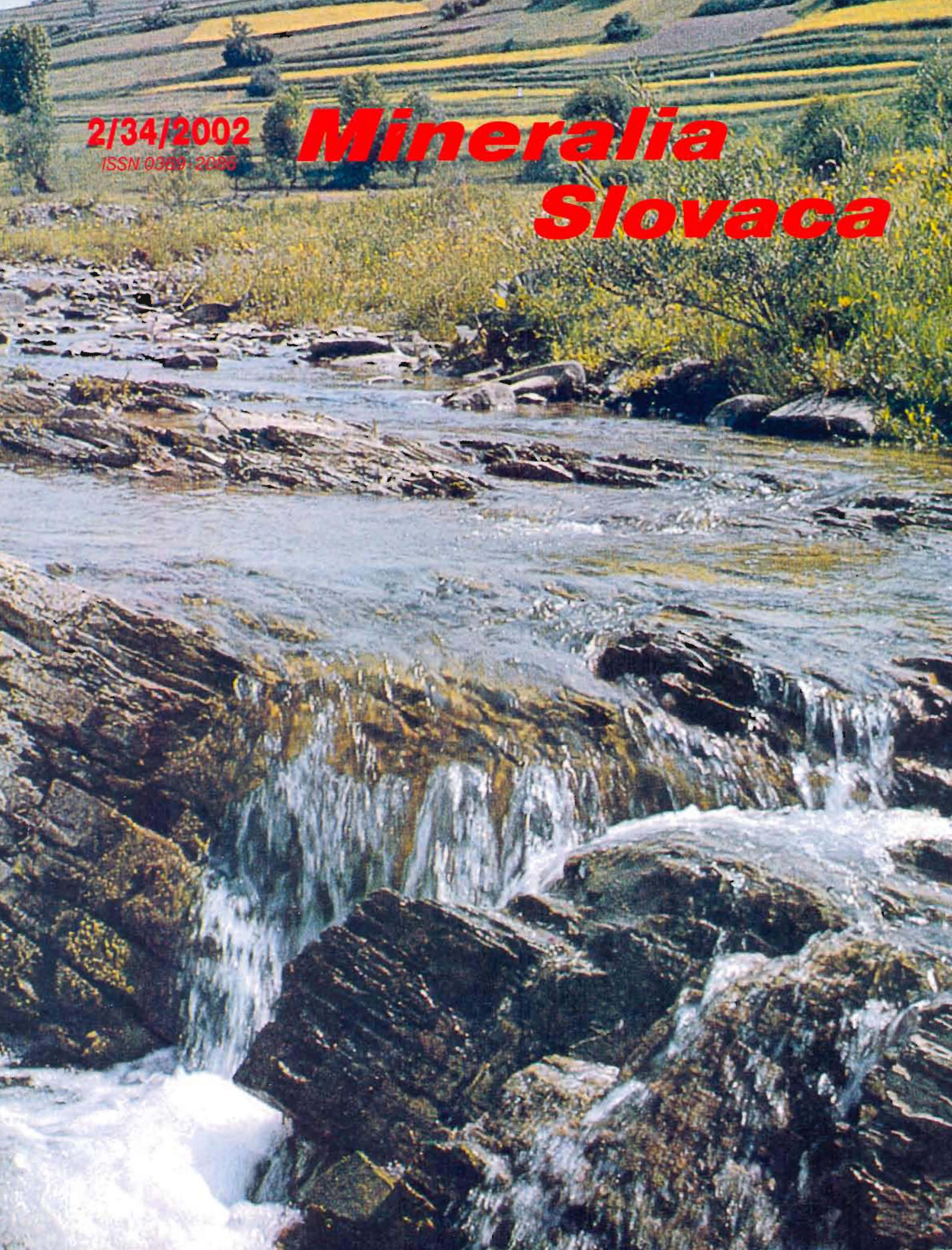


**2/34/2002**

ISSN 0369-2085

# ***Mineralia Slovaca***







**Mineralia  
Slovaca**

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca  
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor

**PAVOL GRECULA**

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

#### REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman

**Michal Kaličiak**

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

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

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

#### REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor – Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie – Production editor

Alena Wolfová

Jazykový redaktor – Lingual editor

Pavol Kušnir – Zoltán Németh

#### Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman

**Jozef Franzen**

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia – Members of the corporation

**Envigeo**, s. r. o., Banská Bystrica  
**Esprit**, s. r. o., Banská Štiavnica  
**Geocomplex**, a. s., Bratislava  
**Geofos**, s. r. o., Žilina  
**Geospektrum**, s. r. o., Bratislava

**MŽP SR**, Bratislava  
**Slovenská banská spoločnosť**, Banská Bystrica  
**Slovenská geologická spoločnosť**, Bratislava  
**Štátny geologický ústav Dionýza Štúra**, Bratislava  
**Uranpres**, s. r. o., Spišská Nová Ves

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

Predplatné v roku 2002: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 90,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 250,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísła je 100,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, e-mail: mineralia@gssr-ke.sk

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

Subscription for 2002 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.

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

Reháková, D.

- Bioeventy zaznamenané v jurských a spodnokriedových sedimentoch a ich aplikácia v globálnej eventostratigrafii**  
Bioevents recorded in Jurassic and Lower Cretaceous deposits and their application in global eventostratigraphy ..... 79

Uhlík, P., Biroň, A., Šucha, V., Andrejeva-Grigorovič, A., Clauer, N. & Halásová, E.

- Illit-smektit z vulkanoklastických polôh – zdroj informácií o histórii centrálnokarpatského paleogénneho bazéna**  
Illite-smectite of bentonite beds from Central Carpathian Paleogene Basin ..... 85

Milička, J., Vass, D. & Pereszlenyi, M.

- Organická hmota v neskoromiocénnych sedimentoch Lučenskej kotliny, južné Slovensko**  
Organic matter study from the Late Miocene sediments of Lučenská kotlina Depression, Southern Slovakia ..... 93

Štyriaková, I. & Štyriak, I.

- Heterotrofné baktérie v aplikovanej mineralógii a v biotechnológiách spracúvania nerudných surovín**  
Heterotrophic bacteria in applied mineralogy and biotechnology of dressing of nonmetallic ores ..... 99

Pipík, R.

- Fauna lastúrničiek (Ostracoda) blažovského a martinského súvrstvia (Turčianska kotlina)**  
Ostracode fauna of the Blažovce and Martin Formations (Turiec basin) ..... 105

Reháková, D. & Banasová, M.

- Prehľad nových poznatkov o vápnitých dinoflagelátach**  
Review of the new knowledge on calcareous dinoflagellates ..... 113

Seman, P.

- Výnosnosť investícií metódou čistej súčasnej hodnoty na príklade ložiska železnej rudy v Nižnej Slanej**  
Investment profit by Net present value method on example of iron ore deposit in Nižná Slaná ..... 125

## SÚHRNNÝ REFERÁT – COMPREHENSIVE REVIEW

Michalík, J.

- Čo vieme o vývoji podnebia na Zemi? Projekt Visegrádskeho fondu Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth**  
**What do we know on the Earth climate development? A Project of the Visegrád Foundation Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth** ..... 135

## DISKUSIA – DISCUSSION

Škvor, V.

- The origin of the high pressures in the metamorphosed rock massives**  
Pôvod vysokého tlaku pri metamorfóze horninových masívov ..... 143

Novotný, L. & Tulis, J.

