložisko nízkovýhrevného tuhého fosílneho paliva (lignitu) sa nachádza v katastri obcí Kosorín a Janova Lehota. Výskyt lignitu zistil v roku 1974 Uránový prieskum (vrt V—693/74) a prieskum ložiska sa tu urobil v rokoch 1973—1983 (Blaško et al., 1984).

Geologická stavba

Z litologicko-faciálneho hľadiska rozlišujeme na ložisku štyri horninové súbory:

ryolity (panón), podložné (vulkanicko-sedimentárne horniny (pont), produktívne súvrstvie (dák, ruman) a piesčito-ílovité hliny, hliny, štrkovité až balvanovité aluviálne náplavy (kvartér).

Ryolity sa vyskytujú v hlbšom podloží panvičky a v jej okolí, kde tvoria menšie telesá. Sú produktom poslednej etapy vulkanickej činnosti v tejto oblasti. Podložné (vulkanicko-sedimentárne horninové súbory sú sedimenty, ktoré vznikli prínosom materiálu z rýchlo zvetrávajúcich okolitých vulkanických hornín do sedimentačného priestoru Žiarskej kotliny. Produktívne súvrstvie tvoria lignitové sloje, ku ktorým radíme i uhoľné íly a silty (íly) s uhoľnou substanciou, silty s rozdielnym podielom ílovitej a piesčitej zložky, íly s rozdielnym podielom prachovitej a piesčitej zložky (vyskytujú sa len ojedinele) a „medzislojové piesky" (aleuritické pieskovce, piesky, tufitické pieskovce).

Charakteristika uhoľných slojov

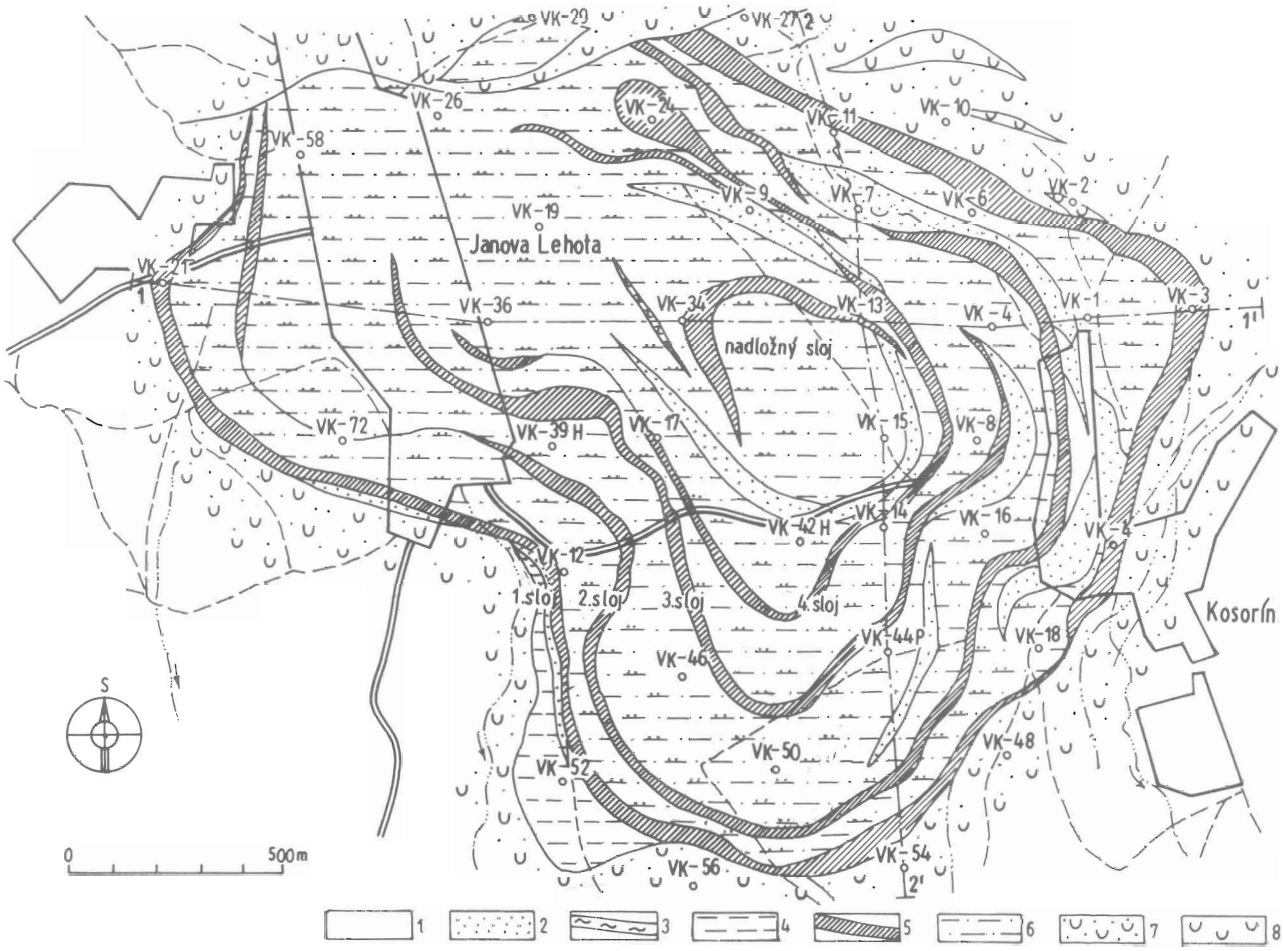
Vlastné ložisko tvoria (obr. 1 a 2) štyri sloje a tzv. „nadložný sloj", ktorý má veľmi malé plošné rozšírenie a bol zachytený len jedným vrtom.

Prvý (spodný) sloj má najväčšie plošné rozšírenie. Tvar sloja je nepravidelný, koncentricky spadajúci do stredu ložiska. Sloj vlastne lemuje konfiguráciu terénu bezprostredného podložia panvičky. Geologická mocnosť sloja (lignit, uhoľné íly, íly s uhoľnou substanciou, vložkami tufitov a tufov) sa pohybuje od 0,3 do 15,8 m. Priemerná mocnosť sloja je 7,2 m. Sloj je rozdelený na 1 až 4 uhoľné polohy s variabilnou mocnosťou. Najväčšie mocnosti sloja sú v jeho východnej a centrálnej časti. Mocnosť postupne klesá do juhozápadnej časti, kde sloj prechádza do uhoľných ílov.

Druhý sloj sa vyvinul na menšej ploche ako prvý, pretože je tu iná konfigurácia terénu. Časť sloja, tak isto ako časť tretieho sloja, denudovala. Sloj má mocnosť od 1,0 m do 6,25 m, priemerne 4,1 m. Najväčšie mocnosti sú v centrálnej a južnej časti ložiska (4—6,25 m). Prvý aj druhý sloj rozdeľujú vložky do jednej až troch uhoľných polôh. V niektorých častiach ložiska je sloj vyvinutý len vo forme uhoľných ílov, resp. ílov s uhoľnou substanciou s niekoľko cm mocnými polohami uhlia. Tieto dva sloje majú najväčší hospodársky význam a tvoria väčšiu časť zásob ložiska.

Tretí a štvrtý sloj majú pomerne malé plošné rozšírenie a geologická mocnosť sa pohybuje od niekoľko cm do 3 m. Priemerná mocnosť tretieho sloja je 1,9 m, štvrtého 1,3 m.

Medzislojové polohy a nadložie slojov tvoria silty a íly s rôznym podielom ílovitej, prachovitej a piesčitej zložky. Majú prevažne sivú až svetlosivú farbu. Prachovité íly sú plastické, piesčité silty sú výrazne laminované a sľudnaté. Veľkosť zŕn piesčitej zložky je okolo 0,X mm. Často obsahujú fosílnu flóru.



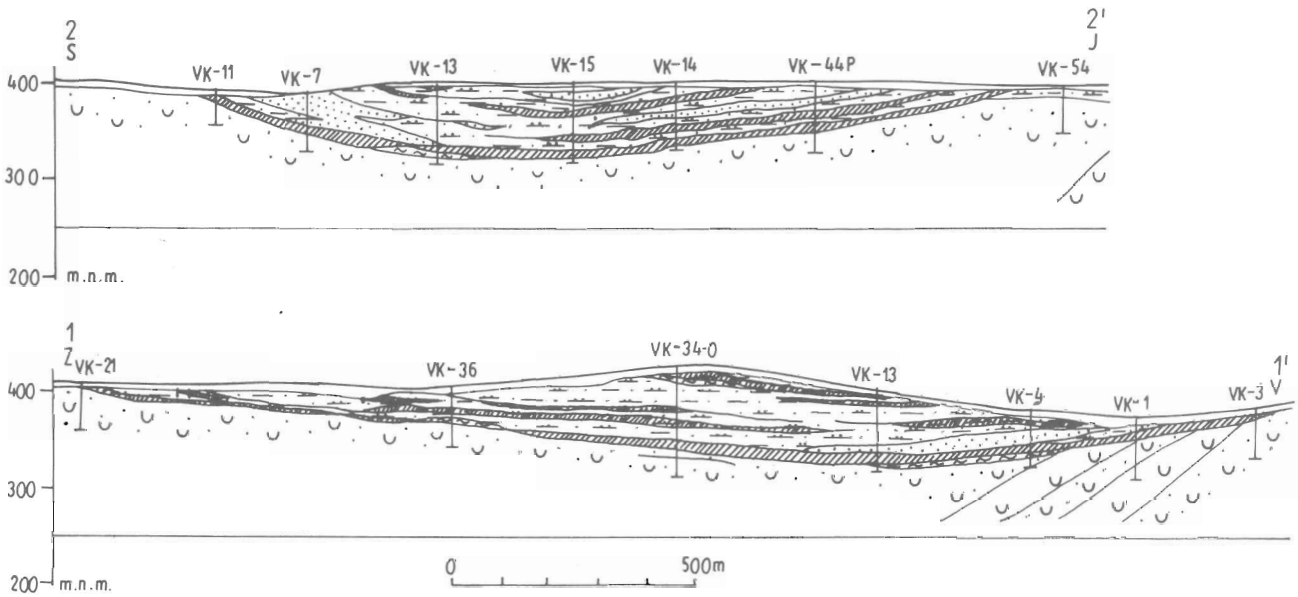
Obr. 1. Geologická mapa ložiska Kosorín. 1 — kvartér, 2 — pieskovce, 3 — uhoľné íly, 4 — ílovité prachovce, 5 — lignit, 6 — piesčito-ílovité prachovce (2—6 — dák až ruman), 7 — tufity, 8 — tufy (7—8 — pont).

Fig. 1. Geological map of the Kosorín deposit. 1 — Quaternary, 2 — sandstone, 3 — coal clay, 4 — argillaceous siltstone, 5 — lignite, 6 — arenaceous to argillaceous siltstone (2—6 — Dacian to Rumanian), 7 — tuffite, 8 — tuff (7—8 — Pontian).

Medzislojové pieskovce predstavujú slabo diagenetícky spevnené aleuritické piesky sivej farby. Často sú sľudnaté. Lokálne prechádzajú do zelenkavých jemnozrnných tufitických pieskovcov, ojedinele s ílovitou prímesou. Podľa charakteru siltov a pieskovcov možno usudzovať, že išlo o pomerne kľudnú sedimentáciu v neveľkom bazéne, kde sa striedali ílovité polohy s jemne piesčitými, ich pomer navzájom kolíše a pozvoľne prechádzajú do jednotlivých petrografických typov. Stratigraficky patrí toto súvrstvie do pliocénu (Konečný et al., 1983 in Blaško, 1984).

Uloženie slojov pod povrchom a ich plošné rozšírenie je podmienené tvarom panvičky a tektonikou. Na severnej strane je ložisko obmedzené tektonickou líniou, za ktorou sú sloje denudované, celá panvička poklesla pozdĺž tejto línie cca o 50 m. V ostatnej časti ložiska sloje buď vykliňujú, alebo vychádzajú na povrch (obr. 2). Prvý (spodný) sloj je uložený pod povrchom od 8,0 m (v okrajových častiach) do 76 m (centrálna časť). Počva prvého sloja má n. v. od 378 do 326 m. Mocnosť celého produktívneho súvrstvia je rôzna, najmenšia je na okrajoch panvičky a najväčšia v centrálnej časti, kde dosahuje mocnosť až 85 m. Tvar panvičky je nepravidelne oválny a sloje sú rozložené na ploche cca 2,5 km^2.

Na základe faciálnej analýzy usudzujeme, že produktívne súvrstvie začalo sedimentovať na pomerne zarovnanom podklade podložných tufitických a tufových hornín panónskeho veku. Časť sedimentačného priestoru denudovala. Panvička mala charakter plytkého močiara, čomu nasvedčuje aj to, že pelitické sedimenty v slojoch a medzi slojmi obsahujú značné množstvo zvyškov zuhoľnatených rastlín. Najpočetnejšie je zastúpená skupina Taxodiacea. Podľa palinomorf usudzujeme na prítomnosť arkototerciérnych listnatých drevín (Alnus, Quencus, Carya, Betula, Fagus a i.). Pomerne často sa stretávame aj so spórami rodu Baculatinsporites. Bisaktálne formy nahosemenných rastlín sa takmer nevyskytujú (Papšíková, 1984).



Obr. 2. Geologické rezy ložiskom. Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 2. Geological profile of the deposit. Explanations as in Fig. 1.

Charakteristika lignitu

Makroskopicky lignit na ložisku Kosorín zaraďujeme medzi humity hnedouhoľného štádia premeny. Vyskytujú sa tu dva základné hnedouhoľné litotypy, ktoré prechádzajú do zmiešaných typov. Okrem nich sa samostatne určil fuzit. Málo pokročilý karbonifikačný proces sa odráža v celkovom charaktere sledovaných litotypov.

Hlavný litotyp — hemidetrit vznikol v prostredí akvatickom až subakvatickom, relatívne v anaeróbnej fácii. V niektorých vzorkách bolo možné pozorovať rašelinový pôvod. V jeho stavbe prevládajú heterogénne zložky rastlinných orgánov v rôznom stupni rozkladu. Detrity sú klastické, ale i jemnozrnné, sivohnedej až tmavohnedej farby. Obsahujú značný podiel ílovitej zložky, takže častokrát sa ich prechod do uhoľných ílov nedá makroskopicky rozoznať.

Ďalším litotypom je hemixylit, ktorý sa na ložisku v porovnaní s hemidetritom nachádza vo veľmi malom množstve. Hemixylit má viditeľnú a dobre rozoznateľnú drevitú štruktúru z rastlinného pletiva. Je hnedý (od svetlo- až po tmavohnedú farbu). Prevláda orechovohnedá farba. Vyznačuje sa zlou štiepateľnosťou (čo je jeho charakteristický znak). Polohy hemixylitov vznikali na úrovni hladiny spodnej vody v relatívne aeróbnej fácii, v pásme krovitých a stromovitých porastov.

Okrem týchto dvoch základných litotypov sa sporadicky v slojoch vyskytuje i fuzit. Obyčajne je veľmi mäkký, krehký a v miestach jeho výskytu má uhlie zvýšenú odlučnosť. Veľmi dobre sa rozotiera, má zamatový lesk. Jeho vznik je viazaný na aeróbnu fáciu. Ďalej sú to zmiešané typy ako hemixylitický hemidetrit, hemidetritický hemixylit, hemisemidetrit a nakoniec je to hemixylit, ktorý vytvára niekoľko cm polohy, ojedinele do 50 cm.

Okrem ílovito-piesčitých a tufitických zložiek sa na

TAB. 1
Základné chemicko-technologické parametre lignitu
Main chemical and technological data of lignite

	1. sloj	2. sloj	3. sloj	4. sloj	ø
pôvodná voda W_t^r v %	37,54	36,94	39,17	36,39	37,38
popol v sušine A^d v %	48,04	47,81	45,29	45,27	47,06
výhrevnosť Q_i^r v MJ.kg^{-1}	6,88	7,44	6,95	5,40	7,04
prch. horľavina V^{daf} v %	57,80	57,21	56,91	58,84	57,60
síra v sušine S^d v %	0,81	1,25	1,88	0,82	1,00
arzén v sušine As^d v g.t^{-1}	53	163	561	124	110
zdanlivá hustota d_a^r v g.cm^{-3}	1,35	1,34	1,35	1,41	1,35

ložisku ako prímes nachádza realgár a pyrit (Hovorka, 1983).

Akostná a technologická charakteristika suroviny

Prehľad základných chemicko-technologických vlastností v priemere podľa jednotlivých slojov je v tab. 1.

Korelačný vzťah medzi obsahom A^d a Q^r_i je

$$Q^r_i = 14{,}8 - 0{,}167\ A^d,$$

koeficient korelácie r = 0,932.

Priemerné chemické zloženie popola na ložisku je (%): SiO_2 60,08, P_2O_5 0,06, Al_2O_3 21,50, MnO 0,08, Fe_2O_3 6,56, Na_2O 0,58, CaO 3,37, K_2O 1,14, MgO 1,48, k/z 6,28, TiO_2 0,69, SiO_2/Al_2O_3 2,79.

Hodnota mäknutia popola t_A je 1196 °C, hodnota topenia popola t_B je 1 359 °C, z toho 17 % nad 1 400 °C a hodnota tečenia popola t_C je 1 376 °C a 66 % nad 1 400 °C (skúmané v oxidačnej atmosfére). Typ ílovitých minerálov v popole je montmorillonitický a popol stredne až ťažko topiteľný.

Skutočné zloženie horľaviny je nasledujúce (%): C^u 70,54; H^u 5,37; S^u 0,06; N^u 0,81; O^u 23,24; spolu 100,02; Q^u_s v MJ · kg^{-1} 26,75. Doplňujúce chemicko-technologické vlastnosti:

Forma síry (%)

S^d — síra celková 1,00; $S^d_{SO_4}$ — síra síranová 0,02; S^d_p — síra pyritická 0,61; S^d_{S+O} — síra sírniková a organická 0,35; FeO^d 0,86, CO^d_2 0,28.

Nízkotepelná karbonizácia (%)

$K_{SK}{}^{daf}$ — koks 68,74, $W_{SK}{}^{daf}$ — voda 10,04, $T_{SK}{}^{daf}$ — decht 8,57, $G^{daf}{}_{SK}$ — plyn 12,65.
Pre popoloviny platí: $M^d = 1{,}053\ A^d$.
Pre hydrátovú vodu platí: $W^d_M = 0{,}924\ A^d$.

V niektorých vzorkách bola dokázaná prítomnosť Ge (100 — 400, ojedinelý prípad až 1 860 ppm).

Celkove možno surovinu charakterizovať kódovým číslom podľa typu 50 a energetickým číslom 164/3/2/2, úžitkovou hodnotou Q^r_i v BVE = 3,13. Štádium preuhoľnenia možno charakterizovať ako počiatok diagenézy a fosilizácie.

Záver

Geologickoprieskumnými prácami na ložisku Kosorín sa vypočítalo 11 496 kt podmienene bilančných a 1 793 kt nebilančných zásob, čo v prepočte predstavuje 3 178 kt merného paliva. Kvalitatívne parametre geologických zásob sú: $W^r_t = 37{,}31$ %, $A^d = 47{,}26$ %, $Q^r_i = 7{,}01$ MJ · kg^{-1} a $d^r_a = 1{,}35$ g · cm^{-3}. Množstvo zásob ložiska Kosorín je cca 9-krát väčšie (prepočítané na merné palivo cca 7-krát väčšie) ako na lome Lehota, ktoré je jediným povrchovým lomom uhlia na Slovensku. Ložisko je vhodné iba na povrchovú ťažbu. Lignit je vhodný na spaľovanie najmä v dvojstupňových fluidných kotloch. Na základe výsledkov získaných pri geologickoprieskumných prácach na ložisku Kosorín môžeme vo vnútorných kotlinách Slovenska predpokladať overenie ďalších ložísk nízkovýhrevného lignitu, vhodných pre povrchovú ťažbu.

Literatúra

Blaško, D. et al. 1981: Záverečná správa a výpočet zásob Pukanec, VP, lignit. *Manuskript — Geofond Bratislava, 96 s.*

Blaško, D. et al. 1983: Záverečná správa a výpočet zásob Handlová-juh — VP uhlia. *Manuskript — Geofond Bratislava, 117 s.*

Blaško, D. et al. 1984: Záverečná správa a výpočet zásob Kosorín VP — lignit. *Manuskript — Geofond Bratislava, 131 s.*

Hovorka, R. 1983: Geologicko-petrografické a geochemické vyhodnotenie uhoľných slojov lokalít Kosorín a Pukanec. [Diplomová práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava, 97 s.*

Economic geological characteristics and technological properties of low fuel-value lignite in the Kosorín deposit, Žiarska kotlina basin, Central Slovakia

The Kosorín deposit of lignite contains low fuel value lignite and occurs in the northwestern marginal part of the Žiarska kotlina basin of the Central Slovakian Midmountains. The deposit extends over cadastral area of Kosorín and Jánova Lehota villages in the Žiar nad Hronom district. Low caloric value lignite seams of the deposit have been subject to exploration and reserves of it have recently been evaluated (Blaško et al., 1984).

Broader surroundings of the deposit are built of the Kremnica stratovolcano of Badenian age, of the younger Vtáčnik stratovolcano (Sarmatian) and even of Neogene sediments deposited in the Žiarska kotlina basin. Paleogene, Mesozoic and partly even Pre-Mesozoic sequences create the basement to Neogene.

The footwall to the lignite seams consists of Neogene sediments originated at the expense of quickly disintegrating volcanites in the surroundings. The "productive" sequence consists of four lignite seams including coal clay and silt with coal substance as well as intercalations of silt, clay and of "interseam" sand (silty and tuffaceous sand to sandstone). The lignite deposit proper consists of four lignite seams and the so called "hanging" seam. The first (lowermost) seam is of largest areal extent with an average thickness of 0.3—15,8 m (7.2 m is the overall average). The

seam may be further subdivided into one to four lignite layers of various thickness. The second seam is present over smaller area as the first one and its geological thickness fluctuates in the 0.1—6.25 m range with an average of 4.1 m. In certain parts of the deposit the seam is represented only by coal clay. The third and fourth seams are of relatively reduced areal extent disclosing geological thickness from several cm to 3 m, the average thickness is 1.9 m and 1.3 m respectively.

According to observations by nacked eye, the lignite in the Kosorín deposit is a humidite originated in the brown coal stage of coalification. Basically two lithotypes are represented passing into intermediate varieties.

The main lithotype is a hemidetrite originated in aquatic to subaquatic environment and in a relatively anaerobic facies. The detrite is clastic to fine and of greyish-brown to dark brown colour. The content of argillaceous admixture is considerable therefore the transition into coal clay is not everywhere discernible.

Hemixylite represents the other main lithotype present however in very small amounts in the deposit. This lithotype preserved well distinguishable wood textures made of plant nettings. Besides both main lithotypes sporadically also fusite occurs in the seams together with transitions as hemixylitic hemidetrite, hemidetritic hemixylite or hemisemidetrite. Also realgar and pyrite have been found as mineral admixtures in the lignite seams together with argillaceous, arenaceous or tuffaceous intercalations.

A review of main chemical and technological properties is given in the Tab. 1.

Calculated reserves of the deposit represent 11,496 thousand tons of conditionally workable as well as 1,793 thousand tons of unworkable lignite what represents 3,178 thousand metric tons of normalized fossil fuel. The calculated geological reserves have the following average quality: water content in natural state (W^r_t) 37.31 %, ash content in dry state (A^d) 47.26 %, calorific value in natural state (Q^r_r) 7.01 MJ . kg^{-1} and specific weight (D^r_a) 1.35 g . cm^{-3}.

The amount of reserves is about nine times larger (if compared the normalized fuel quantity) than the deposit mined in the Lehota open pit which is the single open pit coal mine in Slovakia. The deposit is workable exlusively in open pit conditions.