- Nálezy bauxitu v Slovenskom raji**  
Discovery of bauxite in the territory of Slovak Paradise (Národný park Slovenský raj) ..... 145

---

OBÁLKA: Rytmické striedanie usadenín flyšového pásma podmienilo vznik početných skalných prahov, zvýraznených pretekajúcou riekou Vychylovka. Foto D. Slivka

COVER: Rhythmic bedding in flysch belt caused the origin of numerous rock bars being highlighted by the stream Vychylovka. Photo by D. Slivka

---

# *Oznam*

Redakcia Mineralia Slovaca má od 1. apríla 2002 nové číslo účtu:

**89201377/0900**

v Slovenskej sporiteľni, a. s., Košice

Žiadame všetkých predplatiteľov, aby poukazovali predplatné na rok 2002 už na nové číslo účtu.



## Bioeventy zaznamenané v jurských a spodnokriedových sedimentoch a ich aplikácia v globálnej eventostratigrafii

DANIELA REHÁKOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, e-mail: geolreha@savba.savba.sk

(Doručené 24. 3. 2000)

### Bioevents recorded in Jurassic and Lower Cretaceous deposits and their application in global eventostratigraphy

This contribution collected data on the actual interpretation of the major Jurassic and Lower Cretaceous regional and global turnovers recorded in faunistic associations. Population blooms, rapid radiations, colonization and immigration bio-events as well as population depletion, emigration, ecosystem shocks, mass mortality, or regional to global extinction present the complex of parameters observed in paleo- and recent faunistic and floral evolution. Better understanding of complexities of global and regional bio-events through very high-resolution stratigraphic analyses can serve as the base for better definition of their causes and their effects on Earth and life history.

**Key words:** Jurassic, Lower Cretaceous, bio-events, eventostratigraphy, paleoecology, paleoceanography

### Úvod

Eventy spôsobujú výrazné krátkodobé zmeny prostredia. Ak ide o zmeny synchrónne v globálnom meradle, hovorí sa o globálnych eventoch. Zmeny prostredia vyvolávajú extratelurické (extraterestrické) alebo telurické (terestrické) sily. V literatúre sa uprednostňujú termíny uvádzané pred zátvorkou, lebo atribút *terestrický* sa často používa len pri opise kontinentálnych charakteristík (Morrow et al., 1996).

Kým extratelurické sily sa spravidla odvodzujú od impaktov meteoritov, asteroidov či planetiiek, viac alebo menej stáleho prísunu kozmického prachu, od zvýšenej insolácie, rastúcej kozmickej rádiácie a od vplyvu blízkosti komét, planetárne parametre Zeme (napr. excentricita, oblikvita, precesia, ekliptika, orbita) sa pokladajú za excentrické sily. Do úvahy sa musia brať aj astrofyzikálne sily, ktoré môžu meniť svoju intenzitu pri otáčaní nášho solárneho systému okolo galaktického centra.

Telurické sily zahŕňajú všetky javy bezprostredne späté so zemským telesom, ako je napr. plášťová konvekcia, platňová tektonika, vulkanizmus, orogenéza alebo faktory súvisiace so stavom oceánov, kontinentov, atmosféry alebo aj magnetizmu.

Podľa naznačenej klasifikácie možno vyčleniť tri kategórie procesov:

1) Procesy, ktoré na Zemi priamo vedú k závažným globálnym zmenám. Príkladom môže byť drastický pokles priemernej ročnej teploty ako dôsledok extrémnej vulkanickej aktivity sprevádzanej vysokým prísunom vulkanického popola a plynov do ovzdušia alebo výrazné

globálne paleogeografické zmeny vyvolané krátkodobými transgresiami.

2) Dlhohrvajúce procesy, ktoré primárne neovplyvňujú prostredie, ale dlhodobým pôsobením vedú k závažným eventom. Príkladom môže byť postupná zmena teploty, ktorá musí dosiahnuť kritickú hodnotu skôr, ako nastane drastická zmena prostredia.

3) Dva alebo aj viac dlhotrvajúcich procesov, ktoré samostatne nevedú k dramatickým zmenám, ale v interakcii v kritickom období sa ich sila znásobuje a spôsobuje aj dramatické krátkodobé výkyvy v prostredí. Takéto zmeny môžu v biote viesť nielen ku krátkodobým eventom vymierania, ale aj k dlhotrvajúcej kríze, ktorá vymieranie zrýchľuje, a napokon aj k vymieraniu celých skupín organizmov. Takéto procesy oslabujú ekosystém a v takto „stresovanom“ prostredí často stačí aj malá zmena, aby sa vymieranie začalo.

Z predchádzajúcej kategorizácie vychodí, že pri analýze globálnych eventov treba sledovať najmä dlhotrvajúce procesy.

Škála eventov je široká. Bývajú lokálneho, regionálneho až globálneho charakteru. Globálne sa môžu napr. týkať bioty, ekosystému, paleogeografie a pod. Na pochopenie lokálneho či regionálneho geologického rozvoja a vývoja ekosystémov v istej oblasti je dôležité poznať aj geograficky obmedzené eventy. Na druhej strane na takéto eventy nesporne vplyvajú eventy globálneho charakteru. Všeobecná stratégia výskumu eventov spočíva práve v odhaľovaní toho, či sa znaky lokálnych alebo regionálnych eventov zakodujú v eventoch globálneho charakteru.

## Globálne jursko-kriedové bioeventy

Bioeventy sa rovnako ako ostatné eventy vyskytujú v lokálnom, regionálnom aj globálnom meradle. Krátkodobé bioeventy odrážajú výnimočné zmeny v príslušnom prostredí. Rozlišujú sa diverzifikačné bioeventy (regulovaná evolúcia, populačná explózia, kolonizácia a imigrácia) a redukčné bioeventy (masové vymieranie, šok ekosystému a emigrácia).

Stratigrafické, geochemické a paleobiologické analýzy s vysokým stupňom rozlišovania vykonávané v sedimentárnych komplexoch v centimetrovej alebo decimetrovej mierke jednoznačne potvrdzujú, že väčšina globálnych bioeventov je komplexom multikauzálnych javov. Tieto javy môžu mať jednu alebo viac priestorovo tesne spätých úrovní (stupňov) biologickej reakcie na náhle zmeny prostredia, najmä na výrazné diskrepancie a opätovné nastavenie rovnováhy v oceánskoklimatických systémoch. Osobitne to platí o regionálnom a globálnom masovom vymieraní, ktoré sa môže znásobovať ekologicky.

Príčinu kríz sprevádzaných masovým vymieraním organizmov sú predmetom obsiahlych diskusií, no jednoznačná odpoveď na príčiny náhlých zvrátov vo vývoji jurských a kriedových faunistických asociácií stále chýba. Všeobecne sa dnes medzi javy najvýraznejšie ovplyvňujúce život na Zemi zaraďuje oscilácia morskej hladiny spätá s anoxiou, klimatickými výkyvmi, vulkanizmom a s impaktmi.

Pretože regionálne i globálne korelácie vo väčšine prípadov vychádzajú z distribúcie významných bioeventov, o rýchlosti ich rozširovania alebo migrácie taxónov sa diskutuje opakovane. Z tohto hľadiska je dôležité upozorniť na fakt, že dokonca aj druhy s krátkym larválnym štádiom života sa môžu v globálnom meradle rozšíriť rýchlejšie ako za 1000 rokov. Organizmy obmedzuje hlavne prostredie, najmä migračné bariéry, ktoré sú prekážkou ich globálneho rozšírenia.

Protí synchrónnosti nástupu druhov stoja nasledujúce argumenty: a) faciálna zmena môže byť diachronická s ohľadom na rozličné miesta výskytu ovplyvňované pomalou transgresiou alebo regresiou; b) lokálny zvrát vo vývoji fauny môže jednoducho vyvolať lokálna faciálna zmena.

Väčšina globálnych bioeventov sa môže kombinovať s litoeventmi, teda s výraznými faciálnymi zmenami, ktoré sa dajú v profiloch ľahšie odlíšiť, a tak významne pomáhajú aj mapujúcim geológom. Rad z opísaných eventov bol aj pomenovaný, a to alebo podľa miesta výskytu, alebo podľa fosílií, ktorých vývoj sa eventom začínal, resp. končil.

Z globálneho hľadiska sú pre jursko-spodnokriedové obdobie najvýznamnejšie eventy, ktorým sa venujeme ďalej.

### Jurské bioeventy

*Spodnotoarský bioevent.* V spodnom toarku nastal prvý významnejší zvrát vo vývoji morských asociácií (Hallam, 1961), čo niektorí autori označujú ako pliensašské masové vymieranie (Sepkoski, 1986; Raup

a Sepkoski, 1988), ale podrobnejší výskum (Hallam, 1986, 1987) ukázal, že tento redukčný bioevent, predstavujúci vymretie hlavne bentických asociácií, úzko súvisel s nástupom sedimentácie spodnotoarskej anoxickej fácie čiernych bridlíc (zóna *Falciferum*) na európskom kontinente. Študované anoxické intervaly korešpondujú s pozitívnou výchylkou krivky izotopu  $\delta^{13}\text{C}$  (Jenkyns a Clayton, 1986; Jenkyns et al., 1991). Planktonické asociácie (napr. kokolity, krinoidy) krízu prežili. Zo Severnej Ameriky migrujúce formy, ktoré sa tam objavili už v pliensašbachu, zabrali vo vrchnom toarku uvoľnené niky po bentických organizmoch.

*Oxfordské bioeventy.* Jenkyns (1996) sumarizoval poznatky o vývoji a paleogeografickom rozšírení stredno-oxfordskej anoxie (zóna *Transversarium*) v alpsko-mediterránnej oblasti, ktorá sa odvodzuje od postupujúcej transgresie a korešponduje s pozitívnou výchylkou izotopu  $\delta^{13}\text{C}$ . Radiačná explózia bivalvií nastúpila tesne po tomto anoxickom evente. Bivalviá žijúce v symbióze s chemoautotrofickými baktériami oxidujúcimi  $\text{H}_2\text{S}$  a tak chrániacimi tieto organizmy pred jeho otravným účinkom (Oschmann, 1995) sú dobrými indikátormi anoxických podmienok. Keupp a Ilg (1989) a Reháková (2000) z vrchnooxfordských sedimentov uvádzajú radiačné eventy vápnitých dinoflagelát. Koncom oxfordu sa utvorili podmienky pre nový bioevent, pre ktorý je charakteristická radiačia planktonických foraminifer, čo v podstate súvisí s redukciou intervalu kyslíkového minima. Radiačná explózia planktonických foraminifer koinciduje s vysokým stavom oceánskej hladiny (Simmons et al., 1997).

*Titónske bioeventy.* Interval masového vymierania druhého radu na jursko-kriedovej hranici sa koreloval s rozhraním zón Grandis Jacobi v jv. Francúzsku a s jeho možnými regionálnymi ekvivalentmi. Raup a Sepkoski (1988) v ňom indikovali vymretie diverzifikovanej asociácie lastúrníkov, pričom krízu prekonal aj ďalšie bentické skupiny. Údaje zo Severnej a Južnej Ameriky potvrdzuje vyhynutie takmer 79 % amonitových rodov, v Severnej Amerike vyhynulo 82 % rodov foraminifer a ostrakód a rovnaký osud postihol aj takmer všetky plesiosaury (*Muraenosaurus*, *Cryptocleidids*). Podľa Barnes a et al. (1996) celý interval tvorili tri menšie vymieracie eventy, ktoré sa stali postupne, a to na začiatku titónu, v strednom titóne a na jeho konci. Tieto bioeventy sa spájajú s globálnymi poklesmi hladiny oceána tretieho radu. Reháková (2000) poukázala na to, že výrazné poklesy hladiny zdecimovali aj mnohé planktonické organizmy a že v rovnakom čase vymreli tri podstatné skupiny tetydného mikrop planktónu: v spodnom titóne sakokómy, v strednom diverzifikovaná skupina chitinoidelíd (hlbočský event, obr. 1) a koncom vrchného titónu nová diverzifikovaná asociácia krasikolárií (zliechovský event, obr. 1).

### Spodnokriedové bioeventy

*Vrchnoberiasko-spodnovalanžinské bioeventy.* Reháková (1998) opísala viac-menej regionálny radiačný



interval vo vývoji kalpionelidnej asociácie, ale ukazuje sa, že ho možno indikovať aj v globálnom meradle (Adatte et al., 1996; Reháková, 2000) a že koinciduje so stúpajúcou krivkou hladiny oceána (Haq et al., 1988). O transgresívnych podmienkach svedčí aj početná a málo diverzifikovaná asociácia vápnitých dinoflaglát, radiácia planktonických foraminifer (Reháková, 1998), ako aj migrácia tetydných bentických foraminifer rodu *Trocholina* do severnejších zón tetydného a boreálneho priestoru (Raczynska, 1979). Mutterlose (1992) uvádza širokú migráciu boreálnych amonitov rodu *Platylenticeras* z boreálnej do tetydnej oblasti. Diverzifikované asociácie kalpionelidných subzón *Elliptica*, *Simplex* a *Oblonga* neprežili krízu vyvolanú rapidným poklesom morskej hladiny, ktorý sa v Západných Karpatoch označuje ako oravický event (obr. 1). Regresia vymedzila boreálnu oblasť ako životný priestor amonitov rodu *Polypptychites* (Mutterlose, 1992).