Seminár Ekonomika nerastných surovín

V októbri 1988 zorganizovala odborná skupina ložiskovej geológie pri ÚV SGS seminár, ktorý bol obsahovo zameraný na aktuálne otázky surovinovej bilancie nášho štátu. Na seminári, ktorý pripravil a viedol prof. M. Böhmer, CSc., z Katedry ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, odznelo 6 referátov, abstrakty ktorých Vám predkladáme:

M. Böhmer, Ľ. Böhmer: **Ekonomika nerastných surovín — základné pojmy a hlavné charakteristiky pre ČSSR**

Prírodné bohatstvo, ako súhrn vonkajších podmienok spoločnosti, môže byť osvojené, vtedy ho považujeme za národné bohatstvo, alebo neosvojené, potenciálne. Geologický prieskum a časť baníckej činnosti rozširuje osvojené prírodné bohatstvo. V procese geologického vyhľadávania a prieskumu prírodné látky prechádzajú do kategórie prírodných zdrojov a zásob. Eonomickým aspektom týchto činností sa zaoberá ekonomika geologickoprieskumných prác alebo ekonomika geologického odvetvia. Vyťažením a určitou mierou úpravy sa nerastná surovina stáva pracovným predmetom s určitou funkciou v národnom hospodárstve. Ekonomikou týchto vzťahov sa zaoberá ekonomika nerastných surovín.

Z mnohých čiastkových ekonomických problémov má veľký význam oceňovanie ložísk v prieskumných etapách alebo v ťažbe, ktoré má byť presné a objektívne.

Na porovnanie s domácou praxou sme uviedli metódy oceňovania ložísk používané západnými autormi. Najbežnejšia je metóda súčasnej hodnoty ložiska (net present value). Je to suma zisku v jednotlivých rokoch upravená časovým koeficientom a zmenšená o potrebné investície. Používa sa tiež podiel súčasnej hodnoty ložiska a potrebných investícií. V minulosti sa často používal Hoskoldov vzorec a spolu s ním aj miera návratnosti investícií vyjadrená v %, prípadne jej prevrátená hodnota — doba návratnosti investícií, ktoré možno aj dnes použiť na ocenenie ložiska, keď sú známe ťažobné a úpravnícke náklady a veľkosť investícií.

Podľa M. Kalného sme v r. 1985 v národnom hospodárstve ČSSR spotrebovali 317,8 mil. t nerastných surovín (prvotných, druhotných a dovezených). Cena domácich nerastných surovín (z prvotných i druhotných zdrojov) bola 76,7 mld Kčs, t. j. 5 % spoločenského produktu ČSSR. V tom istom roku bolo dovezených za 43,5 mld. Kčs nerastných surovín.

Z uvedeného vidno, že nerastné suroviny hrajú významnú úlohu v ekonomike ČSSR. Široké použitie vhodných a presných ekonomických metód by umožnilo optimalizovať rozhodnutia v geologickom prieskume a ťažbe.

M. Berenčík, J. Pástor: **Ekonomika ťažby vybraných nerudných surovín Slovenska**

Ťažba a spracovanie nerudných nerastných surovín sa ešte začiatkom tohto storočia nepovažovali za odvetvie baníctva. Vo vyspelých priemyselných krajinách však postupne množstvo vyťažených nerudných surovín začalo niekoľkonásobne prevyšovať množstvo rúd. Takto sa nerudy dostávali do pozornosti banských podnikateľských kruhov. V súčasnosti sa mnohé ťažiarenské firmy vo svete,

pôvodne zamerané len na rudy, stali významnými ťažiarmi nerúd. U nás je situácia veľmi podobná.

Nerudné suroviny hrajú veľmi dôležitú úlohu v rozvoji našej ekonomiky. Slúžia ako základná surovina v mnohých odvetviach keramického a chemického priemyslu, avšak uplatnenie nachádzajú aj v papierenskom, potravinárskom, elektrotechnickom a v metalurgickom priemysle. V poslednom čase sa začínajú uplatňovať aj vo vývoji novej generácie strojárenských materiálov založených na špeciálnej keramike a vo výrobe špeciálnych kompozícií. Pritom použitie nerudných surovín sa stále rozširuje.

V procese využívania nerudných surovín nehrajú hlavnú úlohu tí, ktorí vlastnia a ťažia ložiská, ale tí, ktorí vlastnia technológiu, pomocou ktorej sú schopní vyrábať z bežných minerálov a hornín ušľachtilé výrobky. Výrobcovia musia však oveľa viac ako pri spracovávaní rúd sledovať technický pokrok, trh a prispôsobovať svoje výrobky dopytu.

Po tzv. „ropnom šoku" v roku 1973 stúpla cena mnohých výrobkov z nerudných surovín. V mnohých prípadoch však nárast ceny je len kompenzáciou za nárast ceny energie (napr. cena páleného magnezitu, cementu alebo expandovaného perlitu).

V československom národnom hospodárstve je trend spotreby nerudných surovín vyrovnane stúpajúci. Napriek tomu, že je mnoho nerudných surovín, ktoré v celom rozsahu musíme dovážať (prírodné diamanty, draselné soli, fosfáty), sú aj také suroviny, v ktorých by sme mohli byť sebestační (fluorit), také, v ktorých je spotreba v podstate plne krytá (napr. cementárske suroviny, bentonit, grafit — malá vločka, baryt), a nakoniec nerudné suroviny, v ktorých patríme k významným vývozcom (napr. magnezit, kaolín). Škoda, že sa k nám stále dovážajú výrobky, ktoré by sme mohli vyrábať bez väčších problémov (napr. flotovaný muskovit, mikronizovaný mastenec a vápenec). Z hľadiska ekonomiky podnikania je nutné zdôrazniť, že výroba všetkých výrobkov z nerudných surovín v rámci našej organizácie je ekonomicky plne samonosná, teda veľkoobchodné ceny plne pokrývajú náklady na ťažbu a úpravu, pritom sú v mnohých prípadoch nižšie ako svetové ceny.

J. Baláž: **Vybrané problémy ekonomiky nerastných surovín v ČSSR**

Prestavba národného hospodárstva prináša aj hlboké zmeny do baníckej činnosti. Najmä pri rudách bola otázka domácej ťažby a dovozu vždy aktuálna. Autor analyzoval postavenie domácej surovinovej základne v nových ekonomických podmienkach.

S. Ladziansky: **Hydrometalurgické spracovanie rúd v ČSSR**

Autor dokumentoval veľký význam vybudovania hydrometalurgického závodu v Bruntále na komplexné spracovanie a ekonomiku rúd neželezných kovov v ČSSR.

S. Štubňa: **Ekonomické aspekty ťažby zlatonosných rúd v ČSSR**

V Československu sa v posledných rokoch zamerala pozornosť geologického prieskumu na chudobné zlatonosné rudy umožňujúce hromadnú ťažbu. V Českom masíve je to ložisko Čelina, Mokřsko a ďalšie, zo slovenských ložísk Kremnica.

J. Maljkovič: **Ekonomika prieskumu nerastných surovín na Slovensku v súčasnosti**

Geologický prieskum na Slovensku v poslednom období značne rozšíril surovinovú základňu v okolí ťažobných závodov, čo by v mnohých prípadoch umožnilo zvýšiť ťažbu. Prednáška sa zamerala na prieskumné náklady na jednotlivé suroviny a analyzovala ich vývoj.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 163—173

Muskovitický pegmatit s obsahom minerálov vzácnych prvkov pri Moravanoch nad Váhom (Považský Inovec)

PAVEL UHER, IGOR BROSKA

Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 6. 6. 1988, revidovaná verzia doručená 3. 7. 1988)

Muscovite pegmatite with minerals of the rare-elements from Moravany nad Váhom (Považský Inovec Mts., Western Slovakia)

An interesting association of garnet — gahnite — columbite — tantalite has been found in a pegmatite body near Moravany nad Váhom village. Beside the questionable aplitoid zone of pegmatite, further zones as the zone of graphic pegmatite, block microcline, block quartz, zone of felspar-quartz-mica, quartz -mica and that of albite have been identified in the body. The pegmatite originated in four stages of evolution (magmatic, stage of felspar hydrolysis. Na-metasomatic and hydrothermal stage). The pegmatite body is lense-shaped with 100—150 m length and 20 m thickness on the surface. According to trace element contents and mineral parageneses the body belongs to the muscovite-rare-element pegmatite type.

Úvod

Počas výskumu akcesorických minerálov granitoidných hornín Považského Inovca (Broska, Uher, 1988) sme v kryštaliniku Považského Inovca v moravianskom telese bojnianskeho bloku zaznamenali zaujímavú granátovo-gahnitovo-kolumbitovú paragenézu. Geograficky lokalita patrí do katastra obce Moravany nad Váhom a je vzdialená 3 km VJV od centra obce na lesnom hrebeni Striebornice pri križovatke turistických značiek.

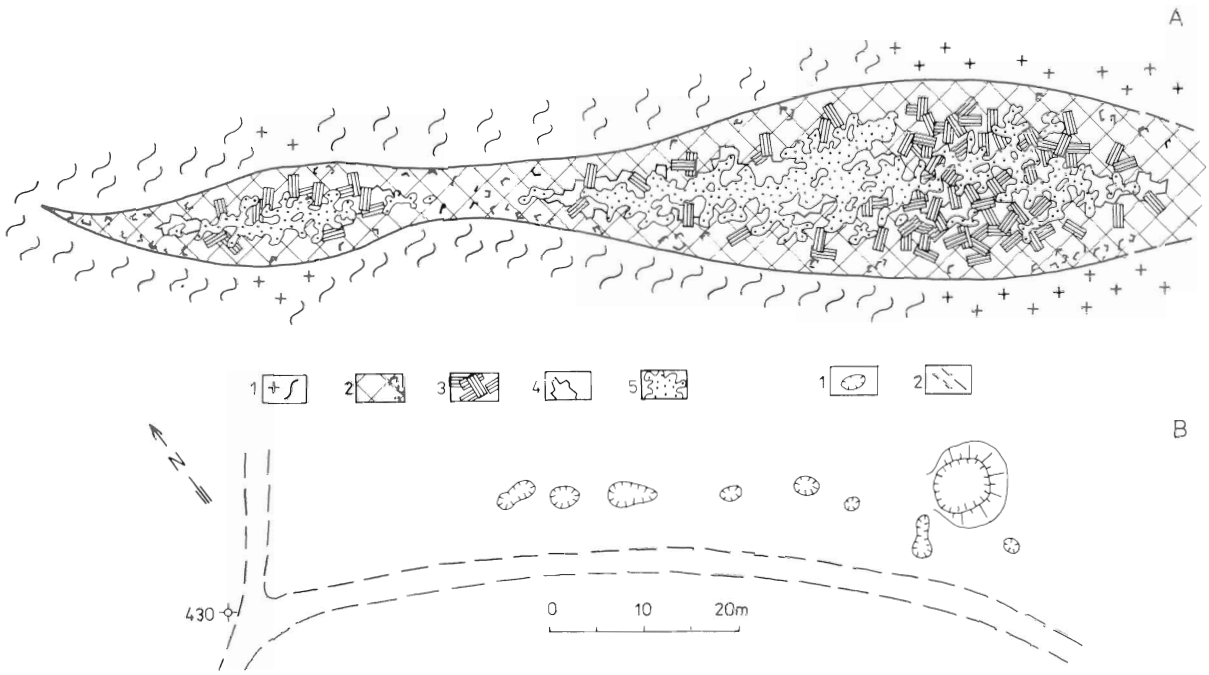
Pegmatit je umiestnený v dvojsľudových granodioritoch až granitoch, lokálne prechádzajúcich do leukokratných pegmatiticko-aplitoidných variet, kým hlavne jeho severná časť je založená v biotitických pararulách metamorfného plášťa (obr. 1, tab. 1).

Pretože samotné teleso pegmatitu nie je odkryté, detailnejšiu vzácnoprvkovú mineralizáciu sme študovali prostredníctvom starých píng, pričom sa nám podarilo identifikovať aplitoidnú zónu (?), zónu grafického pegmatitu, zónu blokového mikroklínu, zónu blokového kremeňa, kremeňovo-živcovo-sľudovú zónu, kremeňovo-sľudovú zónu (bez štruktúry vejárovitého muskovitu) a albitovú zónu. V blízkom okolí (200—500 m) sa v sutine našli aj úlomky pegmatitu s typickou štruktúrou vejárovitého muskovitu a aplitické horniny. V oblasti Moravian nad Váhom možno teda zaznamenať všetkých 7 štruktúrno-textúrnych parageneticky zón západokarpatských pegmatitov (Dávidová, 1978).

Na základe horninovej náplne píng nepredpokladáme výraznejšiu symetrickú zonálnosť pegmatitu, i keď sa javí, že na okrajových častiach telesa prevláda pegmatit nejasne grafickej štruktúry pozvoľne prechádzajúci do blokovej mikroklínovo-perthitovej štruktúry. Centrálnu časť pegmatitu tvorí nesúvislé kremenné jadro a albitizovaná kremeňovo-živcovo-sľudová a kremeňovo-sľudová zóna. Predpokladáme, že teleso pegmatitu má šošovkovitý tvar, dĺžku v plošnom rozmere cca 100—150 m a šírku do 20 m, čím sa radí k jedným z najväčších pegmatitových telies na Slovensku (obr. 1).

Pegmatit, ako sa nám podarilo zistiť, bol už v minulosti predmetom dobývky muskovitu ako prísady do omietok, čo predstavuje jedno z mála špecializovaných využití pegmatitu v Západných Karpatoch. Ťažba, i keď samozrejme mala obmedzený rozsah, bola komerčne úspešná, pretože muskovit bol čistý a dostatočne veľký. Keď predpokladáme, že muskovitu vhodného na spracovanie mohlo byť okolo 3 % objemu horniny, potom sa ho muselo vyťažiť okolo 10 t. Očití svedkovia ťažby spomínajú dve ťažobné jamy. Hlbšia mala 16 m a mala výdrevu obdĺžnikového pôdorysu s rozmermi cca 2 × 3 m. Nad šachticou bolo umiestnené jednoduché zariadenie na vyťahovanie vyťaženého materiálu. Dobývky sa údajne zúčastňovali 3—4 ľudia. Ťažilo sa nepravidelne, a to v rokoch 1936—1944.

Staré banské práce sú dodnes dobre viditeľné v teréne. Tvorí ich sústava 8 píng a nápadnej,



Obr. 1. Schematický náčrt moravianskeho pegmatitu zostavený na základe štúdia horninového materiálu píng (A) a pozícia píng v teréne (B). 1 — okolité horniny (granodiority — granity, pegmatoidné granity, pararuly), 2 — nejasne grafický pegmatit prechádzajúci do blokového mikroklínového pegmatitu (grafická zóna, zóna blokového mikroklínu), 3 — zóny rekryštalizovaného pegmatitu s veľkolupeňovitým muskovitom (živcovo-kremeňovo-sľudová zóna a kremeňovo-sľudová zóna), 4 — zóna blokového kremeňa (kremenné jadro), 5 — zóny s metasomatickým cukrovitým albitom (albitová zóna). 1b — pingy, 2b — turistické chodníky.

Fig. 1. Schematic sketch of the Moravany pegmatite body compiled from rock fragments in ditches (A) and situation of ditches in the field (B). 1 — enclosing rock (granodiorite to granite, pegmatitoid granite and paragneiss), 2 — weakly expressed graphic pegmatite passing into microcline block pegmatite (graphic zone and zone of block microcline), 3 — zone of recrystallized pegmatite with large flakes of muscovite (felspar-quartz-mica and quartz-mica zones, respectively), 4 — zone of block quartz (quartz nucleus), 5 — zone of metasomatic sugar-like albite (albite zone), 1b — ditch, 2b — turistic path.

TAB. 1

Chemické analýzy moravianskeho pegmatitu a okolitých hornín (v %)
Chemical composition of the Moravany pegmatite and surrounding rocks (in weight %)

	Pegmatit	Granodiority			Biotit. pararula
	PI-15/86	PI-13/86	PI-14/86	PI-16/86	PI-12/86
SiO_2	78,86	71,77	69,66	69,23	72,08
TiO_2	0,02	0,18	0,24	0,23	0,55
Al_2O_3	11,78	14,51	15,86	14,63	14,50
Fe_2O_3	0,37	1,29	1,18	0,23	3,74
FeO	0,63	1,01	1,44	3,01	—
MnO	0,16	0,05	0,05	0,05	0,07
MgO	0,29	0,69	0,80	0,80	1,69
CaO	1,04	2,67	2,30	2,18	0,31
Na_2O	2,63	3,81	3,53	3,32	0,70
K_2O	2,10	2,31	3,00	2,74	4,43
P_2O_5	0,16	0,21	0,22	0,18	nest.
H_2O^+	1,86	1,16	1,28	2,52	1,79
H_2O^-	0,32	0,32	0,34	0,34	0,25
Spolu	100,03	99,98	99,90	99,96	100,11

Vzorky PI-13, 14, 15, 16/86 analyzované klasickou silikátovou analýzou (GÚ CGV SAV, Walzel), vzorka PI-12/86 rtg-fluorescenčnou metódou (GÚ CGV SAV, Toman). Vzorka pegmatitu má síce nižší obsah Na_2O ako okolité granodiority, ale pomer Na_2O/CaO, a tým aj Ab/An, je napriek tomu v pegmatite najvyšší.

Lokalizácia vzoriek:

PI-12/86-muskovitícko-kvarcitická pararula Moravany nad Váhom. Zárez červenoznačkovaného chodníka asi 500 m JZ od križovatky zeleno- a červenoznačkovaných turistických chodníkov, 32 °/400 m od kóty Zlatý vrch (480 m n. m.).

PI-13/86 — muskovitícko-biotitický granodiorit Moravany nad Váhom. Dolina Striebornica, asi 10 m dlhý skalný odkryv pri lesnom chodníku naproti ústiu nepomenovaného ľavostranného prítoku do Čierneho potoka, Z od oblasti Lovica, 237 °/1 880 m od kóty Kostolný vrch (569 m n. m.).

PI-14/86 — muskovitícko-biotitický granodiorit Moravany nad Váhom. Dolina Striebornica, asi 2 m dlhý skalný odkryv pri lesnom chodníku v údolí nepomenovaného potôčika, ktorý o 230 m S ústi do Skaličného potoka, 317 °/1 710 m od kóty Krahulčie vrchy (566 m n. m.).

PI-15/86 — pegmatit Moravany nad Váhom. Halda zasypanej kutacej šachtice pri križovatke červeno- a zelenoznačkovaného turistického chodníka, 43 °/1 050 m od kóty Zlatý vrch (480 m n. m.).

PI-16/86 — muskovitícko-biotitický granodiorit Radošina. Údolie Radošinky, asi 30 m dlhý súvislý zárez zelenoznačkovaného turistického chodníka v oblasti Malá Spúšť, 102 °/1 080 m od kóty Zlatý vrch (480 m n. m.).

PI-15A/87 — muskovitícko-biotitický granodiorit. Lokalizácia detto PI-15/86 (odobrané z bezprostredného kontaktu s pegmatitom).

PI-24/87 — leukokratný muskovitícko-aplitícko-pegmatitický granit Moravany nad Váhom. Zárez lesného chodníka cca 200 m SSV od pegmatitu. PI-15/86.

čiastočne zasypanej ťažobnej jamy s haldou, na ktorú sa sústreďovala dobývka muskovitu, o čom svedčia veľké kryštály sľudy priamo na halde. O kúsok ďalej na Z — JZ je tromi pingami a ryhou zachytený ďalší, snáď žilný ťah, kde sme však zistili len kremeň s nepatrnou prímesou muskovitu a živca.

Je zaujímavé, že o tejto exploatácii niet v geologickej literatúre zmienky. Lokalitu spomína len Polák (1971), pričom vyslovuje názor, že mohlo ísť o kutacie práce na zlato, čo by potvrdzoval aj názov blízkej kóty Zlatý vrch (480 m n. m.). Nepatrný obsah Au, konštatovaný v citovanej práci a potvrdený aj teraz (Au < 0,05 ppm), ako i jednoznačne doložený typ horniny — pegmatit — však vylučujú možnosť úspešnej ťažby zlata na lokalite. Nádejnejší môže byť neďaleký žilný ťah predstavujúci azda vysokotemperatúrne kremenné žily.

Horninotvorné minerály pegmatitu

Oligoklas. Zrná bieleho hypidiomorfného oligoklasu majú v priemere 1—3 mm. Plagioklasy oligoklasového zloženia sú bežné najmä v okolitých muskovitických (pegmatoidných) granitoch, ktoré chápeme ako prechodný člen medzi pegmatitom s. s. a dvojsľudovými granitmi — granodioritmi. V samotnom pegmatitovom telese možno lokálne pozorovať prechody týchto hornín najmä do rekryštalizovaného živcovo-kremeňovo-sľudového pegmatitu.

Mikroklín-perthit. Je hlavný minerál nejasne grafického pegmatitu, z ktorého môže pozvoľne prechádzať až do blokového, pričom veľkosť mikroklínových blokov sa pohybuje aj v desiatkach cm. Na čerstvom reze je mikroklín-perthit svetlosivý, častokrát s viditeľnými kríčkovitými až sieťovitými odmiešaninami albitu. Na základe orientačného štúdia rtg difrakcie dvoch vzoriek patrí k intermediárnemu mikroklínu (Δ r = 0,34 − 0,51, Δz = 0,68—0,81 klasifikácie podľa Afoninovej et al., 1979), pričom v polarizovanom svetle nemá typickú mriežkovanú štruktúru.

Mikroklín-perthit viazaný na okrajové časti lokálne vytvára s kremeňom I a muskovitom I agregáty. Niekedy býva prerážaný žilkami cukrovitého albitu, zriedkavo doštičkovitého cleavelanditu.

Kremeň. Vyskytuje sa vo všetkých častiach pegmatitu. V okrajových častiach pegmatitu je časté grafické zrastanie mikroklínu-perthitu so sivým kremeňom I, pričom zväčša výrazne prevláda mikroklín-perthit. Ako kremeň II možno označiť jeho alotriomorfné sivé zrná a agregáty (veľkosť priemerne 1—3 cm), ktoré sa vyskytujú spolu s veľkotabuľkovitým muskovitom I a vytvárajú kremeňovo-muskovitový komplex, zatláčajúci K-živec. V centrálnych častiach pegmatitu sa dajú nájsť do 30 cm veľké kusy čistého svetlosivého — mliečneho kremeňa III, tvoriaceho kremenné jadro. Veľkosť alotriomorfne obmedzených zŕn je rádovo do 1 cm.

Muskovit. Patrí k veľmi hojne zastúpeným minerá-

TAB. 2

Zastúpenie akcesorických minerálov v moravianskom pegmatite a okolitých horninách (v g . t^{-1})
Contents of accessory minerals in the Moravany pegmatite and surrounding rocks (in g . t^{-1})

	Pegmatit	Aplit—granit	Granodiority		Biotitická pararula
	PI-15/86	PI-24/87	PI-15A/87	PI-16/87	PI-12/86
zirkón	13	40	240	280	43
apatit	1	150	135	200	180
allanit	—	—	—	<1	—
monazit	<1	10	80	40	—
xenotím	—	—	<1	5	—
rutil	—	—	<1	—	<1
ilmenit	—	—	<1	<1	<1
magnetit	—	—	—	<1	—
titanit	—	—	—	—	140
granát	17 000	1 300	85	100	6
kolumbit—tantalit	50	—	—	—	—
gahnit	140	—	—	—	—
staurolit	—	—	—	—	46
sillimanit	—	—	—	—	<1
turmalín	<1	—	—	—	160
galenit	—	<1	<1	—	—
sfalerit	<1	<1	—	—	—
pyrit	<1	<1	<1	<1	<1
epidot—zoisit	—	—	—	<1	3
limonit—goethit	<1	5	—	<1	3
leukoxén	—	—	<1	<1	<1

Zirkón bol kvantifikovaný z celohorninových obsahov Zr;

lom v pegmatite, hoci jeho výskyt je dosť nepravidelný. Najnápadnejší muskovit I tvorí idiomorfné — hypidiomorfné kryštály s veľkosťou plôch (001) až 10 cm, hrúbka kryštálov dosahuje niekedy vyše 1 cm. Muskovit I vzniká spolu s kremeňou II pôsobením fluíd na K-živce:

$$3\ K\ (AlSi_3O_8) + 2\ (H_2O,\ F) \rightarrow KAl_3\ [(OH,\ F)_2\ (AlSi_3O_{10})] + 2\ K^+ + 2\ OH^- + 6\ SiO_2$$

Proces hydrolýzy K-živcov paralelizujeme muskovitovým stupňom hercýnskej regresívnej metamorfózy kryštalinika Považského Inovca pri t = 570—500 °C (Korikovskij, Putiš, 1986). Muskovit I je pravdepodobne hlavným koncentrátorom Sn, obsahuje ho okolo 130 ppm (tab. 7).