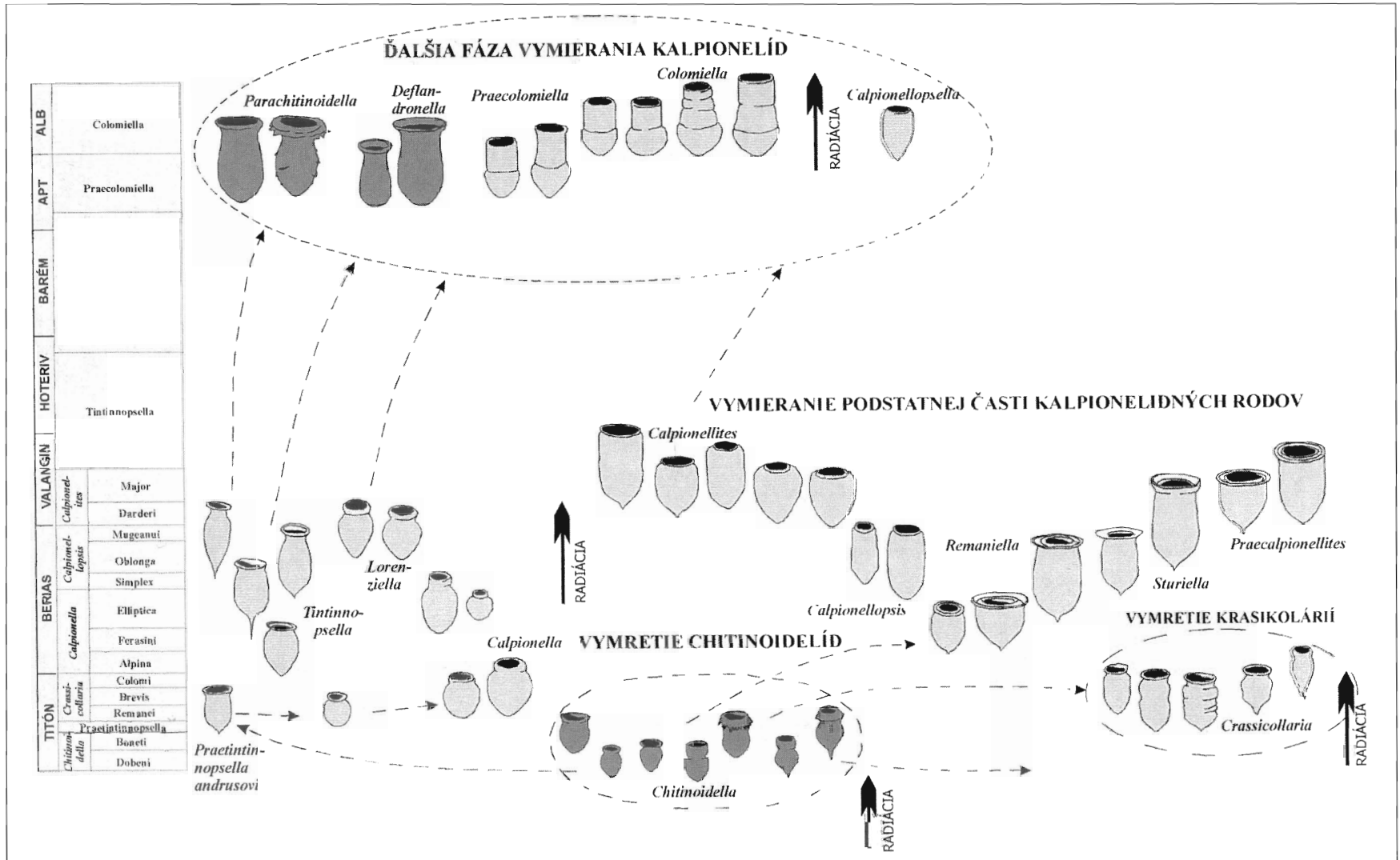
**Vrchnovalanžinské bioeventy.** Nastupujúca transgresia vo vrchnom valanžine a ňou vyvolaná klimatická zmena sa spravidla označujú ako prvý kriedový sklení (greenhouse). Channel et al. (1993) uvádzajú, že zhruba milión rokov pred nástupom sedimentácie fácie čiernobridlicového typu, koincidujúcej s pozitívnou výchylkou krivky izotopu  $\delta^{13}\text{C}$ , rapidné pokleslo množstvo i diverzita nanokonidov. Dva ďalšie radiačné vrchnoalanžinské eventy morskej nanoflóry a fauny sprevádzala migrácia tetydných druhov do boreálnej oblasti a naopak (Mutterlose, 1992). Judová (1994) indikovala, že vrchnoalanžinská pozitívna výchylka izotopu  $\delta^{13}\text{C}$  korešponduje s intervalom obsahujúcim málo diverzifikovaných, ale početnú monoasociáciu radiolárií zastúpenú taxónom *Pantanellium squinaboli squinaboli*. Druh interpretovala ako indikátor vysokého živinového režimu povrchových vôd. Pozitívnu výchylku izotopu  $\delta^{13}\text{C}$  s transgresiou a so zvýšeným nutričným režimom spája aj Erba (1994), Lini et al. (1992) a Michalík et al. (1995).

**Spodnoaptské bioeventy.** Event Selli sa spája s „nanokonidnou krízou“ (Erba a Mutterlose, 1992; Erba, 1994). Interval s rapidným ústupom nanokonidov nasledoval tesne po magnetickej chronozóne M0 vo vrchnej časti foraminiforovej zóny *Globigerinelloides blowi* a predchádzal anoxickej fácií čiernych bridlíc (OAE 1a – úroveň Selli alebo ekvivalentné intervaly – event Groguel z vokontského trogu, event Fischschiefer zo severného Nemecka). Kríze predchádzal krátky interval s rapidnou špecializáciou kokolitov, v ktorom dominovali formy so širokými kanálkami. Tento interval sa koreluje s výrazným poklesom množstva nanokonidov počas vrchnobarémskej magnetickej chronozóny M1n. Kríza nanokonidov koinciduje s bázou pozitívnej výchylky izotopu  $\delta^{13}\text{C}$ , nástupom vulkanizmu a so vznikom formácie *Ontong Java Plateau* (OJP, Tarnudo et al., 1991). Aktívna vulkanická činnosť, zvýšený výron plynov do ovzdušia a v dôsledku prehrievania dna rastúca rýchlosť stúpania morskej hladiny prispeli významne k vzniku skleníkových klimatických pomerov. Amonity a belemnity prežili a tesne nad eventom Selli sa objavili nové taxonomické skupiny, napr. plank-

tonické foraminifery rodu *Hedbergella*. Obdobné údaje z Ameriky sa doteraz nepotvrdili. Michalík et al. (1999) študovali sedimentárny, biologický a izotopový záznam v pelagických uloženinách pieninského bradlového pásma a opísali odtiaľ koňhorský event ako možný ekvivalent eventu Selli. Pozitívna výchylka izotopu  $\delta^{13}\text{C}$  aj v tomto prípade korešpondovala s intervalom výraznej redukcie nanokonidov. Nové údaje ukazujú, že nástupu planktonických foraminifer predchádzal interval s malými primitívnymi hedbergelami priamo v koňhorskom evente, ktorý poukazuje na reštrikčné podmienky vývoja planktonických organizmov obmedzené na malo prekysličené povrchové vody. Obdobný interval opísali Breheret et al. (1989) uprostred spodnoalbského anoxického eventu Paquier (OAE 1b) z jv. Francúzska.

**Vrchnoaptské bioeventy.** Medzi významné bioeventy sa zaraďuje interval masového vymierania druhého radu späť s kolapsom rifových ekosystémov v tetydnom priestore. V teplých vodách subtropického pásma v tom čase vymreli aj mnohé amonity a lastúrniky (Barnes et al., 1996). Na krízu planktónu, pri ktorej ustúpila diverzifikovaná asociácia mikrogranulárnych kalpionelíd zóny *Praecolomiella*, poukázala Reháková (2000). V plytkých pobrežných zálivoch lemujúcich americký kontinent kríze podľahli vývojové línie primitívnych rudistov čeľade Diceratidae, Requieniidae, Monopleuridae a prvé Caprotinidae (Kauffman a Hart, 1996). Kríza ekosystémov sa spája s neskoršou fázou globálnej anoxie (OAE 1a), s rastom morskej hladiny, dosahujúcej maximum vo vrchnom apte, ako aj s jej spätým rapidným poklesom druhého radu na aptsko-albskej hranici. Tieto eventy koincidujú s akcelerujúcou produkciou oceánskej kôry a so spredingom platní, ktorými sa v pacifickej zóne začala bohatá vulkanická činnosť, ktorá však vyvrcholila až v strednom albe. Ale precízny kauzálny mechanizmus opísaného masového vymierania, opierajúci sa o analýzy s vysokým stupňom rozlíšenia (HIRES) na úrovni geochemie, stratigrafie či paleobiológie, nie je doteraz úplne objasnený.