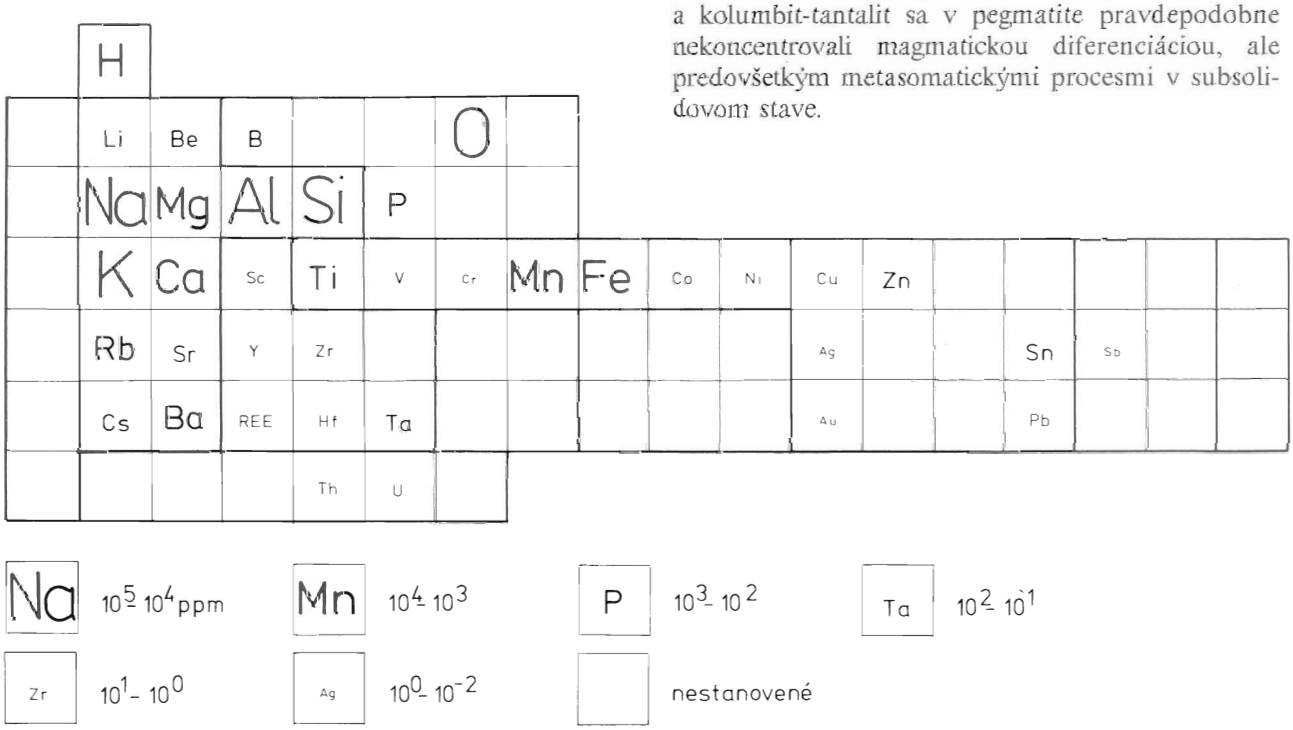
V cukrovitom albite sa vyskytuje menej hojný drobný (< 1 mm, max. 1 cm) muskovit II, ktorý občas obaľuje zrná gahnitu. Na rozdiel od striebrolesklého muskovitu I má niekedy muskovit II slabý jablčnozelený nádych. Muskovit II možno odlíšiť od muskovitu I aj na základe obsahu Li : muskovit I obsahuje 263 ppm Li, muskovit II len 112 ppm (tab. 7). Muskovity zelených odtieňov sú typické v zónach albitizácie vzácnoprvkových pegmatitov (Ryck, 1972; Saľje, Glebovickij, 1976 a i.).

Albit. Je veľmi hojný v podobe jemnozrnného, tzv. cukrovitého albitu (hypidiomorfné — alotriomorfné albiticky lamelované zrná s veľkosťou priemerne 0,1—0,3 mm, niekedy i viac, ktoré tvoria nepravidelné hniezda a zóny veľkosti až pol metra, inokedy preniká v podobe tenkých (cca < 1 mm) nepravidelných žiliek do živca, kremeňa, muskovitu I. Opticky ide o temer čistý albit s An_{02-07}. Cukrovitý albit tvorí metasomatický komplex, nepravidelne rozmiestnený a zatláčajúci všetky ostatné horninotvorné minerály (s výnimkou muskovitu II a snáď časti kremeňa III). S albitom sú geneticky späté aj minerály Be (?), Nb, Ta, Zn (kolumbit-tantalit, gahnit, predpokladaný Be minerál), ale aj hlavná masa granátu a muskovitu II.

Okrem cukrovitého albitu sa v malom množstve vyskytuje i biely doskovitý albit, označovaný ako cleavelandit. Vytvára jednotlivé kryštály alebo častejšie paralelné agregáty dĺžky cca 1—5 cm a hrúbky 0,5—1,5 mm. Cleavelandit presekáva mikroklín-perthit aj kremeň I, II, snáď i III, niekedy asociuje s cukrovitým albitom a muskovitom II.

Akcesorické minerály

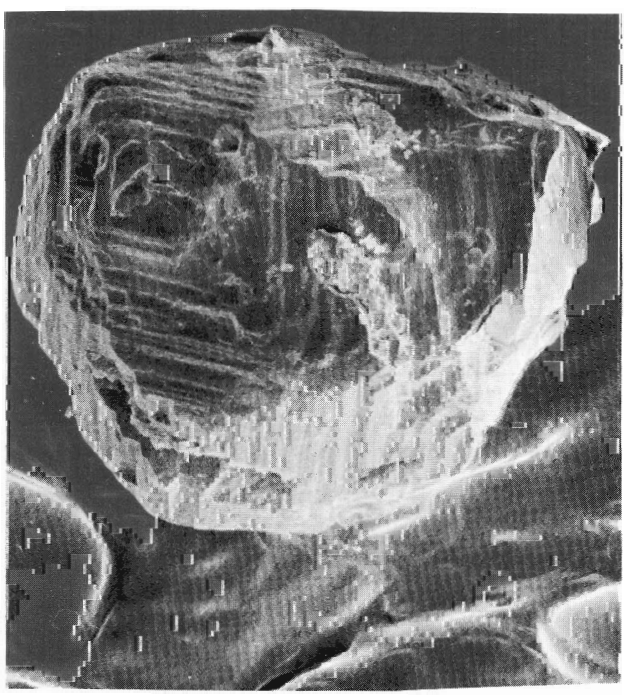
Akcesorické minerály boli vyhodnotené z priemernej vzorky pegmatitu upravenou metódou ťažkých frakcií (Veselský, Žabka, 1976). Podobne boli vyhodnotené aj okolité horniny v moravianskom telese (tab. 2). Z hľadiska kvalitatívneho, ale i kvantitatívneho zastúpenia v rade granodiorit — aplitoidný granit až pegmatit klesá obsah typomorfných akcesorických minerálov (zirkón, apatit, allanit, monazit, Fe-Ti oxidy). Na základe štruktúrneho a paragenetického štúdia možno predpokladať, že granát, gahnit a kolumbit-tantalit sa v pegmatite pravdepodobne nekoncentrovali magmatickou diferenciáciou, ale predovšetkým metasomatickými procesmi v subsolidovom stave.



Obr. 2. Grafické znázornenie pomernej koncentrácie prvkov pegmatitu v rozvinutej forme Mendelejevovej periodickej sústavy prvkov.
Fig. 2. Graphic presentation of relative element concentration in the pegmatite in developed Mendeleyev' periodic system.

Z priemernej kvartovanej vzorky pegmatitu z viacmenej slabšie albitizovaných partií živcovo-kremeňovo-sľudovej zóny s pôvodnou hmotnosťou cca 10 kg sa robili jednak silikátové analýzy (tab. 1) a jednak analýzy stopových prvkov (tab. 3). Kvantitatívne stanovenie Ta a Zn je v dobrej zhode s kvantitatívnym stanovením kolumbitu a gahnitu (tab. 3 a 2). Obsah 41 ppm Be umožňuje predpokladať prítomnosť Be minerálov, hoci sa zatiaľ neidentifikovali. V súlade so zákonitosťami prejavov stopových prvkov v procese magmatickej diferenciácie granitoidov v Západných Karpatoch má pegmatit znížený obsah Sr, Ba a prvkov vzácnych zemín, ale zvýšený obsah Rb (tab. 3). Podľa kvantitatívneho pomeru Rb, Li a Cs, v zmysle Salje a Glebovického (1976), patrí pegmatit medzi muskovitovo-vzácnoprvkové pegmatity. Kvantitatívne vzťahy medzi prvkami stanovenými viacerými analytickými metódami názorne ukazuje obr. 2.

Granát. V pegmatitovom telese miestami dosahuje množstvo až horninotvorného minerálu (niekoľko %). Začiatok jeho tvorby treba klásť až do štádia muskovitizácie horniny, no jeho maximálna koncentrácia je v cukrovitom albite. Zrná s priemernou veľkosťou 0,3—0,5 mm (max. 1,5 mm) majú zväčša nerovnomerný parketovitý vývoj (obr. 3), inokedy sú kryštály sploštené. Len zriedka možno pozorovať dokonale vyvinuté kryštály granátu v podobe spojok (211) a (110). Všetky opísané javy nepravidelného a atypického vývoja granátu svedčia o metasomatických podmienkach vzniku (Nikitin, 1972 a i.).



Obr. 3. Nepravidelný kryštál granátu. Zv. 122 ×.
Fig. 3. Irregular crystal of garnet. Magn. x122.

TAB. 3

Hodnoty stopových prvkov z centrálnej časti pegmatitu v Moravanoch nad Váhom (albitizovaný živcovo-kremeňovo-muskovitový pegmatit)

Contents of trace elements in the central part of the Moravany pegmatite (albitized felspar-quartz-muskovite pegmatite)

Li = 70	La<1	U = 0,9	Co = 6,14
Rb = 403	Ce<3	Th = 1,7	Ni = 3,6
Cs = 33	Sm<1	Zr~6	Zn = 40
Be = 41	Eu<0,1	Hf = 1,09	Pb = 6,2
Sr~23	Tb<1	Ta = 16,5	Sb<1
Ba = 151	Yb = 2,72	Sn = 41	Cu~1,8
B = 13,2	Lu<0,2	V<3	Ag~0,57
Sc = 1,55	Y~7	Cr<1	Au<0,05

Jednotlivé prvky boli stanovované: a) inštrumentálnou neutrónovou aktivačnou analýzou (INAA): Rb, Cs, Sc, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Co, Sb, Au (analyzované v n. p. Geoindustria, závod Černošice); b) optickou emisnou spektrografiou: Be, Sr, Ba, B, Y, Zr, Sn, V, Cr, Ni, Pb, Cu, Ag (GÚ CGV SAV, Medved'); c) atómovou absorpčnou spektrografiou (AAS): Li, Zn (GÚ CGV SAV, Martiny); d) gamaspektrometriou: U, Th (GÚ CGV SAV, Kátlovský). Hodnoty sú udané v ppm.

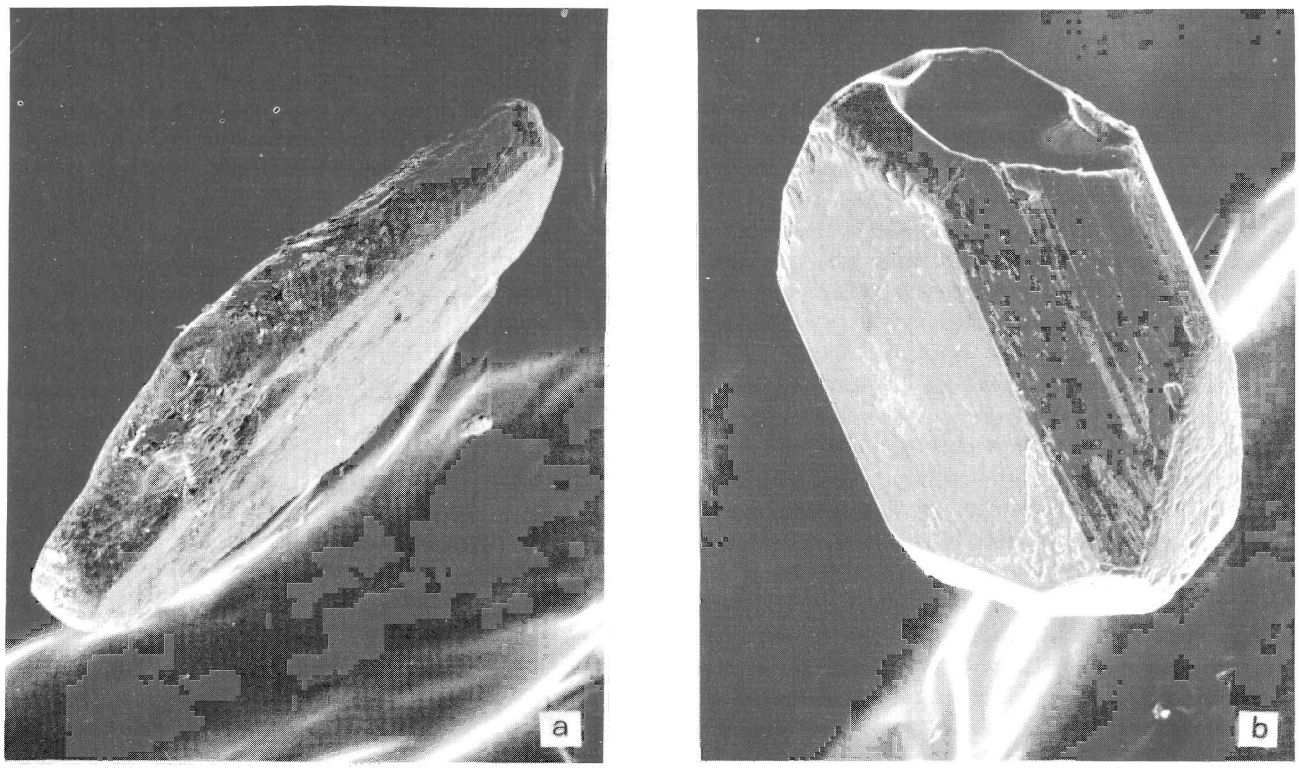
TAB. 4

Rtg difrakčný práškový záznam kolumbitu z pegmatitu pri Moravanoch nad Váhom

Powder diffraction record of columbite from the Moravany pegmatite

d_{mer}	I_{mer}	d_{tab}	$I/I_{1\,tab}$	hkl
7,197	20	7,13	12	020
		5,30	4	110
3,663	70	3,66	50	130, 111
		3,57	10	040
2,969	100	2,96	100	131
1,867	20	2,86	10	200
2,543	10	2,53	6	002
2,502	30	2,49	12	201
2,386	20	2,38	12	060
		2,279	2	151
2,243	5	2,236	4	032
2,217	5	2,207	4	231
2,094	20	2,084	6	132
2,045	5	2,043	4	241
1,907	10	1,898	6	202
1,831	10	1,831	10	260
1,801	5	1,796	4	152, 171
1,775	40	1,772	14	330
1,737	30	1,735	12	062
1,722	40	1,721	20	261
		1,672	2	331
		1,608	2	—
1,540	20	1,534	8	133
		1,516	2	190
1,486	5	1,484	4	262
1,461	30	1,465	14	203
1,457	25	1,454	12	191, 332
		1,432	2	301
		1,393	2	—
1,381	5	1,380	2	401

Tabelované údaje sú zo Selected powder diffraction data for minerals. Hodnoty d sú v 10^{-10} m. Podmienky: 2°/min, 40 kV, 20 mA, goniometer PW 1050/25. Analytik Toman (GÚ CGV SAV).



Obr. 4. Morfológia kolumbit-tantalitu v moravianskom pegmatite. a — Tenkotabuľkovitý kryštál kolumbit-tantalitu. Zv. 166 × b — Idiomorfný hrubotabuľkovitý kryštál kolumbit-tantalitu, Zv. 202×.

Fig. 4. Morphology of columbite-tantalite crystals from the Moravany pegmatite. a — Thin tabular crystal. Magn. x166. b — Idiomorphic thick tabular crystal. Magn. x202.

Kolumbit-tantalit (obr. 4, tab. 4). Vytvára tenko- až hrubotabuľkovité kryštály podľa (010) čiernej farby s polokovovým leskom (obr. 4). Býva idiomorfný, častejšie však s nejasne vyvinutými hranami. Dĺžka tabuliek je okolo 0,3—0,4 mm (max. 2,5 mm). Kolumbit-tantalit sa často prerastá s cukrovitým albitom, vzácne i s granátom. Niekedy sa objavuje na hranici zŕn kremeňa III a cleavelanditu. Chemicky je kolumbit-tantalit z Moravian nad Váhom veľmi variabilný. Na základe uvedených analýz (tab. 5) ide o Fe, Ta-kolumbit, v priemere je pomer Nb/Ta = 3 a pomer Fe/Mn = 3. Niekedy sa však objavujú aj

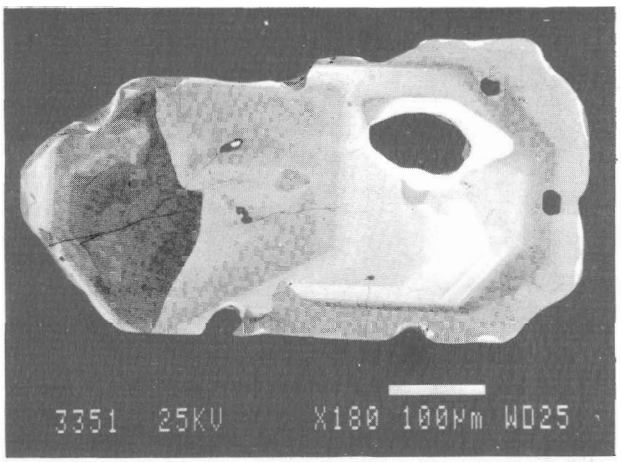
TAB. 5

Analýzy kolumbitu z Moravian nad Váhom PI-15/86 (EDAX)

Chemical composition of columbite from the Moravany pegmatite PI-15/86 (EDAX)

	1. kryštál		2. kryštál		3. kryštál	
	stred	okraj	stred	okraj	stred	okraj
Nb_2O_5	55,19	58,83	47,73	48,20	60,44	60,53
Ta_2O_5	28,06	23,94	36,08	35,27	21,89	21,67
TiO_2	1,00	1,12	0,81	0,68	0,99	1,26
FeO	12,00	11,99	12,24	12,44	12,53	12,63
MnO	3,75	4,12	3,14	3,41	4,14	3,91
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00
Nb	1,557	1,629	1,398	1,409	1,662	1,659
Ta	0,476	0,399	0,636	0,620	0,362	0,357
Ti	0,047	0,052	0,039	0,033	0,045	0,058
$Fe^{2+,3+}$	0,626	0,614	0,664	0,673	0,637	0,640
Mn	0,198	0,214	0,173	0,187	0,213	0,201

Prepočet na 6 kyslíkov. Analytik Krištín (GÚDŠ).



Obr. 5. Rez kryštálom kolumbito-tantalitu podľa (010). Minerál je nepravidelne zonálny s výrazným tantalitovým jadrom (čím jasnejšia farba v reze, tým je vyšší obsah Ta v danom mieste).
Fig. 5. Section accross a columbite-tantalite crystal along (010) plane. The mineral is irregularly zoned with well expressed tantalite nucleus (brighter colour indicating higher Ta content).

TAB. 6
Rtg difrakčný práškový záznam gahnitu z pegmatitu pri Moravanoch nad Váhom
X-ray powder diffraction record of gahnite from the Moravany pegmatite

d_{inter}	I_{inter}	d_{tab}	$I/I_{1\,tab}$	hkl
2,864	85	2,861	84	220
2,443	100	2,438	100	311
2,025	5	2,021	8	400
1,860	5	1,855	10	331
1,654	20	1,650	24	422
1,559	40	1,556	40	511
1,431	45	1,429	43	440
1,266	5	1,278	6	620
1,236	15	1,233	9	533
1,136	5	1,1322	1	711
1,084	10	1,0803	9	642
1,055	10	1,052	12	731
1,013	5	1,0104	4	800
0,955	5	0,9527	5	822
0,936	5	0,9334	9	751

$a_0 = 8{,}0975 \cdot 10^{-10}$ m (Å).
Tabelované údaje sú zo Selected powder diffraction data for minerals. Hodnoty d sú v 10^{-10} m. Podmienky: 2°/min, 40 kV, 20 mA, goniometer PW 1050/25. Analytik Toman.

Nb-tantality s Ta > Nb, ktoré môžu byť aj v jadrách kolumbitovo-tantalitových kryštálov (obr. 5). Na základe mikrofotografií rezov kryštálov na SEM možno v niektorých prípadoch uvažovať o viacetapovitom raste kryštálov kolumbitu-tantalitu (obr. 5). Celkove však v Moravanoch nemožno jednoznačne potvrdiť pravidelný evolučný trend zmeny zloženia od kolumbitov k tantalitom, ako pre pegmatity uvádza Černý et al. (1985), ani opačný trend (tantalit→kolumbit; Fersman, 1940).

V kolumbitoch sú časté inklúzie kremeňa II, III (?) a albitu. V jednom prípade bol na mikrosonde zaznamenaný bližšie neurčený U-minerál. Zvýšený obsah Nb bol určený aj v akcesorických rutiloch okolitých dvojsľudových granodioritov (tab. 2), čo môže svedčiť o genetickej spätosti pegmatitu s granodioritmi.

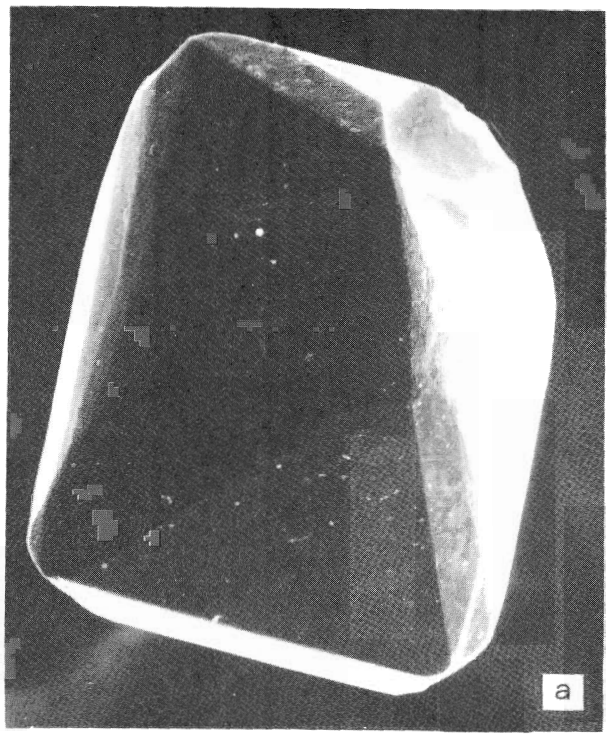
Gahnit (obr. 6, tab. 6). Tiež sa viaže na komplex cukrovitého albitu, kde tvorí priemerne 0,1—0,4 mm (max. 1 mm) veľké oktaedrické zrná, niekedy otupené {110}, pričom podobne ako granát má často stupňovité plochy {111}. Čerstvé kryštály sú dokonale priehľadné, s diamantovým leskom a sýtou zelenou až modrozelenou farbou. Obyčajne sa však vplyvom oxidácie izomorfne viazaného železa ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$) stáva nepriehľadným a stráca lesk. Niektoré kryštály sú po obvode obklopené muskovitom II (podobný jav uvádza Baženova, 1955). Na základe bodových analýz na energodisperznom analyzátore sa preukázalo, že ide o Fe-gahnit, pričom časť gahnitov, ako poukazuje Tuttoch (1981), vykazuje slabé zonálne zloženie s minimom Fe v okrajových častiach kryštálov.

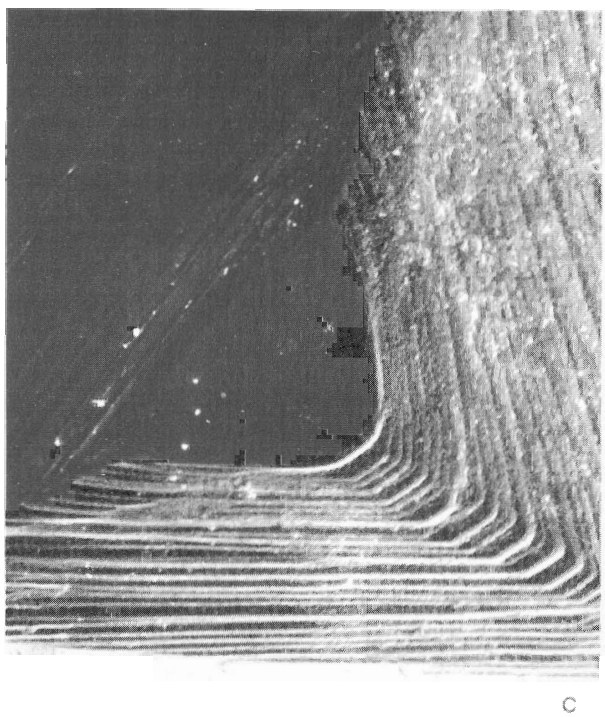
Apatit. Vyskytuje sa len zriedkavo v podobe cca 0,2 mm čírych stĺpčekov (predĺženie 3—4 : 1). Vyskytol sa i apatit celý sfarbený na hnedo, tzv. pleochroický apatit, indikujúci kontamináciu pegmatitového materiálu okolitými kryštalickými bridlicami (Ljachovič, 1979 a i.).

Monazit. Je čírý až slabo žltý, veľmi drobný (okolo 0,1 mm), temer izometrický s relatívne vysokým sklenným leskom. Bol identifikovaný pomocou EDAX-u. Nepatrné uplatnenie sa prvkov TR v moravianskom telese (tab. 3) ukazuje ich zostupný trend, rovnaký ako inde v Západných Karpatoch, kde prvky TR vypadávajú už na začiatku magmatického procesu v relatívne bázických taveninách (hlavne v podobe allanitu), v menšej miere sú zastúpené v leukokratnejších granitoidoch (v podobe monazitu a xenotímu; tab. 2), až sa napokon v priebehu frakcionácie magmy úplne spotrebujú a aplity a pegmatity ich už temer neobsahujú. Tento trend je charakteristický pre granitoidy Západných Karpát (Petrík, Broska, 1985; Broska, 1986).

Zirkón. Vystupuje v dvoch generáciách. Zriedkavejší zirkón I je čírý, drobný (často < 0,1 mm), dlhopriznatický (predĺženie 4 : 1), podľa klasifikácie Pupina (1986) patrí k podtypom L_1—L_2. Spájame ho s počiatočnými štádiami evolúcie pegmatitu.

Zirkón II je ovela väčší (0,2—0,5 mm), vždy nepriehľadný — metamiktný, s drsným povrchom a výrazne prevláda nad zirkónom I. Vystupuje najmä v podobe podtypu G_1—G_2 (obr. 7), niekedy i typu A, ktorý je charakteristický pre albitizované, príp. alka-





Obr. 6. Morfológia kryštálov gahnitu v moravianskom pegmatite. a — Kryštál gahnitu s hladkými plochami. Zv. 462×. b — Kryštál gahnitu s výraznými prírastkovými plochami. Zv. 317×. c — Detail kryštálu gahnitu s prírastkovými zónami. Zv. 1144×

Fig. 6. Morphology of gahnite crystals from the Moravany pegmatite body. a — Gahnite crystal with smooth surfaces. Magn. x462. b — The same with well developed growth surfaces. Magn. x317. c — Detail of gahnite crystal with growth zones. Magn. x1144.

lické granitoidné horniny (Pupin, 1980; Ljachovič, 1979).

Turmalín. Odroda skoryl sa vyskytla len v niekoľkých zrnách (0,2—0,4 mm). Granitoidné horniny a pegmatity Považského Inovca sa vyznačujú jeho neprítomnosťou, prípadne nepatrným zastúpením (Broska, Uher, 1988), podobne je tomu i v prípade moravianskeho pegmatitu. Ojedinelý skoryl vznikal pravdepodobne pri rekryštalizácii pegmatitu (2. štádium), keď sa bór (dovtedy zrejme viazaný na K-živce) pri hydrolýze uvoľňuje a je schopný tvoriť vlastný minerál.

Beryl. resp. Be minerály sú pomerne bežné minerály v pegmatitoch s metasomatickým albitom a tantaloniobátmi (Beus, 1960; Fersman, 1940; Bernard a kol. 1981 a i.). Hoci Be minerál sme v pegmatite nezistili, zvýšený obsah Be v pegmatite (41 ppm) poukazuje na možnú prítomnosť Be minerálu (Beus, 1960). Okrem toho spektrochemické analýzy muskovitu I, albitu a K-živca naznačujú, že v muskovite a oboch živcoch je izomorfne viazaná len malá časť celkového množstva Be obsiahnutého v pegmatite (tab. 7).

Evolučné štádiá vzniku pegmatitu pri Moravanoch nad Váhom (obr. 8)

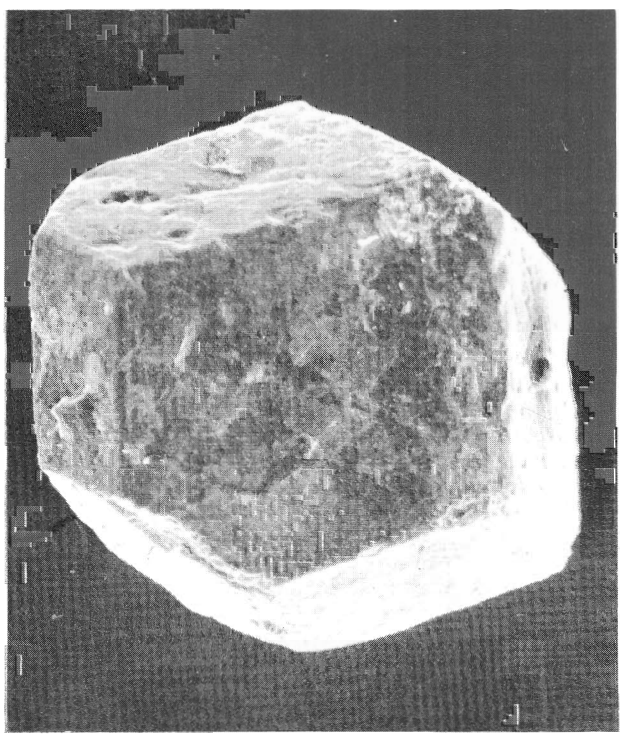
1. Magmatické štádium charakterizuje kryštalizácia oligoklasu, mikroklínu-perthitu, kremeňa I a niektorých akcesórií v závere magmatického procesu v tektonicky oslabených partiách granitoidných

TAB. 7

Kvantitatívna spektrochemická analýza stopových prvkov v muskovite I, II, K-živci a v albite
Quantitative spectrochemical data on trace elements in muscovite I and II, K-felspar and albite

Ozn. vz.	Ba	Be	B	Pb	Sn	V	Cu	Ni	Zr	Co	Y	Sc	Cr	Sr	Li*
muskovit I	186	19,3	14,1	3	132	8	4,4	9,6	14	5,5	36,5	3,5	3,6	7	263
muskovit II	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	112
K-živec	123	6,7	9,2	6,3	1,9	3	33	3	10	3	10	1	6,5	9	N
cukr. albit	135	4,8	3,7	4,9	3,8	3	40	3	10	3	10	1	4,8	12	11

Analýzy sú vyhodnotené podľa „granitových štandardov". N — nestanovené, * — analýza Li atómovou absorpčnou spektrometriou (SPA — analytik Medveď, AAS — analytik Martuny).



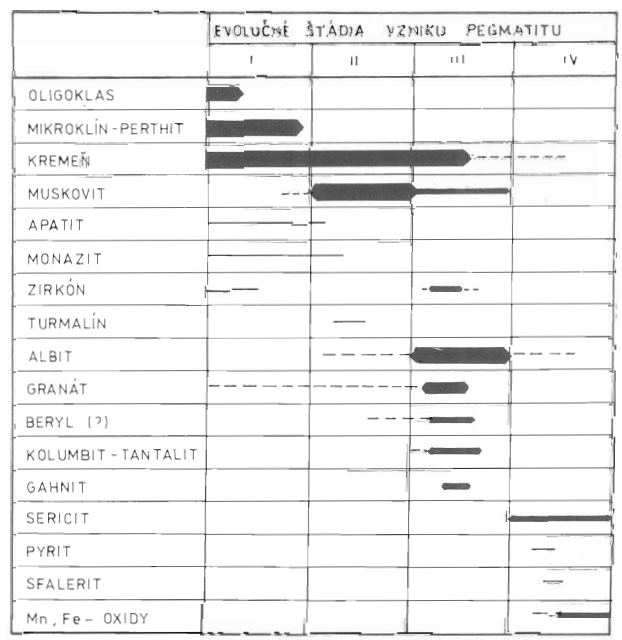
Obr. 7. Zirkón. Podtyp G_1—G_2 Pupinovej typologickej klasifikácie. Zv. 176×.
Fig. 7. Zircon crystal of the G_1—G_2 subtype, according to Pupin's typological classification. Magn. x176.

horním a rúl. Zvyšková tavenina mohla mať zloženie blížiace sa eutektickej zmesi (nejasne grafická štruktúra). Tvorí sa jednoduchý kremeňovo-živcový pegmatit, ku koncu s blokovou štruktúrou K-živca.

2. V štádiu hydrolýzy živcov nastáva rekryštalizácia kremeňovo-živcového pegmatitu pôsobením fluíd — tzv. proces kyslého vylúhovania živcov — tvorí sa hrubozrnný kremeňovo-muskovitový komplex (kremeň II, muskovit I, relikty oligoklasu a mikroklín-perthitu). Tento proces stotožňujeme s tzv. muskovitovým stupňom retrográdnych premien v kryštaliniku Považského Inovca (Kamkovskij, Putiš, 1986). V centre pegmatitu kremeň III uzatvára dutiny (kremenné jadro).

3. Štádium Na-metasomatózy sa prejavuje intenzívnou albitizáciou existujúceho pegmatitu snáď pozdĺž novovorených porúch (tektonická príprava) a kryštalizáciou cukrovitého albitu, cleavelanditu, vzácnoprvkovej mineralizácie podstatnej časti granátu a muskovitu II.

4. Slabo vyvinuté hydrotermálne štádium zahŕňa čiastočnú alteráciu granátu a gahnitu (sericitizácia, vznik nátekov Mn-Fe oxidov), lokálne sericitizáciu albitu a vznik zriedkavých sulfidov (pyrit, sfalerit).



Obr. 8. Schéma evolučných štádií vzniku moravianskeho pegmatitu.
Fig. 8. Scheme of development stages of the Moravany nad Váhom pegmatite.

Záver

V moravianskom telese bojnianskeho bloku Považského Inovca bol v úlomkoch na pingách zistený pegmatit s identifikovateľnou zónou grafického pegmatitu, zónou blokového mikroklínu, zónou blokové-

ho kremeňa, živcovo-kremeňovo-sľudovou zónou, kremeňovo-sľudovou zónou a albitovou zónou. Samostatnú aplitovú zónu ťažko definovať, našli sa len rôzne prechodné horniny typu aplitoidných granitov s nejasným vzťahom k ostatným parageneticým zónam pegmatitu. Predpokladáme, že pegmatit sa vyvíjal v štyroch evolučných štádiách vzniku, a to v magmatickom štádiu, v štádiu hydrolýzy živcov, Na-metasomatózy a v hydrotermálnom štádiu. Mineralogicky je v ňom obsiahnutá dosiaľ v pegmatitoch kryštalinika tatrika a veporika zriedkavá minerálna paragenéza, pravdepodobne vyvinutá v štádiu Na-metasomatózy, v ktorej dominuje granát, gahnit a kolumbit-tantalit. Študovaný pegmatit má črty šošovkovitého telesa dĺžky cca 100—150 m a šírky do 20 m, čím sa radí k jedným z najväčších pegmatitových telies na Slovensku. Z „moravianskeho" pegmatitu sa údajne v minulosti v obmedzenej miere dobýval muskovit.

Keďže pegmatity Západných Karpát sa po mineralogickej stránke považovali za málo zaujímavé, predpokladáme, že naše nálezy, ako i nálezy gahnitov v pegmatitoch Malých Karpát (Gbelský, Krištín, 1985) spolu s nedávnym nálezom berylu v pegmatite na Prašivej (Pitoňák, Janák, 1983), minerály Nb, Ta v pegmatitoch tiež v oblasti západnej časti ďumbierskeho pásma (Határ, 1979) i starší nález pyrochlóru (?) v pegmatitoch Malých Karpát (Valach, 1954) budú podnetom pre ďalší výskum západokarpatských pegmatitov.

Literatúra

Afonina, G. G., Makagon, V. M., Šmakin, B. M. 1979: Diagramma strukturnogo sostajanija ščeločnych polevych špatov v rentgenometričeskich koordinatach i ekspressnaja metodika jego opredelenija. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. (Moskva), 5, 73—82.*

Baženova, L. N. 1955: O ganite iz pegmatitov Zapadnogo Priazovja. *Miner. Sbor. (Lvov), 9, 330—334.*

Bernard, J. H. a kol. 1981: Mineralogie Československa. 2. vyd. *Praha, Academia, 645 s.*

Beus, A. A. 1960: Geochimija berillija i genetičeskije tipy berillijevych mestorožderij. *Moskva, Izd. Akad. Nauk SSR, 332 s.*

Broska, I. 1986: Tipomorfnyje akcessornyje mineraly granitoidov kristallinikuma Maloj Fatry. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 6, 693—707.*

Broska, I., Uher, P. 1988: Accessory minerals of granitoids rocks of Bojná and Hlohovec blocks, Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 505—520.*

Černý, P. Meintzer, R. E., Anderson, A. J. 1985: Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 23, 381—421.*

Dávidová, Š. 1978: Mineralógia a petrografia pegmatitov kryštalinika tatríd. *Miner. slov., 7, 53—59.*

Fersman, A. E. 1940: Pegmatity. Moskva—Leningrad. *Izd. Akad. Nauk SSSR, 712 s.*

Gbelský J., Krištín, J. 1985: Gahnit v pegmatitoch Malých Karpát — príspevok k topografickej mineralógii Slovenska. *In: Akcesorické minerály, ich petrogenetický a metalogenetický význam. Bratislava, GÚDŠ, 65—70.*

Határ, J. 1979: Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalinika západnej časti ďumbierskeho pásma Nízkych Tatier. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript — Bratislava, 191 s.*

Korikovskij, S. P., Putiš, M. 1986: Metamorfičeskaja zonaľnosť i diaftorez v kristallinikume Považskogo Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 2, 115—136.*

Ljachovič, V. V. 1979: Akcessornyje mineraly gornych porod. *Moskva, Izd. Nedra, 296 s.*

Nikitin, V. D. 1972: Osobennosti processov formirovanija mineralov pri metasomatičeskych javlenijach. *In: Pegmatity (mineralogija, genezis i promyšlennaja ocenka). Leningrad, 249—265.*

Pitoňák, P., Janák, M. 1983: Beryl — nový minerál nízkotatranských pegmatitov. *Miner. slov., 15, 231—232.*

Petrík, I., Broska, I. 1985. Akcesorický allanit a monazit: význam pre interpretáciu zloženia granitoidných hornín: *In: Akcesorické minerály a ich význam. Košice, BF VŠT, 31—39.*

Polák, S. 1971: Príspevok k metalogenéze Považského Inovca. *Miner. slov., 11, 237—242.*

Pupin, J. P. 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrol. (Berlín — Heidelberg — New York), 73, 207—230.*

Ryck, J. J. 1972: K voprosu ob uslovijach formirovanija sľudonosnych pegmatitov. *In: Pegmatity (mineralogija, genezis i promyšlennaja ocenka). Leningrad, 30—35.*

Saľje, M. E., Glebovickij, V. A. 1976: Metallogeničeskaja specializacija pegmatitov Vostočnoj časti Baltijskogo ščita. *Leningrad, Nauka, 188 s.*

Tulloch, A. J. 1981: Gahnite and columbite in alkali-feldspar granite from New Zealand. *Mineral. Mag. (London), 44, 335, 275—278.*

Valach, J. 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát. *Geol. Sbor. SAV, 5, 1, 26—58.*

Veselský, J., Žabka, M. 1976: Poznatky pri použití metódy ťažkých frakcií z drvenej horniny pri štúdiu akcesorických minerálov granitoidov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 28, 155—179.*

Muscovite pegmatite with minerals of the rare-elements from Moravany nad Váhom (Považský Inovec Mts., Western Slovakia)

An interesting association of garnet — gahnite — columbite — tantalite has been found in a pegmatite body near Moravany nad Váhom (Považský Inovec Mts.) representing a rare mineral assemblage of West Carpathian pegmatites.

The Moravany pegmatite is emplaced into two-mica granodiorite to granite passing in places into leucocratic pegmatite to aplitoid varieties. The northern part of the pegmatite body occurs in biotite paragneiss of the mantle of intrusive. Ditches exploring the pegmatite body probably for its muscovite content in past allow to assume that the body is lense-shaped, 100—150 m long and up to 20 m broad on the surface. This means that the body is one of the largest pegmatite bodies in the West Carpathians.

Due to the lack of natural outcrops in the pegmatite body, the assemblage of minerals containing REE has been

investigated from the ditched material. Nevertheless, it allowed to identify the aplitoid zone (?), zone of graphic pegmatite, that of block microcline, of block quartz, the quartz-felspar-mica zone and quartz-mica (without fanshaped muscovite) as well as the albite zone.

Geochemical and mineralogical analyses allowed to presume that the pegmatite generation occurred in four stages: magmatic, stage of felspar hydrolysis, stage of intensive Na-metasomatism and hydrothermal stage. The interesting association of garnet — gahnite — columbite — tantalite originated probably in subsolidus state during the Na-metasomatism of pegmatite.

In accordance with the known behaviour of trace elements in the course of magmatic differentiation of granitoids, the Moravany pegmatite contains extremely low amounts od Sr, Ba, Zr and REE but contents of Rb are higher. According to the quantitative ratio of Rb, Li and Cs (Salje, Glebovitzkyi, 1976) this pegmatite is of muscovite-rare-element type.

INFORMÁCIE

Významné zdroje nerastných surovín vo svete

Medzi najbohatšie krajiny sveta v zásobách nerastných surovín sa v súčasnosti zaraďuje aj Brazília. V niektorých rudách a v ťažbe zaujíma vo svete popredné miesto. Z najvýznamnejších surovín uvedieme nasledujúce údaje spracované podľa článkov autorov Filla, Mareschiho a Maceda (1988) v časopise Episodes číslo 3.

Zásoby hlavných druhov nerastných surovín a ich podiel na svetových zásobách v roku 1986

Surovina	Zásoby v mil. t	% podiel na svetových zásobách
niób (kov)	5,9	91,2
baryt	135,0	23,1
grafit	25,2	16,8
mastenec	174,0	12,9
hliník — ruda	2 511,0	10,8
kaolín	1 237,8	9,6
vermikulit	16,0	9,0
železná ruda	17 600,0	8,4
magnezit (kov)	180,0	7,0
cín (kov)	8,2	5,8
nikel (kov)	5,4	5,3
azbest (vláknо)	3,5	3,3
mangán — ruda	210,0	3,3

Suroviny niobu sa nachádzajú v brazílskych komplexoch alkalických karbonatitov, pričom sa využívajú ložiská vzniknuté zvetrávaním týchto hornín. Ťažená ruda obsahuje 1—2,8 % Nb_2O_5, pričom obsahuje ešte apatit, titanit, vermikulit. Ložiská sa nachádzajú najmä v štáte Minas Gerais. Najväčšie ťažené ložisko Arexá má okolo 70 % všetkej svetovej zásoby niobu.

Ložiská železných rúd sú klasické ložiská itabiritov, tzv. železitej formácie proterozoika. 90 % všetkých zásob a 91,5 % ťažby Brazílie sú sústredené v štáte Minas Gerais v oblasti Quadrilatéro Ferrífero v revíre Itabira. Obohatené hematity obsahujú okolo 65 % Fe, nezmenené itabirity okolo 40 % Fe.

Ložiská niklu tvoria z 97 % klasické laterity, známe sú i ložiská sulfidov (napr. Americano de Brasil, Fortaleza de Minas), ale sa nedobývajú. Ložiská vznikli lateritizáciou serpentinizovaných hornín nachádzajúcich sa v archaiku až kenozoiku. 77 % zásob a 80 % ťažby sa nachádza na ložiskách v centrálnych oblastiach Brazílie v revíroch Niquelandia, Barro Celto a Santa Fé. Rudy obsahujú 1—2 % Ni. Prevažujú silikátové typy s minimom limonitického materiálu. Zvetrávacie procesy prebehli v treťohorách.

Rudy mangánu. Sú sedimentárne, oxidické, zásoby činia okolo 210 mil. t, hlavné ložiská sa nachádzajú v oblasti Carajás.

Rudy hliníka. Brazília je na treťom mieste na svete vo výške ťažby bauxitov. Hlavné ložiská z hľadiska výšky zásob (80 %) i z hľadiska výšky ťažby (75 %) sa nachádzajú v oblasti Amazonian — ložiská Almeirín, Trombetas, Paragominos, Faro. Priemerný obsah Al_2O_3 je 45 %, obsah SiO_2 je nízky, obsah Fe_2O_3 sa mení. Hlavný rudný minerál je gibbsit. Pôvodné horniny sú ílovité prachovce, zvetrávacie procesy prebehli v treťohorách. Okolo 20 % zásob

Ťažba (výroba) hlavných druhov nerastných surovín a jej podiel na svetovej ťažbe

Surovina	Výroba v t	% podiel na svetovej ťažbe
niób (kov)	17,2 tis.	87,8
tantál (kov)	33	15,7
cín (kov)	26,4 tis.	15,3
železná ruda	126,8 mil.	15,0
mangánová ruda	2,4 mil.	10,2
hliník (ruda)	6,5 mil.	8,3
mastenec	586,0 tis.	7,0
grafit	34,3 tis.	5,3
magnezit (kov)	185,3 tis.	5,2
azbest (vláknо)	204,3 tis.	5,0
chróm (Cr_2O_3)	135,3 tis.	3,1
nikel (kov)	21,4	3,0

i produkcie sa nachádza na ložiskách v oblasti Caldos, kde sú známe alkalické vyvrené horniny.