**Spodnoalbský (OAE 1b) a hraničný stredno-vrchnoalbský bioevent** sa spájajú s anoxickým režimom prostredia. V regionálnom meradle interval Paquier (Francúzsko) a Urbino/Nerone (Taliansko) predstavujú polohy tmavých bridlíc s ojedinelými fosíliami. Na výrazný zvrat vo vývoji asociácií planktonických foraminifer poukázal Breheret et al. (1989). Kým pred nástupom eventu Paquier v asociácii dominovali *Ticinella roberti*, *T. bejaouensis* a *Hedbergella trochoidea*, po ňom nastúpila nová asociácia s *T. roberti*, *H. trochoidea*, *H. rischi* a s ďalšími veľkými hedbergelidnými formami. Reháková (2000) konštatovala, že v tetydnom priestore v tom čase zmizla bohatá asociácia hyalinných kalpionelíd zóny *Colomiella* (obr. 1). Po dočasnom prerušení prišiel nový interval vymierania, signalizujúci nástup ďalšej anoxickej vrchnoalbskej epizódy (OAE 1c), rozširujúcej sa do epikontinentálnych morí a spôsobujúcej rast zóny kyslíkového minima. Bioevent sa zaznamenal v sedimentárnych prostrediach Severnej Ameriky, v severnej Afrike a tiež v Európe a v Indii.



Obr. 1. Radičné, diverzitnoredukčné a vymieracie eventy pozorované v asociáciách jurských a spodnokriedových kalpionelid tetydného priestoru

Fig. 1. Radiation, diversity-reduction and extinction bio-events recorded among the Jurassic and Lower Cretaceous calpionellid associations

V severnej časti Ameriky sa objavilo výrazné epizodické vymieranie amonitov a ďalších skupín mäkkýšov (Jeletzky, 1970), ktoré podľa Jenkynsa (1980) odrážalo regionálny efekt OAE 1c. Na strane druhej v teplých oblastiach subtropickej provincie z pobrežných zálivov vymizol spomedzi zónových amonitov len *Oxytropidoceras*, kým ostatné, dominantné a biostratigraficky užitočné rody, napr. *Mengtongoceras* a *Manuaniceras*, pokračovali vo vývoji až do neskorého albu (Kauffman a Hart, 1996). Opísané bioeventy autori spájajú s náhlym poklesom hladiny tretieho radu pri celkovom stúpajúcom trende krivky hladiny druhého radu, čo poukazuje na mierny pokles produkcie oceanickej kôry na rozhraní stredného a vrchného albu, aj keď celková úroveň produkcie v kriede zostala na vysokej úrovni.

Hraničné albsko-cenomanské bioeventy reprezentujú krátke globálne zvraty vo vývoji morskej bioty, ktoré sa prejavili najmä medzi teplomilnými až subtropickými skupinami mäkkýšov a zasiahli významne aj do vývoja morského planktónu. V zálivoch atlantického pobrežia Severnej Ameriky vymizli typické albské amonitové rody (*Mortonoceras*, *Venezoliceras*, *Drakeoceras* a i.) a krízu neprežili ani početné línie lastúrníkov (napr. *Texigryphaea*, *Neithea*, *Birostrina*). Výrazný radiačný vývojový moment nasledoval po náhlom prerušení anoxie (OAE 1c) a vyvrcholil v biozóne Neogastropiles, uprostred ktorej leží aj albsko-cenomanská hranica vyčlenená pre severnú vnútornú subprovinciu (Kauffman a Hart, 1996). Regionálne kalcisférové hojnostné maximá boli opísané z pobrežných sedimentov severnej Afriky (Barnes et al., 1996). Na nebývalý nástup vápnitých dinoflagelát (acme *Oraviensis* a *Innominata*) v európskej časti tetydného priestoru poukázala Reháková (2000). Stúpanie morskej hladiny a rast obsahu CO<sub>2</sub> v atmosfére spôsobovali, že klíma bola teplá, preto aj vlhkejšia. Takáto klíma podporovala rast rýchlosti zvetrávania a produkcie fytoplanktónu, anorganické zvetrávanie odstraňovalo z atmosféry prebytočné množstvo CO<sub>2</sub>, ktoré sa potom biologicky ukladalo do karbonátových sedimentov. Za rapidného stúpania morskej hladiny druhého radu sa prepájala a premiešavala povrchová vodná masa severných a južných zón. Intenzívny regionálny vulkanizmus a pokračujúca tektonická oceánska aktivita išli ruka v ruku s dramatickým rozširovaním morského dna a s enormným intraplatňovým vulkanizmom, bežne označovaným anglickým termínom *pacific superplume* (Larson, 1991; Tarnudo et al., 1991).

## Záver

Eventostratigrafickú metódu opierajúcu sa o dokumentáciu náhlych zvratov možno aplikovať na relevantných parametroch, ktoré poskytuje ekológia, litológia, sedimentológia, geochemia alebo magnetizmus. Veľa eventov prebiehalo paralelne a ich kombinácia poskytuje precízny nástroj na získavanie stratigrafických údajov s vysokým stupňom rozlíšenia – HIREs. Rozloženie týchto dát do priestoru umožňuje sledovať eventy lokálneho, regionálneho či globálneho významu, modelovať ich a interpre-

tovať mechanizmus a príčiny ich vzniku, a tak zásadne pomáha lepšie chápať geodynamický vývoj našej planéty.

Z radu diskusií (Walliser, 1996) o hlavných a sprievodných príčinách vzniku globálnych eventov rezultuje, že pri vzniku a formovaní jurských a spodnokriedových bioeventov išlo o komplex paralelne pôsobiacich abiotických faktorov, ako je orbitálna periodicitá, klíma, výkyvy hladiny oceánov, ich fyzikálne a chemické podmienky, fyzikálne a chemické podmienky atmosféry, pohyb litosférických dosák a vulkanizmus. Pochopiť súčinnosť multi-kauzálnych procesov v minulosti je dôležité nie iba z čisto vedeckého hľadiska, ale aj z pohľadu potenciálneho využívania získaných poznatkov pri interpretácii pozitívnych alebo aj negatívnych trendov vývoja recentných komunít v závislosti od meniacich sa faktorov prostredia. Tieto otázky sú stále aktuálnejšie práve pre pokračujúcu devastáciu životného prostredia, pri ktorej sa v ustavične väčšej miere narúšajú faktory determinujúce vyváženost fungovania celého systému.

*Podakovanie.* Ďakujem doc. RNDr. J. Michalíkovi, DrSc., a RNDr. O. Lintnerovej, CSc., za kritické pripomienky k rukopisu, M. Šípkovej za vytvorenie obrazovej prílohy a grantovej agentúre VEGA za finančné prostriedky pridelené na riešenie projektu 2/2074/22.