Ložiská cínu. Dnes sa na ryžoviskách ťaží hlavne kassiterit, a to v severných oblastiach Brazílie (Amazon River Basin) a v štáte Goias. Zdrojom ryžovísk sú magmatity stredného proterozoika. Ryžoviská sú vytvorené v pochovaných a živých údoliach pleistocénu a halocénu a obsah cínu sa pohybuje od 100 g/m^3 až do 100 kg/m^3. V štáte Goias sa ťažia i primárne rudy — pegmatity, greiseny, greisenizované granity i žilníky a prežilkovanie týchto hornín. S kassiteritom sa ako sprievodné minerály nachádzajú kolumbit, tantalit a wolframit. V obohatených zónach je od 1 do 20 % Sn.

Brazília oficiálne produkuje ročne 24—55 t *zlata.* Predpokladá sa, že okolo 70—80 t zlata vyťaženého z rôznych ryžovísk individuálnymi ťažiarmi (tzv. garimpeiros) sa ilegálne predá a exportuje. Lateritické a aluviálne ryžoviská sú koncentrované v severných oblastiach krajiny (Tapájós, Kinga-Araguai, Alta Foresta, Madeira, Serra Pelada). Z ryžovísk sa získava 80 % produkcie. Primárne ložiská sú rôznych typov — žilné, vtrúsené stratiformné, stratiformné vulkanicko-sedimentárne, metakonglomeráty. Ložiská sú najmä v oblastiach Nová Lima, štát Minas Gerais, Morri Velho a Araci v štáte Bahia. Zlato sa buď priamo alebo ako sprievodný prvok získava i z itabiritových ložísk železných rúd a zo sulfidných ložísk medi a polymetálov.

Zásoby medi. 70 % ložísk a zásob medi sa nachádza v regióne Carajás, najväčším ložiskom je Salobo 3A so zásobami okolo 1 miliardy t s obsahom v priemere 0,8 % Cu. Ložiská sa vyskytujú vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch archaika v oblasti Mara Rosa.

Polymetalických rúd má Brazília relatívne málo. 70 % zásob olovených rúd je na ložisku Morro Agubo, sulfidy sa nachádzajú v pelitických a karbonátových horizontoch vrchného prekambria. Známe a ťažené sú i vulkanicko-sedimentárne ložiská v strednom prekambriu Boquira, Pavelas, Barrinha a ďalšie. 70 % zásob i ťažby zinku sa nachádza na ložiskách v oblasti Vazante, jedná sa o oxidické rudy, ktoré vznikli zo silikátových a karbonátových hornín obohatených zinkom.

Brazília má veľké zásoby ťažiteľných *nerudných surovín.* Veľké zásoby barytu sú v karbonátoch Araxá. Zásoby grafitu sú sústredené na ložisku Pedra Azul, oblasť Minas Gerais, vo forme žiliek vo vysoko metamorfovaných horninách prekambria. Mastenec sa vyskytuje spoločne s magnezitom v karbonátoch na ložisku Brumado (štát Bahia) a na magnezitových ložiskách v ultrabázických horninách v oblasti Nová Lima. Magnezitové ložisko Brumado sa nachádza v dolomitoch pravdepodobne sedimentárneho pôvodu v proterozoiku. 85 % kaolínu sa nachádza v sedimentárnych horninách oblasti Amazonian v okolí rieky Capim a Jari. Ložiská vermikulitu sú lokalizované v alkalických karbonatitových komplexoch — Catalão a Quridor a v ultrabázických horninách — ložisko Paulistana. Brazília má z kapitalistických štátov najväčšie zásoby azbestu. 90 % produkcie vlákien pochádza z ložiska Canabrava, štát Goias. Ložisko má okolo 3 mil. ton istých zásob a v priemere obsahuje 6,7 % vlákien. Brazília je známa produkciou drahokamov. Oblasti pegmatitov Minas Gerais v severnej a južnej Bahii sú základným zdrojom farebných drahokamov — smaragdu, akvamarínu, citrínu, ametystu, záhnedy, turmalínu, topásu, chrystoberitu, knazitu a opálu. Brazília produkuje i diamanty získavané z ryžovísk, i keď ich veľkosť je obvykle menšia ako 1 karát. Ďalej sú tu značné množstvá fosfátov, ílov, vápencov a ďalších surovín na výrobu stavebných hmôt a rôznych predmetov.

J. Bartalský

Mineralia slovaca, 21 (1989), 175—182

Hydrotermálne premeny v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu (okolie Sklených Teplíc)

JOZEF ŠÁLY[1], VILIAM ORUŽINSKÝ[2]

[1] Geologický prieskum, š. p., stredisko Banská Štiavnica—Nová Baňa, 969 00 Banská Štiavnica
[2] Prírodovedecká fakulta UK„ katedra ložiskovej geológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 25. 1. 1988, revidovaná verzia doručená 10. 6. 1988)

Hydrothermal alterations in the northern part of the Štiavnica — Hodruša horst structure (Sklené Teplice area, Central Slovakia)

Argillitized zones and secondary quartzites have been investigated during complex research of hydrothermally altered rocks in the northern part of the Štiavnica — Hodruša horst structure (Štiavnica stratovolcano of Neogene age). New data have been gained from geological mapping, microscopic observations, determination of clay minerals and spectral analytical data of trace elements in altered rocks. The metallogenetic potential of the area has been confirmed.

Úvod

Hydrotermálne alterované horniny sú jedným z častých a zároveň aj dôležitých fenoménov z neovulkanických pohorí Slovenska. Vďaka predchádzajúcim výskumom autorov venujúcich sa problematike premien máme dnes k dispozícii určité informácie o ich povahe, rozložení v priestore a čase, chemickom zložení i vzťahu k okoliu.

Zóny argilitizácie a alterované horniny charakteru sekundárnych kvarcitov boli v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu známe už dávnejšie (Rozložník, 1966). Ich prítomnosť spoločne s ďalšími faktormi umožnila predpokladať mineralizáciu skarnovo-porfýrového typu.

Študovaná oblasť je známa svojou komplikovanou geologickou stavbou, ktorá je výsledkom vzájomnej kombinácie vulkanickej aktivity, intenzívnej zlomovej tektoniky a denudácie medzi jednotlivými vulkanicko-tektonickými fázami. Predkladáme zhrnutie najnovších výsledkov štúdia hydrotermálnych premien okolia Sklených Teplíc.

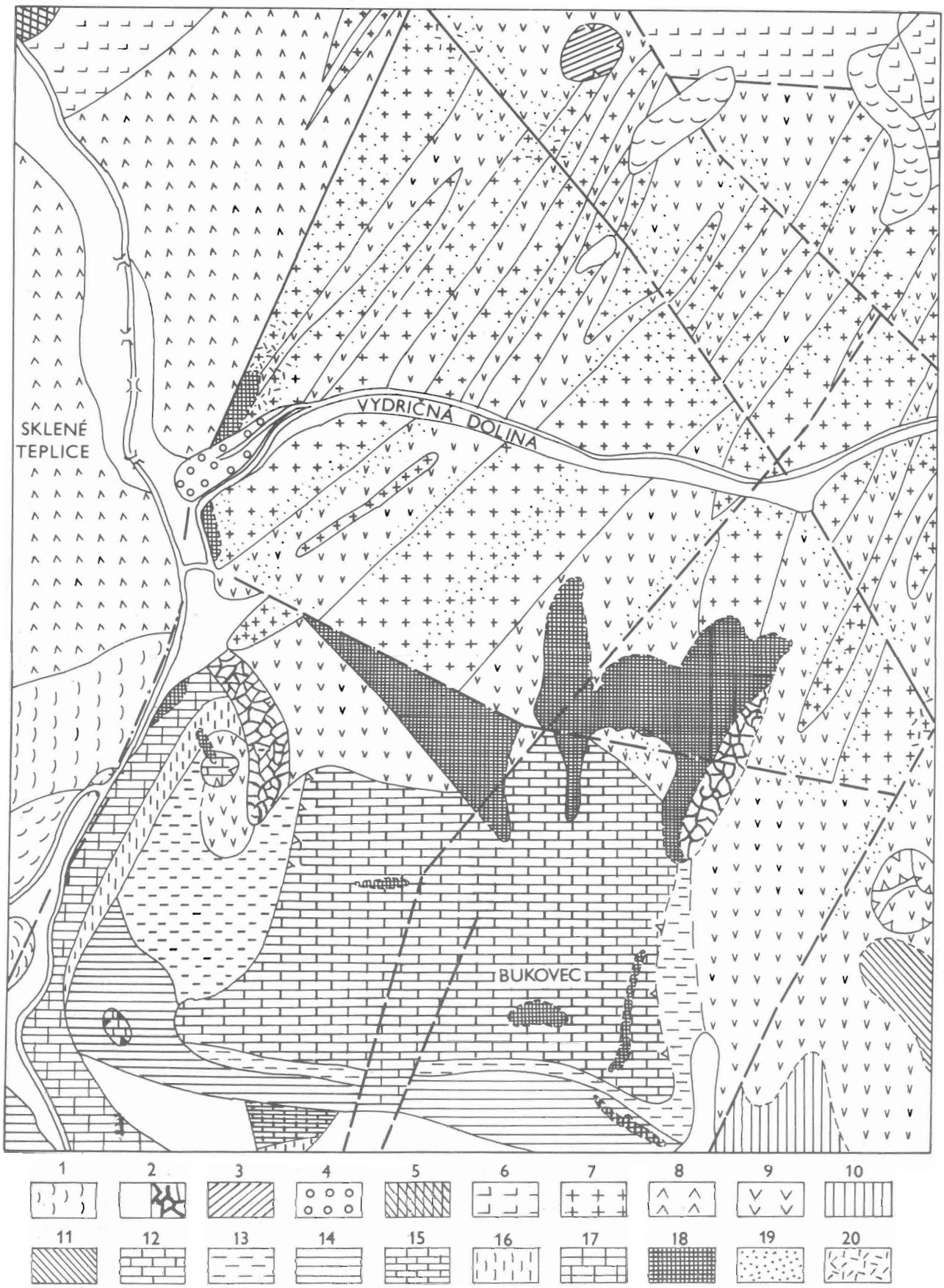
Geologická stavba územia

Štiavnicko-hodrušský hrast predstavuje výraznú tektonickú eleváciu SV-JZ až SSV-JJZ smeru, ktorá sa formovala v priebehu postvulkanických konsolidačných pohybov v V. etape vulkanicko-tektonického vývoja štiavnickej vulkanickej stavby (Konečný, 1969, 1970). V dôsledku zdvihových pohybov centrálnej a poklesových pohybov periférnej zóny štiavnického stratovulkánu postihla maximálne vyzdvihnuté časti hrastu intenzívna deštrukcia a denudácia, čím sa obnažili horniny predvulkanického podložia (Rozložník, 1966; Konečný, 1969).

Pri účelovom geologickom mapovaní Konečný et al. (1983) vyčlenili a opísali v okolí Sklených Teplíc niekoľko geologických blokov, na stavbe ktorých sa zúčastňujú horniny predvulkanického podložia a vulkanického komplexu. Hydrotermálne alterované horniny sú známe hlavne z bloku Bukovca a z bloku Vydričnej doliny.

Blok Bukovca predstavuje maximálne vyzdvihnutý tektonicky ohraničený segment štiavnicko-hodrušského hrastu situovaný JV od Sklených Teplíc. V predvulkanickom podloží bloku vyčleňuje Konečný et al. (1983) spodnú a vrchnú tektonickú jednotku. Od staršieho členenia (Rozložník, 1966) sa táto koncepcia líši preradením spodného a čiastočne aj stredného triasu chočskej jednotky k spodnej tektonickej jednotke, ktorá je ekvivalentom série Veľkého boku. Vrchná tektonická jednotka, reprezentovaná štureckým príkrovom, je ekvivalentom čiernovážskej série. Kryštalinikum, zastúpené vyhnianskou drvenou žulou, vystupuje v JV časti bloku na povrch a smerom na V a Z sa ponára pod mezozoické komplexy (Šalát, Fusán, 1952; Rozložník, 1966, 1970).

Vrstevný sled spodnej autochtónnej tektonickej jednotky sa začína kremencami, bridlicami a verfénskymi bridlicami spodného triasu, potom nasledujú vápence, dolomity a rauwaky stredného až vrchného triasu. Stratigraficky vyšším členom sú epizonálne metamorfované vrstvy karpatského keuperu (bridlice, dolomity, pieskovce). Juru, vystupujúcu na južných svahoch Bukovca, reprezentujú kremenité a rádiolari-


SKLENÉ
TEPLICE
VYDRIČNÁ DOLINA
BUKOVEC
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

tové vápence. Najvrchnejším členom spodnej tektonickej jednotky sú pieskovce a bridlice albu.

V nadloží hornín mezozoika typu Veľkého boku leží na vrchole Bukovca v alochtónnej pozícii relikt triasu štureckého príkrovu, ktorý v členení Konečného et al. (1983) predstavuje vrchnú tektonickú jednotku. Reprezentujú ho vápence a dolomity stredného až vrchného triasu.

Blok Vydričnej doliny je najsevernejšou časťou štiavnicko-hodrušského hrastu. Je budovaný hlavne intenzívne premenenými pyroxenickými až amfibolicko-pyroxenickými andezitovými porfýrmi I. etapy vývoja štiavnického stratovulkánu a početnými dajkami a silami dioritových až granodioritových porfýrov intruzívneho komplexu Baniska (Konečný et al., 1983; Lexa a kol. 1986). Intruzívny komplex nebol doteraz detailnejšie rozčlenený, najčastejšie zastúpenie však majú kremenitodioritové porfýry (Mihaliková in Lexa a kol., 1986). Dajky porfýrov sa ojedinele zistili aj v severnej časti bloku Repište a v podložných horninách vyzdvihnutého bloku Bukovca.

Podložie bloku Vydričnej doliny s najväčšou pravdepodobnosťou tvoria relikty bazálnych paleogénnych zlepencov, vápence a dolomity štureckého príkrovu, mezozoikum typu Veľkého boku a vyhnianska drvená žula (Konečný et al., 1983; Lexa a kol., 1986).

Hydrotermálne premeny sa viažu hlavne na horniny intruzívneho komplexu Baniska a na početné zlomové a poruchové systémy rozdeľujúce najmä oblasť Vydričnej doliny na niekoľko menších blokov. Rozložník (1966) uvádza medzi základnými typmi premien vulkanických hornín štiavnického ostrova propylitizáciu, silicifikáciu a argilitizáciu. Pre andezitové porfýry bloku Vydričnej doliny sú charakteristické prejavy propylitizácie a v okolí zlomov a poruchových zón je možné pozorovať argilitizáciu a lokálne aj silicifikáciu za vzniku sekundárnych kvarcitov. V blízkosti intruzívnych telies kremenitodioritových porfýrov sú andezitové porfýry postihnuté hlavne chloritizáciou, sericitizáciou, adularizáciou a biotitizáciou (Konečný et al., 1983; Šály, 1987). Na intenzívne prejavy prekremenenia triasových vápencov a dolomitov bloku Bukovca upozorňoval už Rozložník (1966).

Výsledky

Hlavným cieľom nášho výskumu bolo bližšie definovať povahu argilitizovaných zón v oblasti bloku Vydričnej doliny a priniesť podrobnejšie informácie o charaktere hornín typu sekundárnych kvarcitov obidvoch študovaných tektonických blokov.

Argilitická alterácia je vyvinutá v niekoľkých pásmach väčšieho plošného rozsahu, medzi ktorými sú prítomné relatívne čerstvé, nepremenené horniny. Tento druh alterácie, pre ktorý je typický vývoj ílových minerálov, sa prejavuje v bloku Vydričnej doliny v rôznej intenzite s postupnými prechodmi do pôvodných vulkanických hornín. Najčastejšie sú alterované kremenitodioritové porfýry intruzívneho komplexu Baniska a v menšej miere amfibolicko-pyroxenické andezitové porfýry. Takmer všetky dôležitejšie tektonické línie a okraje dajok kremenitodioritových porfýrov sú postihnuté premenami typu argilitizácie.

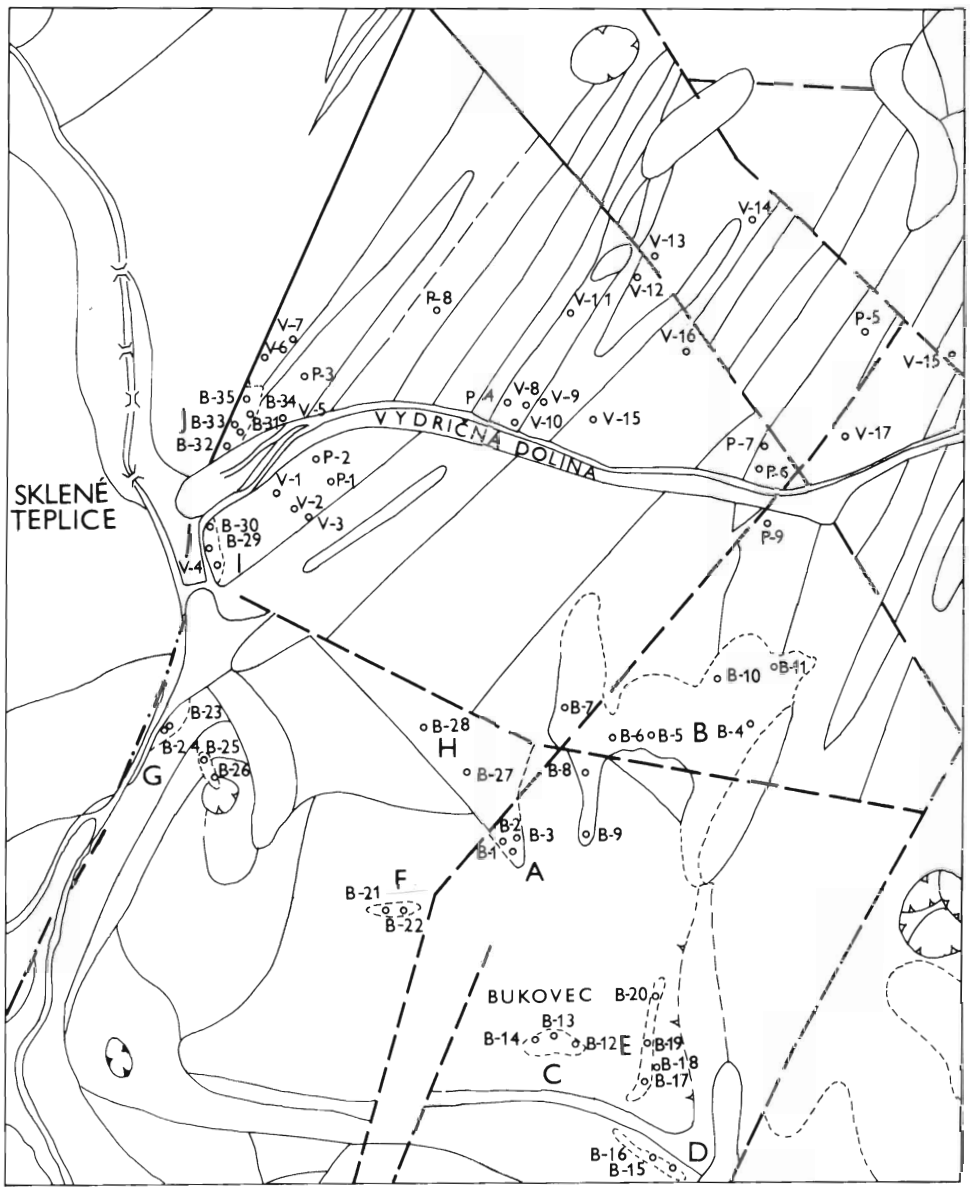
Na separáciu a identifikáciu ílových minerálov bolo vyčlenených celkove 18 vzoriek postihnutých hydrotermálnymi premenami (tab. 1). Najčastejším minerálom je illit, ktorý má jednoznačne dominantné postavenie voči ostatným ílovým minerálom. Kaolinit sa vo väčšom množstve vyskytoval v šiestich vzorkách, montmorillonit je podradne prítomný vo viacerých prípadoch, ale hlavným ílovým minerálom je len vo vzorke V-13. V argilitizovaných kremenitodioritových porfýroch je pomerne častá prítomnosť až makroskopických akumulácií sadrovca.

Výraznejšie rozdiely v pestrosti a zastúpení jednotlivých ílových minerálov a v ich zonálnom usporiadaní sa nezistili. Kvantitatívne väčšia je prítomnosť ílových minerálov v argilitizovaných kremenitodioritových porfýroch.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy hornín intruzívneho komplexu Baniska podporili zistenie, že žily porfýrov a ich okolie majú anomálny obsah niektorých kovov (Rozložník, 1981). Porfýry sa vyznačujú

Obr. 1. Geologická mapa okolia Sklených Teplíc (podľa Konečného et al., 1983 a Šályho, 1987). 1 — zosuvy, 2 — svahové hliny a balvanovitá sutina, 3 — amfibolicko-pyroxenický andezit, 4 — travertín, 5 — nečlenený komplex epiklastického vulkanického materiálu, 6 — nečlenené extrúzie a lávové prúdy, 7 — intruzívny komplex Baniska, 8 — biotiticko-pyroxenicko-amfibolický andezitový porfýr, 9 — pyroxenické až amfibolicko-pyroxenické andezitové porfýry, 10 — sill amfibolicko-pyroxenického andezitu, 11 — pyroxenické andezitové porfýry až andezity, 12 — šturecký príkrov, 13 — 17 mezozoikum v obalovej pozícii, 13 — pieskovce a bridlice (alb), 14 — slienité vápence (titón — barém), 15 — kremenité vápence (doger), 16 — pieskovce a pestré bridlice karpatského keupru (nor), 17 — vápence, dolomity a rauwaky (anis — karn), 18 — sekundárne kvarcity, 19 — argilitizácia, 20 — silicifikácia.

Fig. 1. Geological map of the Sklené Teplice area (according to Konečný et al. 1983 and Šály, 1987). 1 — slump, 2 — slope loam and debris, 3 — amphibole-pyroxene andesite, 4 — travertine, 5 — epiclastic complex, undivided, 6 — extrusive body and lava flow, undivided, 7 — the Banisko intrusive complex, 8 — porphyric biotite-pyroxene andesite, 9 — porphyric pyroxene to amphibole andesite, 10 — sill of amphibole-pyroxene andesite, 12 — Šturec nappe, 13—17—Mesozoic cover position, 13 — sandstone and shale (Albian), 14 — marly limestone (Tithonian to Barremian), 15 — siliceous limestone (Doggerian), 16 — sandstone and variegated shale of the Carpathian Keuper beds (Norian), 17 — limestone, dolomite and rauwacke (Anisian to Carnian), 18 — secondary quartzites, 19 — argillitized zone, 20 — silicified zone.



Obr. 2. Schematické znázornenie geologickej situácie s lokalizáciou miest odberu vzoriek.
Fig. 2. Schematic geological situation and sampling site distribution.

zvýšeným obsahom Cu, Ti, Sr, B a v niektorých prípadoch aj Cr, Pb, Sn, Ag a Zn.

Telesá sekundárnych kvarcitov a silne silicifikované zóny boli v oblasti Zlatý vrch—Bukovec —okolie Sklených Teplíc známe už dávnejšie (Rozložník. 1966). Ich prítomnosť spoločne s ďalšími príznakmi sa považovala za jeden z možných prejavov ložiskotvorných procesov.

Z morfologického hľadiska vytvárajú alterované horniny charakteru sekundárnych kvarcitov telesá pretiahnutých tvarov, skalné útvary a balvanovitú sutinu rôzneho plošného rozsahu. Kontakt s okolím nie je ostro ohraničený, ale pozvoľný, s prechodom do menej silicifikovaných zón a argilitov. Evidentná je ich väzba na dôležité tektonické línie, ktoré rozčleňujú územie na rôzne poklesnuté a vyzdvihnuté bloky. Nejasné je ich postavenie na vrchole Bukovca a na jeho východných a južných svahoch.