## Literatúra

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J. & Hubberten, H., 1996: Paleooceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico. *Cretaceous Research* 17, pp. 671–689.
- Barnes, Ch., Hallam, A., Kaljo, D., Kauffman, E. G. & Walliser, O. H., 1996: Global event stratigraphy. In: Walliser, O. H. (Ed.): *Global events and event stratigraphy*. Springer, 319 p.
- Breheret, J. G., Caron, M. & Delamette, M., 1989: Niveau riche en matière organique dans l'Albien Vocontien; quelques caractères du paléoenvironnement; essai d'interprétation génétique. *Docum. Bur. Rech. Géol. Min.*, 110, pp. 141–191.
- Erba, E., 1994: Nannofossils and superplumes: the early Aptian nannocoid crisis. *Paleoceanography*, 9, pp. 483–501.
- Erba, E. & Mutterlose, J., 1992: The floral and faunal turnover in the Early Aptian (Early Cretaceous) *Abstract Volume*, 5<sup>th</sup> Intern. Conf. On Global Bioevents 31–32, Göttingen.
- Hallam, A., 1961: Cyclothem, transgression and faunal change in the Lias of northwest Europe. *Trans. Edinburg Geol. Soc.*, 18, pp. 132–174.
- Hallam, A., 1986: The Pliensbachian and Tithonian extinction events. *Nature*, 319, pp. 765–768.
- Hallam, A., 1987: Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of northwest Europe. *Paleobiol.*, 13, pp. 152–168.
- Channell, J. E. T., Erba, E. & Lini, A., 1993: Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118, pp. 145–166.
- Jeletzky, J. A., 1970: Cretaceous macrofaunas. In: Geology and economic minerals of Canada. Geological Survey of Canada. *Economic Geology Report 1*, 5<sup>th</sup> edition, pp. 649–662.
- Jenkyns, H. C., 1980: Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. *J. geol. Soc. (London)*, 137, pp. 171–188.
- Jenkyns, H. C. & Clayton, C. J., 1986: Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33, pp. 87–106.
- Jenkyns, H. C., Géczy, B. & Marshall, J. D., 1991: Jurassic manganese carbonates of central Europe and the early Toarcian anoxic event. *J. Geol.*, 99, pp. 137–149.
- Jenkyns, H. C., 1996: Relative sea-level change and carbon isotopes:



- data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of Central and Southern Europe. *Terra Nova*, 8, pp. 75–85.
- Jud, R., 1994: Biochronology and systematics of Early Cretaceous radiolaria of the Western Tethys. *Mém. Géol.*, 19, 147 p.
- Kauffman, E. G. & Hart, M. B., 1996: Cretaceous bio-events. In: Walliser, O. H. (Ed.): *Global Events and Event Stratigraphy*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, pp. 285–312.
- Larson, R. L., 1991: Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, pp. 547–550.
- Lini, A., Weissert, H. & Erba, E., 1992: The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, 4, pp. 374–384.
- Michalík, J., Reháková, D., Hladíková, J. & Lintnerová, O., 1995: Lithological and biological indicators of orbital changes in Tithonian and Lower Cretaceous sequences, Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath.*, 46, 3, pp. 161–174.
- Michalík, J., Reháková, D., Lintnerová, O., Boorová, D., Halášová, E., Kotulová, J., Soták, J., Peterčáková, M., Hladíková, J. & Skupien, P., 1999: Sedimentary, biological and isotopic record of an Early Aptian paleoclimatic event in the Pieniny Klippen Belt, Slovakian Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, pp. 169–191.
- Morrow, J. R., Schindler, E. & Walliser, O. H., 1996: Phanerozoic development of selected global environmental features. In: Walliser, O. H. (Ed.): *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, pp. 53–61.
- Oschmann, W., 1995: Black shales models: an actualistic approach. *Europal*, 8, pp. 26–35.
- Sepkoski, J. J., 1986: Phanerozoic overview of mass extinction. In: Raup, D. M. & Jablonski, D. (Eds.): *Patterns and processes in the history of life*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 277–295.
- Simmons, M. D., BouDagher-Fadel, M. K., Banner, F. T. & Whittaker, J. E., 1997: The Jurassic Favusellacea, the earliest Globigerinina. In: BouDagher-Fadel, M. K., Banner, F. T., Whittaker, J. E. with a contribution from Simmons, M. D. (Eds.): *The early evolutionary history of planktonic foraminifera*. Chapman & Hall, London, 265 p.
- Raczynska, A., 1979: The stratigraphy and lithofacies development of the younger Lower Cretaceous in the Polish Lowlands. *Prace Inst. Geol.*, 89, 78 p.
- Raup, D. M. & Sepkoski, J. J., 1988: Testing the periodicity of extinction. *Science*, 241, pp. 94–96.
- Reháková, D., 1998: Calpionellid genus Remaniella Catalano 1956 in Lower Cretaceous pelagic deposits of Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 30, pp. 443–452.
- Reháková, D., 2000: Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Geol. Carpath.*, 51, 3 p.
- Tarnudo, J. A., Sliter, W. V., Kroenke, L., Leckie, R. M., Mayer, H., Mahoney, J. J., Musgrave, R., Storey, M. & Winterer, E. L., 1991: Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Science*, 254, pp. 399–403.
- Walliser, O. H., 1996: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg*, 319 p.

## Illit-smektit z vulkanoklastických polôh – zdroj informácií o histórii centrálnokarpatského paleogénneho bazéna

PETER UHLÍK<sup>1</sup>, ADRIAN BIROŇ<sup>2</sup>, VLADIMÍR ŠUCHA<sup>1</sup>, AIDA ANDREJEVA-GRIGOROVICH<sup>3</sup>,  
NORBERT CLAUSER<sup>4</sup> a EVA HALÁSOVÁ<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

<sup>2</sup>Geologický ústav SAV Bratislava, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

<sup>3</sup>Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

<sup>4</sup>Centre de Géochimie de la Surface (CNRS-ULP), 67084, Strasbourg, France

(Doručené 6. 11. 2001)

### Illite-smectite of bentonite beds from Central Carpathian Paleogene Basin

Maximum paleotemperatures of 70–90 °C for tuffitic sandstone ( $S_{NRD} = 75\%$ ) of the Huty Formation in Orava region (Prosiek valley) were determined using illite-smectite geothermometer. Erosion of 500–1500 m thick sedimentary complex is estimated considering present thickness of sediments.

Degree of smectite illitization indicates advanced diagenesis of sediments in the Levoča Mts. region (Bajerovce). The maximum burial temperatures estimated for bentonite range from 120 to 140 °C. The thickness of missing overburden from 3 to 4.6 km was estimated for the Bajerovce area (Levoča basin). K-Ar age of illite-smectite (22.5 Ma) is younger than stratigraphic age determined from calcareous nannoplankton (25–30 Ma). These results indicate a continuity of subsidence of studied area also during the early Miocene.

**Key words:** Central Carpathian Paleogene Basin, HRTEM-PVP, illite-smectite, K-Ar dating, nannoplankton, thermal and subsidence history, volcanoclastics

### Úvod

Illitizácia smektitu je jednou z najčastejších premien v najvrhnejšej časti zemskej kôry a významným paleotermometrom najmä pri určovaní histórie sedimentačných paniev. Pri zvyšovaní teploty sa smektit plynulo mení na illit cez zmiešanovrstvový illit-smektit. Prejavuje sa to poklesom expandability (percentuálne vyjadrenie počtu smektitových medzivrstiev v zmiešanovrstvovom illite-smektite; pozri prehľad Pollastro, 1993; Šrodoň, 1995; Šucha, 2001).