V okolí Sklených Teplíc možno na základe našich výskumov rozlíšiť dva typy sekundárnych kvarcitov — typ Bukovec a typ Vydričná dolina. Ich mikroskopickému štúdiu sa venoval Šály (1987).

Sekundárne kvarcity typu Bukovec vznikli silicifikáciou prevažne karbonatických hornín, najmä dolomitov stredného a vrchného triasu šturecké ho príkrovu. Vystupujú v niekoľkých viac-menej súvislých prekremenených pásmach, žilách alebo v balvanovitej sutine. Upresnených bolo celkove osem telies

TAB. 1
Identifikované ílové minerály v alterovaných horninách v bloku Vydričnej doliny
Identified clay minerals in altered rocks of the Vydričná dolina block unit

Čís. vz.	Minerál	Premena
V—1	illit, kaolinit, montmorillonit	slabá argilitizácia slabá silicifikácia limonitizácia sadrovec
V—2	illit, kaolinit, montmorillonit	slabá argilitizácia slabá silicifikácia limonitizácia
V—3	illit, montmorillonit	intenzívna silicifikácia
V—4	illit	intenzívna argilitizácia chlorit
V—5	illit	slabá silicifikácia pyritizácia sadrovec, chlorit
V—6	illit	slabá silicifikácia slabá argilitizácia
V—7	kaolinit, illit	intenzívna silicifikácia limonitizácia
V—8	illit	slabá argilitizácia limonitizácia sadrovec
V—9	illit	intenzívna silicifikácia limonitizácia chlorit
V—10	illit	slabá argilitizácia pyritizácia chlorit, sadrovec
V-11	illit kaolinit	intenzívna argilitizácia pyritizácia
V—12	kaolinit illit	intenzívna argilitizácia
V—13	montmorillonit, illit	slabá argilitizácia
V—14	illit	slabá argilitizácia, chlorit
V—15	kaolinit, illit	slabá argilitizácia
V—16	illit, kaolinit	intenzívna argilitizácia
V—17	illit	slabá argilitizácia, chlorit
V—18	illit	slabá silicifikácia slabá argilitizácia chlorit

Analýzy metódou rtg difrakcie urobila Šamajová. GÚ UK Bratislava. Vzorky V—9, V—13 a V—14 sú andezitové porfýry a ostatné kremenito-dioritové porfýry; lokalizácia vzoriek je na obr. 2.

sekundárnych kvarcitov pod označením A až H (obr. 1 a 2), pričom však v niektorých prípadoch bolo dosť ťažké rozlíšiť primárne výskyty od balvanovitej sutiny (najmä B a H). Stručná charakteristika jednotlivých telies je v tab. 2.

Pórovité sekundárne kvarcity bloku Bukovca prevažne šedej až šedobielej farby často obsahujú drobné drúzy kryštálov kremeňa, pričom identifikované rudné minerály pyrit a limonit sú viazané hlavne na jemnozrnnejší starší kremeň vytvárajúci základnú hmotu. Mladší, hrubozrnnejší kremeň sa vyskytuje v podobe drobných žiliek (Šály, 1987).

Sekundárne kvarcity typu Vydričná dolina vznikli silicifikáciou kremenitodioritových porfýrov a viažu sa na tzv. sklenoteplický zlom. Oproti predchádzajúcemu typu obsahujú viac ílovej zložky, prekremenenie je menej intenzívne a drobné kryštály kremeňa sa vyskytujú len výnimočne. Vytvárajú dve menšie telesá v tesnej blízkosti Sklených Teplíc navzájom oddelených polohou travertínu (obr. 1). Prvé teleso prechádza do argilitizovaných kremenitodioritových porfýrov oveľa rýchlejšie než intenzívnejšie prekremenené teleso SSV od Sklených Teplíc. Z rudných minerálov je prítomný pyrit a limonit.

V obidvoch typoch sekundárnych kvarcitov sme detailnejšie študovali distribúciu stopových prvkov (tab. 3; analýzy SPA-Karelová z GÚ UK Bratislava). Vzorky kvarcitov sú z povrchových východov a len vzorky B-26, B-29 a B-30 sú zo starých prieskumných štôlničiek. Odobraný materiál reprezentuje jednotlivé vyčlenené telesá sekundárnych kvarcitov obidvoch blokov. Miesta odberu vzoriek sú na obr. 2.

Z porovnania distribúcie a priemerných obsahov stopových prvkov (tab. 3 a 4) vidno, že sekundárne kvarcity typu Vydričná dolina majú o niečo vyšší obsah Cu, Ba, Sr, V a Zr. Všetky vzorky so zvýšeným obsahom kovov okrem jednej pochádzajú z bloku Bukovec (napr B-7, B-25, B-26), pričom snáď najzaujímavejšia je analýza sekundárneho kvarcitu B-15 z telesa D na vrchole Bukovca (350 ppm Cu, 132 ppm Mo, 510 ppm Pb, 81 ppm Ag, 500 ppm Zn) a B-3Ľ z blízkosti Sklených Teplíc (550 ppm Cu, 72 ppm Mo, 159 ppm Pb, 710 ppm Ba). Z hľadiska obsahu stopových prvkov je dôležité teleso D (Cu, Pb, Mo, Ag), teleso G má najvyšší obsah Pb (priemer 452 ppm Pb zo štyroch vzoriek), pozoruhodné je aj menšie teleso sekundárnych kvarcitov F zo západného okraja kóty Bukovec.

Diskusia a záver

Poznanie povahy hydrotermálnoalteračných procesov a ich produktov má praktický význam pri vyhľadávaní určitých rudných akumulácií. Potvrdzujú to aj poznatky z mnohých ložísk porfýrových rúd medi a molybdénu, ktoré umožňujú priradenie alterovaných hornín charakteru sekundárnych kvarcitov ak nie k vyhľadávacím príznakom, tak k vyhľadávacím kritériám týchto ložísk (Popov, 1977; Krivcov, 1983).

Rozložník (1981), zaoberajúc sa možnosťami výskytu medňatoporfýrových rúd na území Západných Karpát, považuje periférne časti štiavnicko-hodrušského intruzívneho komplexu za veľmi perspektívne územie. Prítomnosť telies sekundárnych kvarcitov spoločne s protiklonnými dajkami granodioritových porfýrov považuje za sprievodný znak skarnovoporfýrovej mineralizácie. Medzi základné typy premien alumosilikátových hornín hydrotermálnych ložísk patrí argilitizácia, sericitizácia, propylitizácia, drasel-

TAB. 2

Charakteristika telies sekundárnych kvarcitov bloku Bukovca a Vydričnej doliny
Characteristics of high-silica rock bodies in the Bukovec and Vydričná block units

Lokalita Bukovec

A — dolomity štureckého príkrovu; rozsiahle bralo na severnom svahu Bukovca, pestrý charakter; pyrit, limonit.

B — kombinácia rozsiahlych kamenných sutín a východov, rozmery balvanov až do niekoľkých metrov; pyrit, limonit.

C — dolomity štureckého príkrovu; teleso na vrchole Bukovca, rôzna intenzita prekremenenia; pyrit, limonit.

D — slienité vápence; pás kvarcitov SV — JZ smeru pozdĺž západného okraja Bukovca, intenzita prekremenenia nerovnomerná; limonit, pyrit.

E — dolomity štureckého príkrovu; východ S—J smeru na východnom svahu Bukovca, intenzita prekremenenia slabšia, časté žilné formy.

F — vápence štureckého príkrovu; výrazne odlišný charakter oproti ostatným výskytom, intenzívna silicifikácia po vrstevných plochách vápencov; limonit, drúzy kryštálov kremeňa.

G — dolomity mezozoika typu Veľkého boku, pieskovce a bridlice vrchného triasu; dve menšie telesá v hĺbke pravdepodobne súvisiace, prítomné staré banské práce, vyschnutý termálny prameň; limonit, spekularit.

H — dolomity štureckého príkrovu; prevažne balvanovitá sutina s určitými príbuznými znakmi k telesu A, zo S ohraničenie tektonickou líniou, pestrý charakter; pyrit, limonit, drúzy kryštálov kremeňa.

Vydričná dolina

I — kremenito-dioritový porfýr; teleso v zárezе cesty cez Vydričnú dolinu, prechod do argilitizovaných zón pomerne rýchly, dve staré prieskumné diela; limonit, ílové minerály.

H — kremenito-dioritový porfýr; teleso SV od Sklených Teplíc, intenzívne prekremenenie, pozvoľné prechody do argilitizovaných zón; pyrit, limonit, ílové minerály.

Lokalizácia telies je na obr. 1 a 2.

TAB. 3

Obsah stopových prvkov v sekundárnych kvarcitoch typu Bukovec (B-1 až B-28) a Vydričnej doliny (B-29 až B-35)
Trace element contents in high-silica rocks of the Bukovec type (B-1 to B-28) and of the Vydričná type (B-29 to B-35)

Vzorka	Cu	Mo	Pb	Ag	Ni	Co	Sn	Cr	V	Ga	Sc	Sr	Ba	B	Bi	Zr	Y	Zn
B-1	49	102	46	<3	<10	<10	<10	3	54	11	<3	47	98	48	—	<10	<10	<300
B-2	29	43	178	<3	<10	<10	<10	5	56	12	<3	48	170	41	—	<10	<10	<300
B-3	51	25	145	<3	<10	36	<10	4	31	13	<3	39	145	47	—	<10	<10	<300
B-4	51	<10	107	5	<10	<10	<10	3	10	11	<3	26	132	32	—	<10	<10	<300
B-5	30	66	20	5	<10	<10	<10	4	110	12	<3	54	87	46	—	<10	<10	<300
B-6	28	31	107	<3	<10	<10	<10	4	68	12	<3	62	50	41	—	<10	<10	<300
B-7	234	15	229	<3	15	14	<10	5	107	18	<3	159	182	56	—	36	<10	<300
B-8	30	<10	66	<3	<10	<10	<10	<3	<10	12	<3	30	56	47	—	<10	<10	<300
B-9	66	16	141	<3	<10	<10	<10	4	35	12	<3	24	55	40	—	<10	<10	<300
B-10	10	<10	16	<3	<10	<10	<10	3	20	12	<3	26	98	36	—	<10	<10	<300
B-11	34	79	115	<3	<10	<10	<10	6	117	11	<3	117	58	40	—	<10	<10	<300
B-12	26	<10	47	<3	<10	<10	<10	3	10	12	<3	31	110	42	—	<10	<10	<300
B-13	9	<10	101	<3	<10	<10	<10	3	<10	12	<3	33	65	41	—	<10	<10	<300
B-14	54	<10	50	<3	<10	<10	<10	5	46	12	<3	41	52	48	—	10	<10	<300
B-15	350	132	510	81	<10	<10	<10	3	51	<10	<3	30	65	60	—	27	<10	500
B-16	41	42	195	<3	<10	<10	<10	9	54	13	<3	40	51	58	—	10	<10	<300
B-17	12	<10	43	<3	<10	<10	<10	3	<10	10	<3	28	101	32	—	<10	<10	<300
B-18	40	<10	110	<3	<10	<10	<10	<3	<10	10	<3	31	76	30	—	<10	<10	<300
B-19	10	<10	25	<3	<10	<10	<10	<3	<10	10	<3	30	95	36	—	<10	<10	<300
B-20	17	<10	22	<3	<10	<10	<10	<3	<10	10	<3	24	63	31	—	<10	<10	<300
B-21	56	<10	47	<3	<10	<10	<10	3	25	13	<3	36	159	48	—	10	<10	<300
B-22	24	<10	288	<3	12	<10	<10	8	110	<10	4	200	69	30	—	15	<10	<300
B-23	25	21	178	<3	<10	<10	<10	<3	28	16	<3	98	56	37	—	<10	<10	<300
B-24	3	11	141	<3	<10	<10	<10	3	16	12	<3	43	66	37	—	<10	<10	<300
B-25	14	74	810	<3	<10	<10	<10	3	159	16	<3	42	40	50	—	<10	<10	<300
B-26	126	49	680	<3	11	<10	<10	3	96	17	<3	76	120	35	—	14	<10	<300
B-27	27	<10	21	<3	<10	<10	<10	3	<10	10	<3	35	63	30	—	<10	<10	910
B-28	9	<10	<10	<3	<10	<10	<10	<3	<10	10	<3	21	56	30	—	<10	<10	<300
x̄	52	29	159	—	—	—	—	—	45	14	—	53	87	41	—	10	—	—
B-29	8	33	30	3	<10	<10	<10	9	110	<10	<3	91	55	30	—	10	<10	<300
B-30	8	26	30	25	<10	<10	<10	<3	209	11	<3	39	288	30	—	36	<10	<300
B-31	10	<10	62	<3	<10	<10	<10	<3	101	<10	<3	174	107	30	—	36	<10	<300
B-32	21	27	62	<3	<10	<10	<10	<3	93	<10	<3	138	135	30	—	28	<10	<300
B-33	14	63	89	<3	<10	<10	<10	<3	87	10	<3	186	259	30	—	48	<10	<300
B-34	9	23	87	<3	11	<10	<10	<3	52	<10	<3	36	102	30	—	11	<10	<300
B-35	550	72	159	<3	<10	<10	<10	5	115	<10	<3	78	710	30	—	42	<10	<300
x̄	89	36	74	—	17	—	—	—	110	8	—	106	158	30	32	29	—	—

TAB. 4
Porovnanie priemerných obsahov niektorých stopových prvkov v sekundárnych kvarcitoch
Comparison of average trace element contents in high-silica rocks

Lokalita	Cu	Mo	Pb	V	Ga	Sr	Ba	B	Zr
Bukovec (29)	52	29	159	45	12	53	87	41	10
Vydričná dol. (6)	89	36	74	110	8	106	158	30	29
Na Šobove* (43)	25	8	64	51	—	—	192	—	75
Kamenný kopec (5)	10	7	12	26	10	42	90	17	202

Analýza z ložiska Na Šobove a Kamenný kopec prevzatá z práce Oružinský (1985), analyzované metódou rtg fluorescencie, v zátvorke počet vzoriek.

ná metasomatóza a silicifikácia (Meyer, Hemley, 1967; Rose, Burt, 1979). Pre nižšie úrovne argilitickej alterácie je z ílových minerálov charakteristický hlavne illit a kaolinit. Minerálne asociácie pokročilého štádia argilitickej alterácie obsahujú ešte dickit, pyrofylit, alunit, zunyit, diaspor, reziduálny a sekundárny kremeň, rutil, andaluzit, topás, z rudných minerálov hlavne pyrit a hematit, vzácnejšie chalkopyrit, bornit, enargit alebo tennantit (Hemley, Jones, 1964; Ščerbaň, 1975; Knight, 1977; Sillitoe, 1977; Hemley et al., 1980).

Koržinskij (1955) uvádza dva štruktúrne geologické typy argilitizovaných hornín — argilitizované horniny solfatárovej fácie a okoložilné argilitizované horniny. Prvý typ dáva do protikladu so sekundárnymi kvarcitmi a druhý považuje za analógy greizénov v subvulkanických podmienkach. Vlasov (1965) sa díva na argilitizované horniny ako na fáciu sekundárnych kvarcitov a upozorňuje, že americkí autori nazývajú argilitizovanými horninami ten komplex alterovaných hornín, ktorý Nakovnik (1964) vyčlenil ako formáciu sekundárnych kvarcitov. S týmto názorom kategoricky nesúhlasí Volostnych (1972) a prináša rad faktov dokazujúcich neopodstatnenosť chápania argilitov ako jednu z fácií sekundárnych kvarcitov.

Aj z týchto príkladov je zrejmý rozdielny prístup k chápaniu argilitickej alterácie. Doposiaľ neboli spoľahlivo určené jednoznačné kritériá na rozlíšenie supergénnych a hypogénnych procesov pri vzniku argilitov (Rose, 1970; Volostnych, 1972; Popov, 1977). Aj v našom teréne chápu niektorí autori produkty argilitickej alterácie ako výsledok pôsobenia exogénnych činiteľov (Forgáč, Radzo in Rozložník, 1970). Konečný et al. (1983) uvádzajú, že okraje dajok kremenitodioritových porfýrov intruzívneho komplexu Baniska sú vybielené a argilitizované v dôsledku hypergénnych premien pyritizovaných hornín poruchových zón. Naproti tomu podľa Šályho (1987) by minerálna paragenéza illit — pyrit, často prítomná v argilitizovaných zónach bloku Vydričnej doliny, nemala mať v hypergénnych acidných podmienkach svoje opodstatnenie.

Fyzikálno-chemické podmienky vzniku alterovaných hornín charakteru sekundárnych kvarcitov študovali niekoľkí autori (Hemley, Jones, 1964; Ivanov, Fonarev, 1970; Ščerbaň, Borovikova, 1977; Hemley et al., 1969, 1980 a i.). Veľmi zjednodušene možno povedať, že tieto horniny predstavujú výsledný produkt vzájomného pôsobenia pôvodných hornín a ultrakyslých hydrotermálnych roztokov, ktoré obsahujú ióny draslíka a sulfátov. Ekvivalentným termínom v zahraničnej literatúre je termín pokročilá argilitická alterácia (Hemley, Jones, 1964; Sillitoe, 1977), solfatárová alterácia (Burbank, Luedke, 1969), prípadne aj fylitická alterácia (Lowell, Guilbert, 1970).

Procesy vzniku sekundárnych kvarcitov v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu sa uskutočnili v dvoch geochemicky odlišných prostrediach — alumosilikátovom v bloku Vydričnej doliny a karbonatickom v bloku Bukovca. Obsahy stopových prvkov sú v oboch typoch sekundárnych kvarcitov pozoruhodné. Typ Bukovec má priemerný obsah takmer všetkých sledovaných prvkov o niečo nižší (tab. 4), čo pravdepodobne spôsobuje rozdielny charakter pôvodných hornín. Priemerný obsah Cu, Mo a Pb majú obidva typy kvarcitov dokonca vyšší, než je tomu na známom ložisku sekundárnych kvarcitov Na Šobove, kde možno predpokladať ovplyvnenie ich zloženia rudotvornými procesmi pri vzniku podložných polymetalických žíl (Oružinský, 1985; Oružinský, Sombathy, 1986).

Štúdium argilitizovaných zón a alterovaných hornín charakteru sekundárnych kvarcitov v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu prinieslo informácie, ktoré potvrdzujú metalogenetickú nádejnosť a perspektívnosť tohto územia. Bolo by vhodné pokračovať v detailnejšom štúdiu tejto oblasti hlavne so zameraním na prejavy rudnej mineralizácie.

Literatúra

Burbank, W. S., Luedke, R. G. 1969: Geology and ore deposits of the Eureka and adjoining districts, San Juan Mountains. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 535, 73 s.*

Hemley, J. J., Jones, W. R. 1964: Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol. (Washington), 59, 538—569.*

Hemley, J. J. et al. 1969: Some stability relation of alunite. *Econ. Geol. (Washington), 64, 599—612.*

Hemley, J. J. et al. 1980: Some equilibria in the system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O and some general implications for alteration mineralization processes. *Econ. Geol. (Washington), 75, 210—228.*

Ivanov, I. P., Fonarev, V. I. 1970: Mineraľnyje rovnovesja v otkrytom systeme H_2O — K_2O — SiO_2 — Al_2O_3 a ich priloženija k probleme gidrotermaľnogo metamorfizma. *In: Problemy metasomatizma. Moskva, 335—342.*

Knight, J. E. 1977: A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Econ. Geol. (Washington), 72, 1 321—1 336.*

Konečný, V. 1969. Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). *Miner. slov., 3—4, 177—198.*

Konečný, V 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5—41.*

Konečný, V., Lexa, J., Havrila, M. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu kúpeľov Sklené Teplice. [Čiastková záverečná správa]. *Manuskript — Geofond Bratislava, 35 s.*

Koržinskij, D. S. 1955: Očerk metasomatičeskich procesov. In: Osnovnyje problemy učenija ob endogennych mestoroždenijach. *Moskva, 212 s.*

Krivcov, A. I. 1983. Geologičeskije osnovy prognozirovanija i poiskov medno-porfyrovych mestoroždenij. *Moskva, 254 s.*

Lexa, J. a kol. 1986: Vysvetlivky k listu Žiar nad Hronom. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Lowell, J. D., Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in the porphyry ore deposits. *Econ. Geol. (Washington), 65, 373—408.*

Meyer, C., Hemley, J. J. 1967: Wall-rock alteration. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. H. L. Barnes. New York, 166—235.*

Nakovnik, N. I. 1964: Vtoryčnyje kvarcity SSSR i svjazannyje s nimi mestoroždenija poleznych iskopajemych. *Moskva, 287 s.*

Oružinský, V. 1985: Sekundárne kvarcity štiavnickej vulkanickej stavby, ich vznik, geologická pozícia a vzťah k metalogenéze. [Kand. diz. práca.] *Manuskript — GÚ SAV Bratislava, 136 s.*

Oružinský, V., Sombathy, L. 1986: Distribúcia Au a Ag v stredoslovenských dinasových kremencoch. *Miner. slov., 18, 525—533.*

Popov, V. S. 1977: Geologija a genezis medno- i molibden-porfyrovych mestoroždenij. *Moskva, 200 s.*

Rose, W 1970: Zonal relations of wallrock alterations and sulfide distribution at porphyry copper deposits. *Econ. Geol. (Washington), 65, 920—936.*

Rose, W., Burt, D. M. 1979: Hydrothermal alteration. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2-nd ed. Ed. H. L. Barnes, New York, 173—235.*

Rozložník, L. 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava, 244 s.*

Rozložník, L. 1970: Regionálny ložiskový výskum stredoslovenských neovulkanitov. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Rozložník, L. 1981: Možnosti výskytu meďnato-porfýrových rúd na území Západných Karpát. *In: Zbor. referátov z II. baníckogeol. dní v Zlatej Idke. Košice.*

Sillitoe, R. H. 1977: Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. *In: Volcanic processes in ore genesis. London, 99—116.*

Šalát, J., Fusán, O. 1952: Výskyt mladšieho paleozoika v oblasti Hodruša-Vyhne. *Geol. Zbor., III/1—2.*

Šály, J 1987: Prejavy medenoporfýrového zrudnenia v okolí Sklených Teplíc. [Dipl. práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava, 110 s.*

Ščerbaň, I. P. 1975: Uslovija obrazovanija nizkotemperaturnych okolorudnych metasomatitov. *Novosibirsk., 212 s.*

Ščerbaň, I. P., Borovikova, G. A. 1977: Fiziko-chimičeskije uslovija obrazovanija vtoryčnych kvarcitov. *Geol. Geofiz., 3, 144—148.*

Vlasov, G. M. 1965: O dvuch tipach gidrotermaľnoj argilitizaciji. *Geol. rud. Mestorožd., 3, 82—91.*

Volostnych, G. T. 1972: Argilitizacija i orudenije. *Moskva, 236 s.*

Hydrothermal alterations in the northern part of the Štiavnica — Hodruša horst structure (Sklené Teplice area, Central Slovakia)

The paper presents new data on hydrothermally altered rocks in the northern part of the Štiavnica — Hodruša horst structure. The area is known for its intricate geological structure resulting from volcanic activity of Neogene age, strong faulting and erosion between single stages of volcanotectonic evolution.

Investigations aimed at the definition of the character of argillitized belts within the quartz dioritic porphyrite intrusive complex and to give new data on secondary quartzites. Argillitization mostly occurs in quartz diorite porphyrite of the Banisko intrusive complex and, to a lesser extent, also in porphyric amphibole-pyroxene andesite. Almost all main tectonic zones and margins of porphyrite dykes are argillitized. Illite, kaolinite and montmorillonite participate in secondary argillitization whereas some porphyrite bodies are peculiar by their higher contents of trace elements (Cu, Pb, Sn, Ti, Ag a.o.).

Secondary quartzites occur in several bodies being clearly related to main tectonic zones. Two types of secondary quartzites have been discerned. The Bukovec type originated by alteration of mostly carbonatic mother rocks, namely of Middle to Upper Triassic dolomite in the Šturec nappe. The Vydričná type developed at the expense of quartz diorite porphyrite along the Sklené Teplice fault. Trace element distribution patterns have been determined in both types. Some of secondary quartzites bodies display higher Cu, Mo, Pb and Ag contents.

The obtaines data confirm metallogenetic potential and perspectives in the area for possible occurrence of porphyry or skarn-porphyry type of ores.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 183—187

Termoelektrické napätie a mikrotvrdosť pyritu a markazitu z ložiska Kremnica—Šturec

ONDREJ ĎURŽA[1], ĽUBOSLAV MAŤO[2]

[1] Katedra geochémie PF UK Bratislava, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava
[2] Geologický ústav CGV SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 6. 4. 1988, revidovaná verzia doručená 6. 7. 1988)

Thermoelectric power and microhardness of pyrite and marcasite from the Kremnica—Šturec deposit

Results of thermoelectric power measurements and data on microhardness of pyrite and marcasite from the Kremnica—Šturec deposit proved the possibility to use them as indicators for the determination of zones with probably higher gold content of pyrite. These data may accelerate and effectivize the exploration of gold-bearing pyrite zones.

Úvod

V poslednom čase sa zvýšil záujem vedcov o štúdium elektrofyzikálnych vlastností sulfidických minerálov drahokovových a polymetalických ložísk. Tieto vlastnosti poskytujú informácie o fyzikálno-chemických podmienkach vzniku minerálov týchto ložísk a neraz umožňujú určiť mineralogicko-fyzikálne vyhľadávacie kritériá. Údaje o termoelektrickom napätí sulfidov, charakter zmeny termoelektrických vlastností na hraniciach ložiskovej oblasti alebo jednotlivých rudných telies sa využívajú na vydelenie generácií minerálov, objasnenie vertikálnej a horizontálnej zonálnosti, vydelenie bohatých zón zrudnenia.

Geologické pomery a priestorové vymedzenie študovanej oblasti

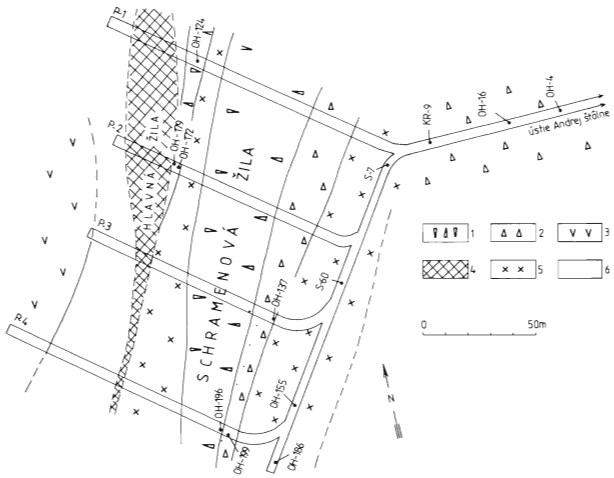
Ložisko Kremnica-Šturec s drahokovovou mineralizáciou sa nachádza v severozápadnej časti kremnického rudného poľa. Ide o východy kremenných zlatonosných žíl Schrämen a Hlavná na východnom svahu hrebeňa Schullersberg. Oblasť Šturca tvorí zlatostudnianska vulkanická formácia propylitizovaných pyroxenických andezitov. Geochemicko-petrografický výskum tejto oblasti vykonal Maťo a Štubňa (1986).

Študovaná oblasť (obr. 1) v úrovni štôlne Andrej (654 m n. m.) predstavuje vrchnú časť vo vertikálnom priereze ložiska. Úvodná časť banského diela (štôlne Andrej), ktorá je situovaná v podpovrchovej úrovni horského masívu (asi 40 m), predstavuje nadložie žilného systému. Štôlňa Andrej je razená západným smerom, skoro kolmo na žilné štruktúry, a jej stočením na juh sa vytvorili podmienky na razenie prekopov na mocnosť žíl.

V intervale od 40 m po 267 m od ústia prechádza štôlňa Andrej cez intenzívne alterované andezitové brekcie. Tento rozsiahly úsek explozívnych vulkanických brekcií tvorí monomiktný materiál (hypersténický andezit). Silne pórovité fragmenty (veľkosť od 1 cm do 1 m) takmer úplne vybieleného andezitu tmelí tmavosivý, zvyčajne intenzívne pyritizovaný materiál, ktorý má v podstate rovnaké zloženie ako materiál fragmentov.

Okoložilné časti v nadloží Schrämenovej žily od 267 m tvorí kompaktný svetlosivý pyroxenický andezit, ktorý je zvyčajne postihnutý intenzívnou draselnou metasomatózou. Tento asi 20 m mocný úsek intenzívne alterovaného andezitu prestupuje množstvo rôzne mocných mineralizovaných žiliek, puklín a trhlín s kremeňom, karbonátmi a pyritom. Tieto štruktúry, v ktorých sa koncentruje tiež limonit a markazit, sú zvyčajne dobre priepustné a v ich okolí sa uplatňuje intenzívna hypergénna alterácia (obr. 1).

Bezprostredne v nadloží Schrämenovej žily sú prítomné asi 10 m mocné polohy hydrotermálnych brekcií, ktoré sú intenzívne premenené (prekremenené a argilitizované) a bohatšie zrudnené. Medzižilné zóny Schrämenovej a Hlavnej žily sú z intenzívne alterovaného pyroxenického andezitu. Podložie žilného systému tvorí asi 5 m mocná mylonitová zóna, za



Obr. 1. Lokalizácia vzoriek v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily v úrovni štôlne Andrej. 1 — kremenná žilovina, 2 — andezitové brekcie, 3 — mylonitová zóna, 4 — vyťažená kremenná žilovina, 5 — pyroxenický andezit, 6 — intenzívna silicifikácia.

Fig. 1. Sample localization along the Schrämen and Main veins on the level of Andrej adit, Kremnica — Šturec deposit. 1 — quartz gangue, 2 — andesite breccia, 3 — mylonite zone, 4 — exhausted quartz gangue, 5 — pyroxene andesite, 6 — silicified belt.

ktorou nasleduje intenzívne argilitizovaný pyroxenický andezit.

Monotónnu žilnú výplň tvorí kremeň, adulár a zhluky sulfidov 2. prínosovej periódy s menším podielom karbonátov. V nej je rozptýlené Au, sulfidy a sulfosoli Ag, sulfidy Cu, Pb, Zn s pyritom a iné minerály submikroskopickej a mikroskopickej veľkosti.

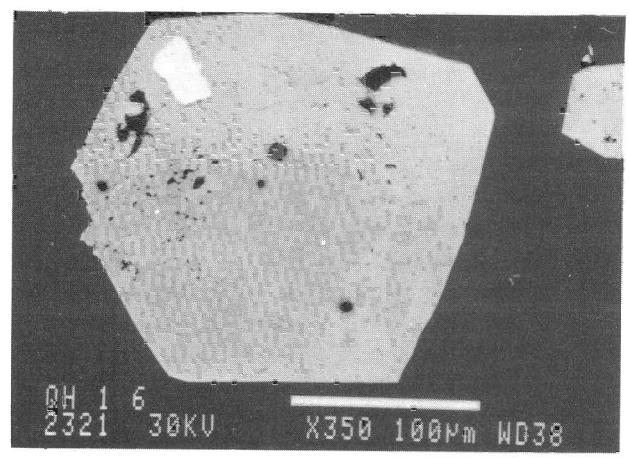
Študovali sme aj vzorky z blízkosti vrtov KVŠ-1, KVŠ-3, resp. KVŠ-11. Sú lokalizované 350 m na JZ, 400 m na V, resp. 350 m na Z od Kremnických Baní (štôlne Ľudovik). Vzorky sa odobrali z kremeňovo-karbonátových žiliek (priemerná mocnosť 50 cm) z premeneného pyroxenického andezitu z hĺbkových úrovní 400—900 m.

Charakteristika rudných minerálov

Pyrit je z hľadiska kvantitatívneho zastúpenia hlavným rudným minerálom v skúmanej oblasti. Zvýšený podiel pyritu (vo forme impregnácií a žiliek) sa vyskytuje najmä v úvodných úsekoch štôlne Andrej, ale aj v blízkosti žily Schrämen. Často sa vyskytuje v idiomorfných, resp. hypidiomorfne obmedzených zrnách, ale pozorovali sa aj kolomorfné formy. Idiomorfné zrná tvoria najčastejšie hexaédre, menej pentagonálne dodekaédre. Pyrit je rozptýlený v okolitej hornine, alebo sa vyskytuje v kremennej žilnej výplni, prípadne je prítomný v tenkých žilkách, ktoré vypĺňajú dislokácie. Okrajové časti pyritu sú často korodované a vypĺňa ich kremeň. Niektoré zrná pyritu sú zonálne a obsahujú zlatinky.

Dosť rozšíreným minerálom je aj markazit. Tvorí nepravidelné radiálne lúčovité útvary, ktoré sa sústreďujú vo forme žiliek v kremeni. Vyskytuje sa najmä v asociácii s pyritom, na okraji ktorého vytvára lúčovité lemy. Uprostred markazitu sme často pozorovali bližšie neurčený minerál železa, ktorý tvorí drobné útvary sivej farby so slabou anizotropiou. Väčší výskyt markazitu, najmä v južnejšej časti žilného systému, pravdepodobne poukazuje na uplatnenie sa markazitovej prínosovej periódy.

V študovanej oblasti sa spolu s pyritom a markazitom zistilo aj menšie zastúpenie arzenopyritu. S pyritom sa zvyčajne vyskytuje aj tetraedrit a zdá sa, že zatláča pyrit. Tetraedrit sa zriedkavejšie vyskytuje aj s markazitom. Okrem uvedených minerálov sa pozoroval aj chalkopyrit, hematit, magnetit a limonit. Výskyt zlatiniek je pomerne zriedkavý. Samostatné zlatinky sa identifikovali v kremeni (elektrum) a v pyrite (tiež elektrum). V porovnaní s uvedenými minerálmi majú zlatinky veľmi vysokú odrazivosť, ich tvar je nepravidelný a povrch ryhovaný (obr. 2).



Obr. 2. Zlatinky nepravidelných tvarov v zrnách pyritu (svetlejšie zóny v pyrite obsahujú zvýšené koncentrácie As).

Fig. 2. Native gold in particles of irregular shape in pyrite (bright zones in pyrite contain higher amounts of arsenic).

Termoelektrické napätie

Prístroj na meranie koeficienta termoelektrického napätia (α) a metodiku merania opisuje Ďurža (1981) a Gajdoš a Ďurža (1981). Problematikou merania koeficienta termoelektrického napätia pyritu sa zaoberá práca Ďurža a Chovan (1981).

Hodnoty koeficienta termoelektrického napätia pyritu a markazitu z Kremnice sa menia v širokom intervale hodnôt (−300 až +500 µV/deg). Z tab. 1 vidíme, že skúmané pyrity majú tri typy vodivosti: typ *n*, typ *p-n* a typ *p*.

Podľa výsledkov práce Žerebcova a kol. (1978)

zlatonosný môže byť pyrit s typom vodivosti *p*. Autori stanovili empirickú závislosť na vypočítanie koeficientu produktívnosti (K_p) pre zlatosulfidické zóny

$$K_p = \frac{n}{N} 100\ \%,$$

kde K_p = koeficient produktívnosti, ktorý určuje percento meraní termoelektrického napätia, charakterizujúce pyrit zlatoproduktívnej asociácie, n = počet meraní termoelektrického napätia s hodnotou $\alpha \geq 220\ \mu V/deg$, N = počet meraní termoelektrického napätia na vzorke. Podľa ich poznatkov anomálne zmeny elektrofyzikálnych vlastností pyritov s $K_p \geq 60\ \%$ zodpovedajú zlatosulfidickým zónam.

Zreteľné zvýšenie koncentrácie Au v pyritoch typu vodivosti *p* má nepriamy charakter a je spôsobené väzbou Au a As v pyrite. Popova (1978) to vysvetľuje tým, že arzén je prítomný vo forme As^{3-}, ktorý zamieňa S^{2-}, a je akceptórnou prímesou, t. j. určuje dierový typ vodivosti pyritu.

Nepodarilo sa nám získať analýzy všetkých meraných vzoriek, k dispozícii sme mali len tie, ktoré uvádza tab. 2, preto nemôžeme výsledky merania mikrotvrdosti a termoelektrického napätia korelovať s ich chemickým zložením. Napriek tomu analýzy naznačujú trend, ktorý súhlasí s vyššie uvedeným poznatkom, t. j. že s rastom koncentrácie arzénu v pyritoch sa zvyšuje hodnota K_p a tiež kladné hodnoty termoelektrického napätia. Tieto zistenia súhlasia aj s poznatkami Žerebcova a kol. (1978) uvedenými vyššie (tab. 2).

Böhmer (1966) konštatuje, že pyrit je najrozšírenejším minerálom v kremnickom ložisku, ale je jemnozrnný. Tento poznatok sa potvrdil aj v študovanej oblasti. Preto sa nám podarilo vybrať len niekoľko vzoriek pyritu so zrnami dostatočne veľkými na meranie termoelektrického napätia. Z takéhoto množstva vzoriek (17) nemožno robiť ďalekosiahle závery, ale na základe výsledkov z literatúry (Popova, 1974, 1978; Samarcev, Ovsjanikov, 1978; Korobejnikov, Pšeničkin, 1985 atď.), ako aj našich predchádzajúcich výsledkov (Ďurža, Ďuďa, 1981; Ďurža, 1984; Jarkovský a kol., 1984) možno meraný súbor podľa hodnôt mikrotvrdosti, koeficienta produktívnosti a koeficienta termoelektrického napätia rozdeliť na tri podsúbory (obr. 3).

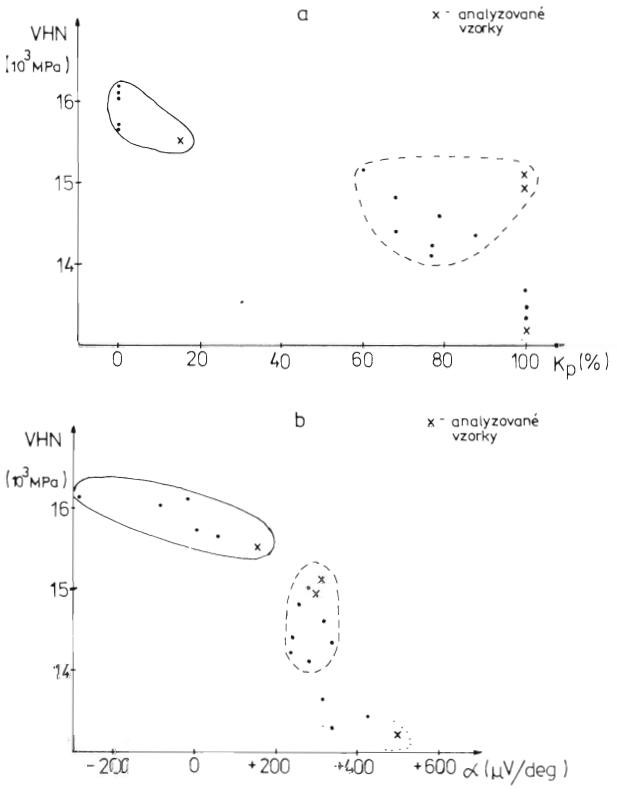
Prvý podsúbor tvoria pyrity s vodivosťou typu *n*, *p-n* a *p* s nízkymi hodnotami koeficienta termoelektrického napätia (−295 až +158 μV/deg) s vysokou mikrotvrdosťou (15 536 až 16 133 MPa) a s nízkym koeficientom produktívnosti (0 až 15 %). Tento pyrit by nemal obsahovať zlato. Analyzovaná vzorka obsahuje len 0,13 ppm zlata.

Druhý podsúbor tvorí pyrit s vodivosťou typu *p* a koeficientom produktívnosti nad 60 %, čo by podľa vyššie uvedených poznatkov Žerebcova a kol. (1978)

TAB. 1
Elektrické charakteristiky a mikrotvrdosť pyritov a markazitov
Electric parameters and microhardness of pyrite and marcasite

Minerál	Č. vz.	α μV/deg	Vodivosť typu n (%)	K_p (%)	VHN MPa	Poznámka
Pyrit	KVŠ-1	+ 253,5	0	68	14 835	KKŽ
		− 85,8	51	0	16 044	KKŽ
	KVŠ-3/11	+ 52,8	30	0	15 655	KKŽ
		− 295,5	100	0	16 118	KKŽ
	KVŠ-3/A	+ 337,1	0	88	14 357	KKŽ
	KVŠ-11/A	+ 237,0	0	77	14 229	KKŽ
		− 20,1	53	0	16 133	KKŽ
	S-7	+ 240,0	0	68	14 410	KŽ
		+ 1,6	33	0	15 706	KŽ
	S-60	+ 284,1	0	77	14 134	KŽ
	OH-4	+ 158,4	0	15	15 536	KŽA
Markazit		+ 314,8	0	100	13 679	KŽA
	OH-16	+ 503,6	0	100	13 203	KŽA
Pyrit	OH-124	+ 315,1	0	79	14 616	KŽ
Markazit	OH-137	+ 424,9	0	100	13 463	KŽ
Pyrit	OH-155	+ 250,2	0	60	15 187	KŽ
	OH-172	+ 301,0 ?	0	100		KŽ
	OH-179	+ 203,7 ?	0	0		KŽ
	OH-186	+ 278,6 ?	0	100		KŽ
	OH-196	+ 296,5	0	100	14 958	KŽ
	OH-199/1	+ 308,4	0	100	15 119	KŽ
Markazit	KR-9	+ 339,8	0	100	13 333	KŽA

KKŽ — kremeňovo-karbonatické žilky v premennom pyroxenickom andezite, KŽA — kremenné žilky v premennom andezite, KŽ — kremenná žila.



Obr. 3. Rozdelenie meraného súboru na podsúbory. a — na základe vzájomného vzťahu mikrotvrdosť — koeficient produktívnosti, b — na základe vzájomného vzťahu mikrotvrdosť — koeficient termoelektrického napätia.

Fig. 3. Distribution of the measured sample population into partial groups. a — according to the ratio of microhardness and productivity coefficient, b — according to the ratio of microhardness and thermoelectric power.

mal byť pyrit so zvýšeným obsahom zlata. Tento predpoklad potvrdzujú hodnoty obsahu Au v dosiaľ analyzovaných vzorkách. Najvyššie hodnoty obsahu zlata (9,4 až 1030 ppm) sú vo vzorkách z tohto podsúboru. Aj nižšie hodnoty mikrotvrdosti potvrdzujú tento predpoklad (14 134—15 185 MPa). Hodnoty koeficienta termoelektrického napätia sa menia v pomerne malom intervale (+237 až +337 μV/deg).

Treti podsúbor tvoria vzorky markazitu typu *p* s koeficientom termoelektrického napätia od +314 do +503 μV/deg a *s* mikrotvrdosťou od 13 202 do 13 679 MPa. Analyzovaná vzorka obsahuje 3,5 ppm zlata. Vychádzajúc z podobnosti kryštálovej štruktúry markazitu a pyritu, možno očakávať, že aj ich elektrická štruktúra bude podobná (Shuey, 1979; obr. 3).

Niektoré vzorky nie sú uvedené na obrázku, pretože nebolo možné zmerať ich mikrotvrdosť. Ako ukázalo mikroskopické štúdium, v týchto vzorkách pyritu (v tab. 1 označené otáznikom) sa vyskytujú drobné uzavreniny iných minerálnych fáz (kremeň, markazit, hematit, karbonáty). Z toho vyplýva, že aj

TAB. 2

Chemické analýzy (AAS) pyritov a markazitov (v ppm)
Chemical composition (AAS) of pyrite and marcasite (in ppm)

Minerál	Č. vz.	Au	Ag	Sb	As	Nerozp. zvyšok %
Pyrit	OH-4	0,13	10	17	367	21,84
Markazit	OH-16	3,5	34	57	1 027	4,19
Pyrit	OH-186	1 030	2 418	496	644	18,12
Pyrit	OH-196	110	407	36	708	6,69
Pyrit	OH-199/1	9,4	233	333	2 476	7,29

namerané hodnoty termoelektrického napätia na týchto vzorkách nezodpovedajú hodnotám elektrických charakteristík skúmaného pyritu, ale pyritu znečisteného vyššie uvedenými minerálmi.

Záver

1. Študovaný súbor tvorili dva minerály — pyrit a markazit, ktoré sa navzájom líšili v skúmaných fyzikálnych vlastnostiach.

2. Pyrity môžeme rozdeliť podľa hodnôt mikrotvrdosti, koeficienta produktívnosti a koeficienta termoelektrického napätia na dve skupiny: a) pyrity s nízkym obsahom zlata, b) pyrity so zvýšeným obsahom zlata.

Takéto delenie potvrdili aj chemické analýzy.

Literatúra

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta Geol. Geogr., 11, 7—123.*

Ďurža, O. 1981: Elektrické vlastnosti sulfidických minerálov v závislosti na ich chemizme. *Manuskript — Geofond Bratislava, 111 s.*

Ďurža, O. 1984: Termoelektrické napätie pyritov zo zlatosulfidických zón. *In: Zborník referátov z konferencie „Komplexní výzkum a využití Ag-Au surovin", Ústí nad Labem, Dům techniky ČSVTS, 12—13.*

Ďurža, O., Ďuďa, R. 1981: Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Zlatá Baňa. *Miner. slov., 13, 443—449.*

Ďurža, O., Chovan, M. 1981: Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Dúbrava. *Miner. slov., 13, 185—190.*

Gajdoš, V., Ďurža, O. 1981: Merný elektrický odpor, koeficient usmernenia a diferenciálne termoelektrické napätie niektorých rudných minerálov. *Miner. slov., 13, 263—268.*

Jarkovský, J., Knésl, J., Ďuďa, R., Ďurža, O., Forgáč, J. 1984: Geochemische und elektrophysikalische Charakteristik von Pyrit aus Neovulkaniten von Kremnické Bane und Zlatá Baňa mit Hinsicht auf den Goldgehalt. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 6, 741—761.*

Korobejnikov, A. F., Pšeničkin, A. Ja. 1985: Geochemičeskije osobennosti pirita zolotorudnych mestorožděnij. *Geochimija, 1, 93—104.*

Maťo, Ľ., Štubňa, S. 1986. Alterácia hornín v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily v ložisku Kremnica—Šturec. *Miner. slov., 18, 435—450.*

Popova, E. V. 1974: O termoelektričeskich svojstvach rudnych mineralov. *Vest. Leningr. Univ., Ser Geol. Geogr., 6, 60—68.*

Popova, E. V 1978: Opyt izučenija termoelektričeskich svojstv pirita na zoloto-serebrjanom mestoroždeniji Severo-Vostoka SSSR. *Vest. Leningr. Univ., 6, 84—88.*

Samarcev, I. T., Ovsjanikov, I. I. 1978: O vertikaľnoj zonaľnosti zolotorudnych mestoroždenij Srednogo Urala. *Zap. Vses. mineral. Obšč., 107, 5, 610—615.*

Shuey, R. T. 1979: Poluprovodnikovyje rudnyje mineraly. *Leningrad, Nedra, 287 s.*

Žerebcov, Ju. D. a kol. 1978: O vozmožnosti ocenki zon sulfidnoj mineralizaciji na zoloto po elektrofiziČeskim svojstvam piritov. *Izv. Akad. Nauk. Kaz. SSR, Ser, Geol., 3, 44—50.*

Thermoeletric power and microhardness of pyrite and marcasite from the Kremnica—Šturec deposit, Middle Slovakia

Higher contents of gold have been detected in pyrite displaying p-type of conductivity where the productivity coefficient of gold is higher than 60 %. This is caused by the gold and arsenic content bound in pyrite grains.