Významným litostratigrafickým ukazovateľom – často vo veľmi monotónnych pelitoch a psamitoch – sú polohy alterovaného tufu a tufitu. Mimoriadne cenné sú, ak neobsahujú prímies detritického materiálu. Takéto polohy sú vždy zdrojom cenných informácií. Zistením expandability illitu-smektitu z alterovaných vulkanoklastických prepláskov možno odvodiť teplotu premeny presnejšie ako pri jeho použití z ílovcov alebo bridlíc, pretože polohy reflexov illitu-smektitu nie sú ovplyvňované polohami reflexov detritických illitov (Šrodoň, 1981). Autigénny illit-smektit z prepláskov bez detritickej sludy možno zároveň vhodne využiť na rádiometrické datovanie. Získané údaje sa dajú interpretovať ako obdobie maximálnej illitizácie späť s maximálnou teplotou premeny hornín. Túto teplotu možno dávať do súvislosti s maximálnou hĺbkou pochovania, vulkanickou činnosťou alebo so zvýše-

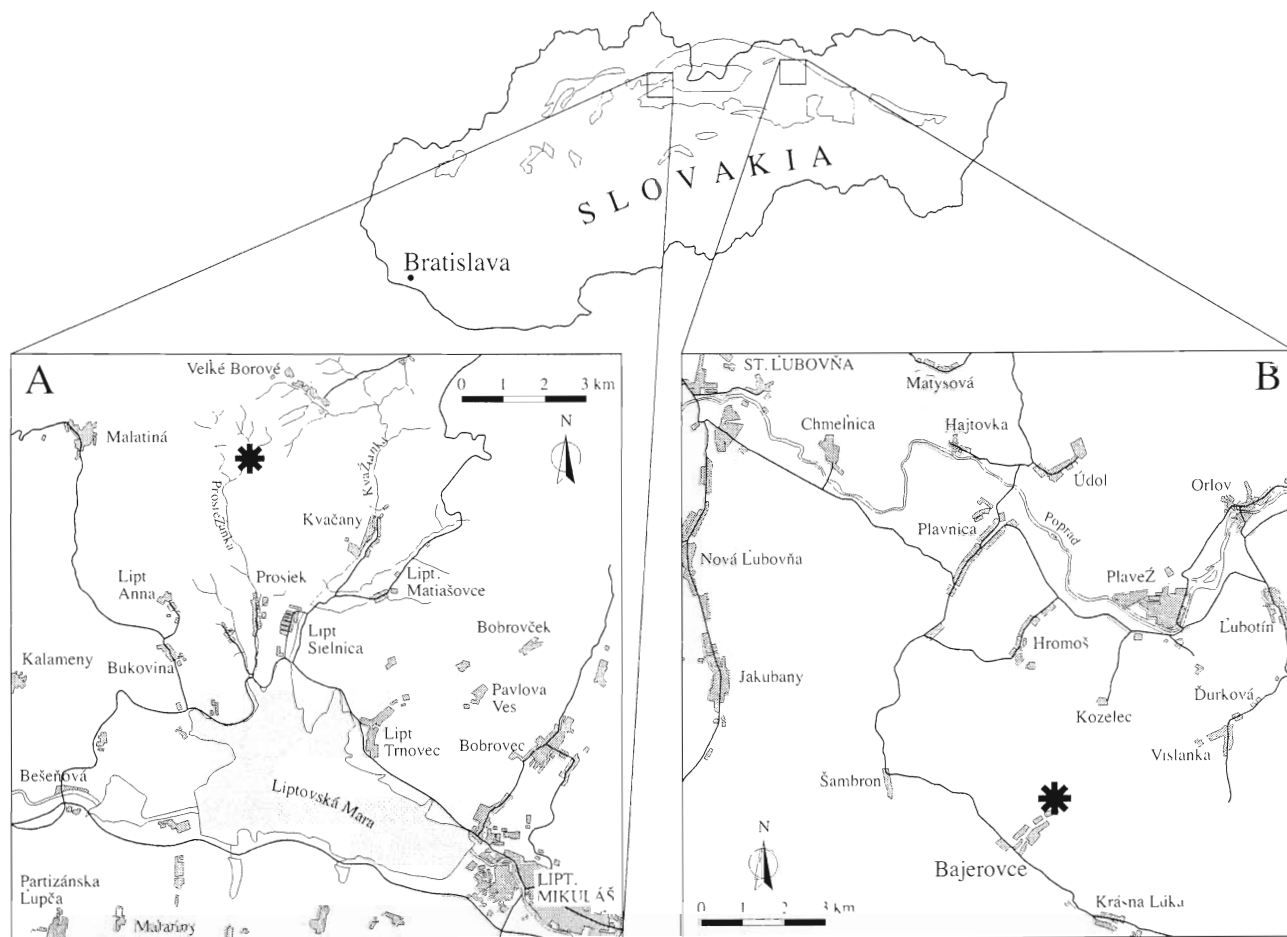
ným teplotným gradientom (Clauser et al., 1997; Kotarba, 1998).

Cieľom našej práce bolo zužitkovať informácie z illitu-smektitu pochádzajúceho z nám dostupných alterovaných vulkanoklastických polôh podtatranskej skupiny a prispieť k lepšiemu poznaniu vývoja centrálnokarpatskej paleogénnej panvy, konkrétne v Levočských vrchoch a na južnej Orave. K-Ar datovanie jemných frakcií illitu-smektitu sa porovnávalo s biostratigrafickým hodnotením vápnitého nanoplanktónu zo susedných ílovcových polôh.

### Vzorky

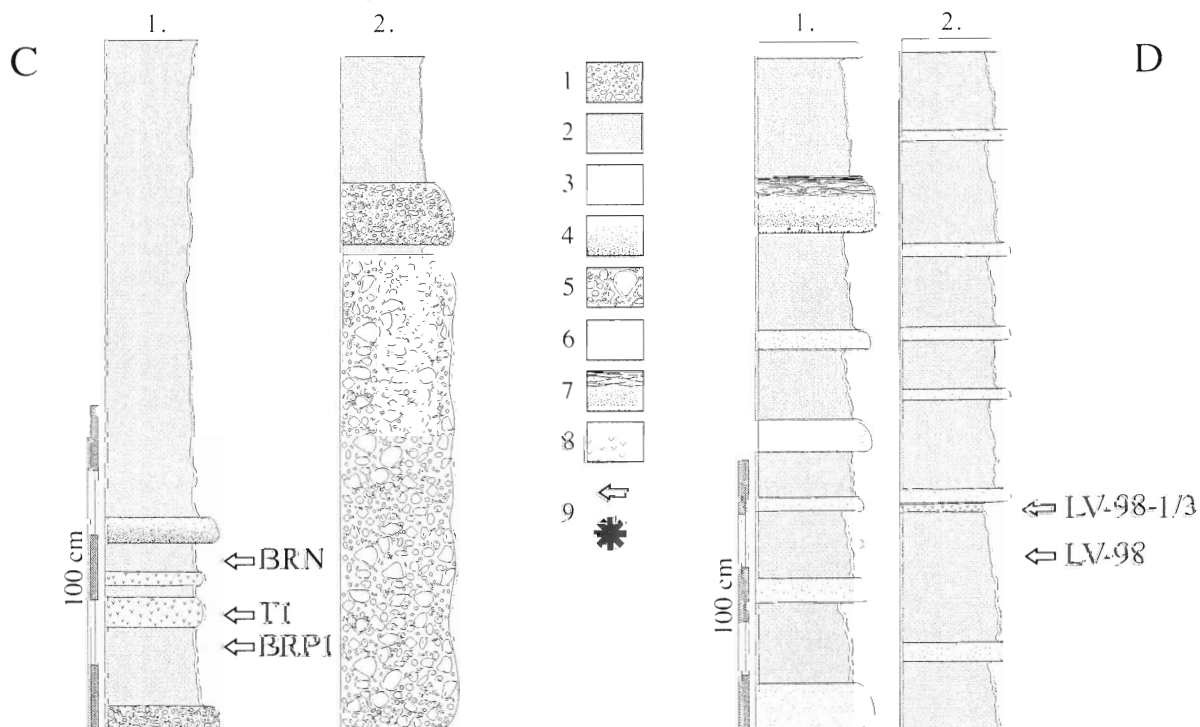
Na rozdiel od poľského Podhalia (Michalík a Wieser, 1959; Konon, 1993; Glazek et al., 1998) sa v slovenskej časti centrálnokarpatského paleogénneho bazéna prejavy vulkanizmu objavujú iba sporadicky, ale vďaka T. Ďurkovičovi k známym výskytom (Rozložník et al., 1973; Gross, 1986) pribudla vulkanoklastická poloha na lokalite Bajerovce v Levočských vrchoch (Soták et al., 1996).