According to the values of thermoelectric power measured on pyrite and marcasite, type of electric conductivity and data on microhardness, the investigated samples from the Kremnica—Šturec deposit may be subdivided into three groups: 1. pyrite with low gold content, 2. pyrite with higher gold content, 3. marcasite.

Results of thermoelectric power measurements together with data on the microhardness allow to assume these data as indicetive for the determination of zones with higher contents of gold in pyrite. This might contribute to the knowledge of gold-bearing sulphidic ores in the Kremnica-Šturec deposit.

ZO ŽIVOTA SGS

M. Mišík: **Pročské zlepence a ich zdrojová oblasť — neopieninská kordiléra** (Bratislava 24. 11. 1988)

Pročské zlepence východného sektoru bradlového pásma patria ilerdu, miestami až spodnému eocénu. Dominujú v nich karbonatické obliaky, prítomné sú aj kyslé a bázické efuzíva a granity kriedového veku. Z triasu dominujú plytkovodné vápence (wettersteinské typy však chýbajú); zriedkavé sú pelagické fácie s konodontmi (schreyeralmský vápenec ilýru, karn, norik), konodonty sa vyznačujú pre Karpaty neobvykle nízkym stupňom tepelného postihnutia (Mock). Juru zastupujú obvyklé fácie krinoidových vápencov, flekenmergel, červené vápence dogeru pripomínajú czorsztynskú jednotku. Bloky mikroonkolitových vápencov s Globochaete a Saccocoma sú spoločné s vysokotatranskou jednotkou a s exotikami západnej časti bradlového pásma. Vrchný titón je v plytkovodnej fácii (Crassicolaria + Tubiphytes), známej iba z exotík Vonkajších Karpát. Oproti západnému sektoru bradlového pásma tu v exotických obliakoch chýba plytkovodný malm s Conicospirillina a Clypeina jurassica. Špecialitou je plytkovodný berias s Protopeneroplis trochangulata. Len časť obliakov urgónskych vápencov obsahuje hojné spinely. Prekvapuje prítomnosť obliakov s pyroklastickou prímesou, a to v strednom liase so Spiriferina cf. obtusa, v oxforde, spodnom beriase a najmä vo vrchnom beriase s Calpionellopsis simplex, ako aj v baréme — apte. Alb je pelagický, cenoman plytkovodný s Orbitolina concava. Vrchný kampán — mástricht sú v plytkovodnom vývoji s Pseudosiderolites vidali, ojedinele aj v červených slieňoch s globotrunkánami. Vynorenie na rozhraní krieda — paleogén dokumentujú obliaky kalkrusty s Microcodiom (pedogenetický produkt) so sutinovými úlomkami vrchnotitónskych a triasových vápencov. Obliaky paleocénnych bioheriem sú takmer na všetkých lokalitách. Najmladšie horniny predstavujú bloky spodnoeocénnych vápencov s Nummulites aquitanicus (Köhler). Uvedená asociácia hornín odzrkadľuje zloženie neopieninskej kordiléry (zošupinovatenej vynorenej zóny), ktorá sa nachádzala pravdepodobne pri vnútornom okraji bradlového pásma.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 189—192

On factors of safety and lateral curvature of a slope

JAROSLAV AMBROŽ

Geotest, s. p., oblast inženýrské geologie, Šmahova 115, 627 00 Brno

(Received June 22, 1988)

Abstract

Both natural and man-made slopes, in slope stability analysis usually considered laterally linear, belong to one of the three types: convex, linear and concave. The ratio of 2D and 3D factor of safety of a slope is related to the types mentioned. The knowledge of how significant the error — due to a computational model — might be, is of importance especially in back-calculations of landslides. Though, no quantification of such an error is available in general cases yet.

Introduction

In slope stability analysis, limit equilibrium methods are the most usual way to obtain the value of factor of safety of a slope. The problem is usually treated as two-dimensional, though recently some effort has been devoted to treat it as three-dimensional. The opinion that the minimum factor of safety in three dimensions (F_3) differs slightly from the minimum factor of safety in two dimensions (F_2) of the same slope may be well agreed with. Obviously, the more realistic three-dimensional approach will raise the accuracy of stability analysis.

Recently, a three-dimensional limit equilibrium analysis of a slope has been presented by Chen and Chameau (1983); the failure surface assumed to be known. On the basis of limit equilibrium state search for minimum factor of safety Leshchinsky, Baker and Silver (1985) use variational analysis. The way to extend to three dimensions the method described by Bishop (1955) is given by Hungr (1987). Finally, Cavounidis (1987) reasons that the F_3/F_2 ratio of a given slope is always greater than or equal to unity (Hutchinson and Sarma, 1985 express similar opinion).

All the methods mentioned assume rotational failure surface symmetrical with respect to vertical plane and the direction of movement parallel to this plane of symmetry. Only cases of simple slope geometry and homogeneous soil profile have been solved. Furthermore, in every case studied the slope has been assumed to be laterally linear i. e. two straight lines — the crest and the toe of a slope — have been defining plane surface of a slope (Fig. 1).

Three types of slopes

In reality, most natural slopes and some artificial ones, too, are of more complex geometry. With respect to lateral curvature slopes may be regarded as concave (A), linear (B) or convex (C) type (Fig. 2).

Concave type (A) in the nature is usually a sign of low stability environment. It develops in relatively soft rocks and soils with shear strength parameters, that imply lower value of factor of safety. Slopes in clay soils, rear scarps of landslides are examples of nature origin and slopes of circular foundation pits of man-made one. Záruba and Mencl (1974) point out that the three main normal stresses are approaching the limit state $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$. During deformation distances between soil particles are decreasing and shear strength increasing.

Linear type (B) often originates due to discontinuity pre-disposition of rocks and soils and may be a subject to further development into types A, C. This is the most usual form of artificial slopes. Factor of safety value is intermediate compared with the types A, C. The state of stress corresponds to $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Convex type (C) in the nature is usually a sign of high stability environment. It develops in relatively hard rocks and soils with high shear strength parameters that imply higher value of factor of safety. Slopes in weathered coarse-grained rocks and their eluvium in the nature and slopes of some compacted fills or waste heaps of artificial origin are examples. Záruba and Mencl (1974) suppose that the three main normal stresses are approaching the limit state $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$.

During deformation distances between soil par-

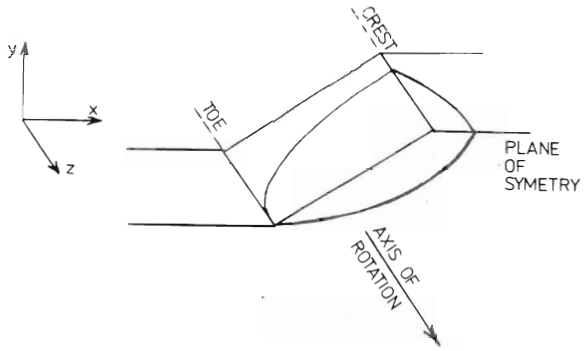


Fig. 1. Three-dimensional problem (usual assumptions).

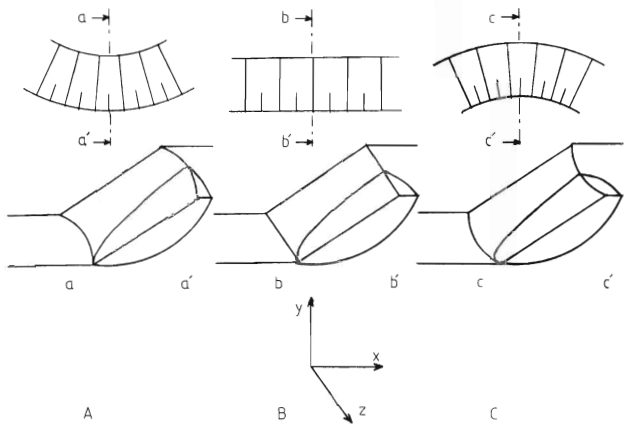


Fig. 2. Slope morphology. Laterally concave (A), linear (B), and convex (C) type.

ticles are increasing and shear strength decreasing.

In the following text, minimum factors of safety F will be indexed A, B and C in accordance with the slope types mentioned. 2D and 3D cases will be indexed 2 and 3, respectively.

Comparison of the factors of safety

To compare factors of safety between the A, B and C type of a slope it will be assumed that:

(a) Geological conditions and soil properties are the same in all three cases. Geometry of the slopes and the failure masses is in the three cases the same except the lateral curvature.

(b) For a given case there exists only one vertical cross-section which yields the 2D minimum factor of safety (in symmetrical cases this section corresponds to the plane of symmetry). Then the cross-sections a—a', b—b' and c—c' in cases A, B and C, respectively, are identical (Fig. 2), so are the 2D failure surfaces and so are the 2D minimum factors of safety. It can be written that

$$F_{2A} = F_{2B} = F_{2C} \tag{1}$$

(c) Now, to describe relationship between the F_2 and F_3 of the A, B and C slope types it will be assumed that the direction of movement of any particle of the failure mass is always parallel to the X—Y plane (Fig. 2), that is, to the "worst" cross-section (validity of this assumption will be discussed). This enables the proof given by Cavounidis (1987) that

$$F_3/F_2 \geq 1 \tag{2}$$

to be accepted and extended to A and C slope types. In brief, the proof offered by Cavounidis (1987) is based on consideration that

$$F_3 = \frac{\int_z R\,dz + E}{\int_z D\,dz} \tag{3}$$

where R and D are resisting and driving moments per unit length, respectively, and E is additional resistance due to side forces and end resistance. Now, if the "worst" cross-section yields

$$F_2 = \frac{R_0}{D_0} \tag{4}$$

in any other cross-section the ratio R_i/D_i must be greater than or equal to F_2, and after integration therefore

$$F_3 \geq F_2 \tag{5}$$

which is equivalent of formula (2).

From this, for the slope types results

$$F_{3A} \geq F_{2A} \tag{6a}$$
$$F_{3B} \geq F_{2B} \tag{6b}$$
$$F_{3C} \geq F_{2C} \tag{6c}$$

Any rigorous limit equilibrium analysis must respect both moment and force conditions of equilibrium. But, as Spencer (1973) put it, the approach adopted in obtaining the equilibrium equations does not affect the final solution. Ambrož (1987) confirmed this statement deriving another equilibrium equations to obtain identical solutions.

Overall moment equation (3) may be thus supplemented with a force equation written in a similar generalized form (7)

$$F_3 = \frac{\int_z P\,dz + E'}{\int_z S\,dz} \tag{7}$$

where P and S are passive and shifting forces per unit length, respectively, E' having similar meaning as E in equation (3).

The extent of both passive and shifting forces may be — using generalized form — expressed as

$$P = \int_{x_1}^{x_2} (\sigma' \tan\varphi' + c')\, f(x)\,dx \tag{8}$$

$$S = \int_{x_1}^{x_2} \tau \, g(x) \, dx \qquad (9)$$

σ' being effective normal stress, τ shear stress in a direction of movement, φ and c' effective shear strength parameters, f(x) and g(x) functions combining requirements of equilibrium and a formula to obtain arch length, x_1 and x_2 shear surface boundaries. The values of resisting and driving moments are expressable in a very similar way.

Inserting equations (8), (9) into (7) resp. (3) and observing the influence of geometrical differences between the slope types A, B and C on values of τ resp. (σ' tan φ' + c'), it becomes apparent that

$$F_{3A} \geq F_{3B} \geq F_{3C} \qquad (10)$$

because τ, mostly influenced by weight of columns, increases in case C while (σ' tan φ' + c'), influenced mainly by area of failure surface, increases in case A.

The slope types and F_3/F_2 ratio

From formulas (1) and (10) results that

$$F_{3A}/'_{2A} \geq F_{3B}/F_{2B} \geqslant F_{3C}/F_{2C} \qquad (11)$$

or, expressed by means of differences

$$\Delta F_A \geq \Delta F_B \geq \Delta F_C \qquad (12)$$

where $\Delta F = F_3 - F_2$ (13)

That is to say, that the more concave (or the less convex) the slope, the greater the value of F_3/F_2 ratio (or the difference ΔF).

In agreement with Chen and Chameau (1983), the three-dimensional effects are more significant at smaller length of the failure mass.

Therefore the most significant errors arisen from 2D stability analysis concern slopes of laterally concave type (the length of the failure is also smaller here than at linear or convex slopes in most cases).

Conclusions

A few details resulting are useful to be kept in mind when carrying out backcalculations of landslides:

1. In most cases, two-dimensional back-analysis of a landslide is accomplished and the shear strength parameters φ_2, c_2 obtained are slightly greater than the real parameters φ, c.

$$\varphi_2 \text{ resp. } c_2 \geq \varphi \text{ resp. } c \qquad (14)$$

Calculations now resume evaluating the efficiency of remedial measures. If a 2D method is used, the error in φ_2, c_2 values may be considered eliminated, and the final calculated factor of safety F_2 corresponding to the real factor of safety.

$$F_2 \doteq F_{real} \qquad (15)$$

If a 3D method would be used, the error in φ_2, c_2 values would not eliminate and the final factor of safety F_3 would appear greater than the real factor, that is on the unsafe side.

$$F_3 \geqslant F_{real} \qquad (16)$$

2. To use a three-dimensional back-analysis may appear neck-breaking and most likely will not be accurate with respect to complex natural conditions. Shear strength parameters obtainable φ_3, c_3 are equal to the real ones

$$\varphi_3 \text{ resp. } c_3 = \varphi \text{ resp. } c \qquad (17)$$

They are used for further 3D method computation the resulting factor of safety F_3 is equal to the real one

$$F_3 = F_{real} \qquad (18)$$

If a 2D analysis using φ_3, c_3 values would be executed, of course the final factor of safety would be slightly smaller than the real

$$F_2 \leqslant F_{real} \qquad (19)$$

that is, on the safe side.

3. It still remains left to discuss the assumption (c), that the direction of movement of all sliding mass particles is parallel to one plane. As it has been said above (description of A and C slope types), during deformation the distance between particles changes and so does the shear strength and the factor of safety. To touch this theme at least with a few words: the above review concerns static factors of safety, every comparison based on equality of soil properties (mainly shear strength). Thus, comparative forms (1), (6), (10), (11) and (12) are valid.

Comparing of factors of safety in various stages of deformation (when the shear strength might differ) may result in appearance of paradox observations like (20)

$$F_{3C} < F_{2C} \qquad (20)$$

which means that the reality is misinterpreted (φ_2, c_2 parameters are differing from φ_3, c_3 in fact). As in this case

$$F_{2C} \neq F_{2B} \qquad (21)$$

inequality (20) would be

$$F_{3C} > F_{2C} \qquad (22)$$

but

$$F_{3C} < F_{2B} \qquad (23)$$

Similarly for the A-type of a slope it may result

$$F_{3A} >> F_{2A} \qquad (24)$$

which is incorrect but not so striking.

All the previous text shows the fundamental importance to define the way a factor of safety has been computed every time a value of this factor is given.

References

Ambrož, J. 1987: Some possibilities of rigorous computation of factor of safety of a slope (in Czech). *Proc. 5th Conf. Small Computers in Geomechanics, Prague, 59—70.*

Bishop, A. W. 1955: The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Géotechnique, 5, 1, 7—17.*

Cavounidis, S. 1987: On the ratio of factors of safety in slope stability analyses. *Géotechnique, 37, 2, 207—210.*

Chen, R. H., Chameau, J. L. 1983: Three dimensional limit equilibrium analysis of slopes. *Géotechnique, 33, 1, 31—40.*

Hungr, O. 1987: An extension of Bishop's simplified method of slope stability analysis to three dimensions. *Géotechnique, 37, 1, 113—117.*

Hutchinson, J. N., Sarma, S. K. 1985: Discussion on Three-dimensional limit equilibrium analysis of slopes. *Géotechnique, 35, 2, 215.*

Leshchinsky, D., Baker, R., Silver, M. L. 1985: Three dimensional analysis of slope stability. *Int. J. Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 9, 199—223.*

Spencer, E. 1973: Thrust line criterion in embankment stability analysis. *Géotechnique, 23, 1, 85—100.*

Záruba, Q., Mencl, V. 1974: Engineering geology (in Czech). *Prague, Academia, 80—82.*

Stupně bezpečnosti a laterální zakřivení svahu

Při výpočtech stability svahu metodami mezní rovnováhy se nejčastěji úloha řeší jako rovinná, dvojrozměrná (2D). Takto vypočtený stupeň bezpečnosti F_2 se poněkud liší od stupně F_3, odvozeného z trojrozměrného (3D) modelu. Autoři výpočtů 3D většinou uvažují (kromě dalších zjednodušení) laterálně lineární průběh svahu (obr. 1). Skutečné svahy mohou být označeny podle svého laterálního průběhu jako konkávní typ A (zeminy s malou schopností vytvářet stabilní svahy, např. odlučné oblasti sesuvů v jílech), lineární typ B (většina umělých svahů) či konvexní typ C (materiály schopné vytvářet stabilní svahy, např. eluvia hrubozrnných hornin). Minimální stupně bezpečnosti jsou dále opatřeny indexy 2 nebo 3 (úloha 2D nebo 3D) a A, B, C podle uvedených typů.

Pro srovnání uvedených případů musí být geologické podmínky a geometrie svahu (s výjimkou zakřivení) shodné (obr. 2). Odtud plyne (1). Pohybuje-li se každá částice paralelně s rovinou X-Y, lze vztah (2) odvozený Cavounidisem (1987) rozšířit na typy svahu A, C (6a), (6b), (6c). Momentovou rovnici (3) lze při staticky přesném řešení rozšířit o silovou rovnici (7). Pasívní momenty R a aktivní D jsou vystřídány pasívními silami P a aktivními S (8, 9), kde f (x) a g (x) jsou funkce vyhovující požadavkům mezní rovnováhy na oblouku smykové plochy. Po dosazení (8), (9) do (7), příp. (3), je zřejmé, že smykové napětí τ v důsledku tíhy sloupců roste k případu C, zatímco smyková pevnost $(\sigma' \operatorname{tg} \varphi' + c')$ v důsledku plochy základny sloupců roste k případu A, a odtud plyne (10). Stejně tak přídavné pasívní momenty E resp. síly E′, způsobené bočními silami v tělese, rostou k případu A.

Z (1) a (10) vyplývají vztahy (11), (12), (13) — čím více konkávní (méně konvexní) svah, tím větší poměr F_3/F_2. Efekt se zvyšuje, zkracuje-li se délka svahu.

Nejvýznamnější chyby výpočtů 2D tedy vznikají u krátkých konkávních svahů.

Při zpětných výpočtech sesuvů je tedy vhodné mít na zřeteli, že:

1. Pevnostní parametry φ_2, c_2 zjištěné zpětným výpočtem 2D jsou vyšší než skutečné (14). Při dalším výpočtu způsobem 2D, který uvažuje stabilizující prvky, je chyba přibližně eliminována, takže platí (15). Výpočtem metodou 3D by došlo k (16), což je na nebezpečné straně.

2. Provést zpětný výpočet způsobem 3D je obtížné. Zjištěné pevnostní parametry φ_3, c_3 by odpovídaly skutečným (17). Při dalším výpočtu způsobem 3D, uvažujícím stabilizační prvky, je stupeň bezpečnosti reálný (18). Při užití způsobu 2D je výpočet podle (19) na straně bezpečnosti.

Protože během svahového pohybu se mění vzdálenosti částic, a tím smyková pevnost, může při porovnávání různých stádií deformace zdánlivě platit (20). Správná interpretace skutečnosti v tomto případě by byla podle (21), (22), (23).

Porovnávací vztahy (1), (6), (10), (11), (12) platí totiž pro statický stupeň bezpečnosti, který vychází ze shodných vlastností zemin (zvláště smykové pevnosti) v posuzovaných případech.

Předložený text ukazuje zásadní důležitost toho, aby byl — kdykoliv se udává hodnota stupně bezpečnosti — také uveden způsob, jakým byl stupeň bezpečnosti vypočítán.

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) ... Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, *155 s.*
   Časopis
   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia slov., 21, 135—142.*
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Rornanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. *Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203—215.*
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. *Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.*
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci autori.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1985), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

Korektúry

Jeden exemplár stĺpcového a stránkového obťahu sa zašle autorovi na starostlivé skontrolovanie a opravu tlačiarenských chýb. Doplnky a úpravy textu pri stĺpcovom obťahu možno urobiť iba vtedy, ak je rozdiel medzi rukopisom a vysádzaným textom. Doplnky alebo výmenu textu treba napísať strojom. Pri stránkovom obťahu sa už doplnky robiť nedajú.

MINERALIA SLOVACA

Ročník/Volume 21 Číslo/Number 2 49 374 Máj/May 1989

OBSAH CONTENTS

Ján Kuráň

Úlohy geológie v životnom prostredí **97** Tasks of geology in life environment

Michal Maheľ

Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu **99** The Klippen Belt from the aspect of the geodynamic model

Ján Seneš

Revidovaná chronostratigrafická hodnota lito- a biostratigrafických jednotiek neogénu tetýdnej a paratetýdnej oblasti; aplikácia výsledkov projektu IGCP č. 25; časť 1 **109** Introduction and revaluated chronostratigraphic range of regional litho- and biostratigraphic units of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene; application of results of the IGCP No. 25; part 1

Miloslav Šulgan, Vratislav Hurai

Faktory rudonosnosti vo vzťahu k ložiskám Cu-Mo porfýrových rúd **123** Ore-bearing factors of intrusive bodies in relation to porphyry copper-molybdenium ore deposits

Pavel Ondra, Jaromír Hanák

Některé zákonitosti distribuce radioaktivních prvků v klastikách sekvencí karpatského flyše **131** Some distribution laws of radioactive elements in clastic rocks of the Carpatian Flysch sequences

Juraj Janočko

Kvartérne sedimenty severnej časti Slanských vrchov **141** Quaternary sediments in the northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Kamil Bílek, Igor Hrušecký

Analýza geologickej stavby spodného miocénu ložiska Cunín v severnej časti viedenskej panvy **147** Analysis of the geological structure of Lower Miocene beds in the Cunín pool, northern part of the Vienna basin

Dušan Blaško, František Juriš, Mária Hruškovičová

Geologicko-ložiskové pomery a technologické vlastnosti nízkovýhrevného lignitu na ložisku Kosorín v Žiarskej kotline **157** Economic geological characteristics and technological properties of low fuel-value lignite in the Kosorín deposit, Žiarska kotlina basin, Central Slovakia

Pavel Uher, Igor Broska

Muskovitický pegmatit s obsahom minerálov vzácnych prvkov pri Moravanoch nad Váhom (Považský Inovec) **163** Muscovite pegmatite with minerals of the rare-elements from Moravany nad Váhom (Považský Inovec Mts., Western Slovakia)

Jozef Šály, Viliam Oružinský

Hydrotermálne premeny v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu (okolie Sklených Teplíc) **175** Hydrothermal alterations in the northern part of the Štiavnica-Hodruša horst structure (Sklené Teplice area, Central Slovakia)

Ondrej Ďurža, Ľuboslav Maťo

Termoelektrické napätie a mikrotvrdosť pyritu a markazitu z ložiska Kremnica-Šturec **183** Thermoelectric power and microhardness of pyrite and marcasite from the Kremnica-Šturec deposit, Middle Slovakia

Jaroslav Ambrož

Stupňe bezpečnosti a laterální zakřivení svahu **189** On factors of safety and lateral curvature of a slope

INFORMÁCIE INFORMATIONS

Ján Bartalský

Významné zdroje nerastných surovín vo svete **173** Significant deposits of raw materials in the World

RECENZIE BOOK REVIEW

I. A. Rezanov: Istorija geotektoničeskich idej (R. Květ) **122** I. A. Rezanov: History of geotectonic ideas (R. Květ)

J. Demek: Úvod do štúdia teoretickej geografie (R. Květ) **122** J. Demek: Introduction into the study of theoretic geography (R. Květ)

J. C. Miskovsky: Geológia praveku (M. Ciesarik) **140** J. C. Miskovsky: Géologie de la Préhistoire (M. Ciesarik)

Zo života SGS **146, 155, 161, 187** The Society's life