Vzorkový materiál použitý v práci sme odobrali podľa lokalizácie Grossa (1986) na S od Prosieckej doliny v blízkosti ponoru potoka Prosečianka na južnej Orave (obr. 1a). Z ílovca menilitového typu v spodnej časti hutianskeho súvrstvia (Gross, 1986; Soták et al., 2001) sa odobral svetlosivý alterovaný tufitický pieskovec (vzorka T1) spolu s nadložným (BRN) a podložným ílovcem (BRP1, obr. 1c).



Prosiek valley

Bajerovce



Štruktúra tohto pieskovca sa charakterizovala ako psamitická s karbonátovoílovitým tmelom (Gross, 1986). Vzorka BRP1 obsahovala viditeľnú organickú hmotu.

Druhá bentonitová vzorka (LV-98-1/3), svetlý žltohnedý jemnozrnný tuf, spolu s podložným sivým ílovcom (LV-98), sú zo zárezu poľnej cesty neďaleko Bajeroviec v Levočských vrchoch (obr. 1b). Vrchnooligocénny vek tohto vrstvového sledu (pozri ďalej) ho zaraďuje do bielo-potockého súvrstvia (Gross et al., 1999; Soták et al., 2001; obr. 1d).

## Metodika

### Separácia vzoriek

Osievaním alebo mletím sme získali frakciu pod 0,16 mm a z nej sa premývaním a zahrievaním odstránili karbonáty (sodnooctanovým pufrom), oxyhydroxidy Fe a Mn (citrónanovým pufrom a práškovým ditioničitanom sodným), prípadne organická hmota (sodnooctanovým pufrom a peroxidom vodíka; Šucha et al., 1991). Potom sa sedimentačne získala frakcia pod 2 µm alebo centrifugáciou frakcia pod 0,2 µm v homioiónovej forme. Pred usušením frakcií sa zo vzoriek dialýzou odstránili prebytočné soli. Jemné frakcie (< 0,02 µm, 0,02–0,05 µm a 0,1–0,2 µm) boli pripravené ultracentrifúgou Beckman J2-MC Centrifuge.

### Rtg. difrakčná analýza

Všetky vzorky sa analyzovali vo forme celohorninových práškových preparátov a orientovaných preparátov jemných frakcií so zrnitosťou pod 2 µm a pod 0,2 µm. Orientované preparáty boli pripravené sedimentáciou suspenzie na sklené doštičky (10 mg ílu na 1 cm<sup>2</sup>). Rtg. difrakčná analýza sa vykonala v prírodnom stave a po sýtení parou etylénglykolu (EG) počas noci pri teplote 60 °C difraktometrom PHILIPS PW 1710 (Cu K $\alpha$  žiarenie). Krok zaznamenávania intenzít bol 0,02 °2 $\theta$  s expozičným časom 1 s.

Expandabilita (%S<sub>XRD</sub>) illitu-smektitu sa kvantifikovala na základe zmeny polohy bazálnych reflexov po sýtení EG (Šrodoň, 1980, 1981; Dudek a Šrodoň, 1996).

### K-Ar datovanie

K-Ar analýza sa vykonala metódou Bonhomma et al. (1975). Vzorky boli vákuovo uzavreté a zahriate na 80 °C aspoň na 12 hodín, čím sa odstránil atmosférický Ar. Po rozpustení vzorky v zmesi kyselín (HF + HNO<sub>3</sub> + HClO<sub>4</sub>) sa obsah K určil atómovou absorpčnou spektrometriou s odchýlkou pod 1,5 %. Analytická presnosť sa

periodicky kontrolovala meraním mineralogického štandardu GLO a K-Ar vek sa vypočítal s použitím klasických rozpadových konštánt (Steiger a Jäger, 1977) s prípustnou analytickou odchýlkou do 2 %.

### Separácia vápnnitého nanoplanktónu

Z očisteného povrchu vzorky sa naškriabali 3 g vzorky, z nich sa rozptýlením v destilovanej vode získala suspenzia, naniesla sa na podložné sklíčko a vysušením na horúcej platni sa pripravil preparát (Brown a Young, 1998). Vápnnité nanofosílie sa študovali optickým mikroskopom Olympus BX 50 pri 1250-násobnom zväčšení.

### HRTEM-PVP

Techniku interkalácie illitu-smektitu polyvinylpyrrolidonom (polymérna organická látka s molekulovou hmotnosťou 10 000; PVP-10) a nasledujúce pozorovanie ultratenkých rezov vysokorozlišovacím transmisným elektrónovým mikroskopom (HRTEM-PVP; Uhlík et al., 2000) sme použili na identifikáciu detritického materiálu v ílovej frakcii vulkanoklastickej vzorky T1 a LV-98-1/3. PVP-10 vchádza do smektitových medzivrstiev, a tak umožňuje rozdeliť kryštály zmiešanostrvového illitu-smektitu na základné illitové častice, ktorých hrúbka sa potom jednoducho spočíta (1 vrstva = 1 nm). Z tvaru získanej distribúcie hrúbky častíc (minimálne 150 meraní) možno určiť, či vzorka obsahuje jednu (monomodálny tvar distribúcie) alebo viac minerálnych fáz (bimodálny alebo polymodálny tvar distribúcie). Z distribúcie hrúbky častíc sme vypočítali aj ich priemernú hrúbku (T<sub>MEAN</sub>) a z nej maximálnu expandabilitu (%S<sub>PVP</sub> = 100/ T<sub>MEAN</sub>; Šrodoň et al., 1992).

Ultratenké rezy (70–80 nm) sa pripravili z preparátov zaliatych do živice Spurr (Tessier, 1984) mikrotomom Reichert Ultracut a sledovali sa vysokorozlišovacím transmisným elektrónovým mikroskopom (HRTEM) JEOL JEM-2000 FX pri napätí 160 kV (podrobnejšie pozri: Uhlík, 1999, a Šucha et al., 2000). Ultratenké rezy sa fotografovali pri 60 000-násobnom zväčšení v podfokusevanom stave pri veľkosti objektívovej clony 50 µm. Defokusácia objektívovej clony šošovky sa pohybovala od -86 do -136 nm.

## Výsledky

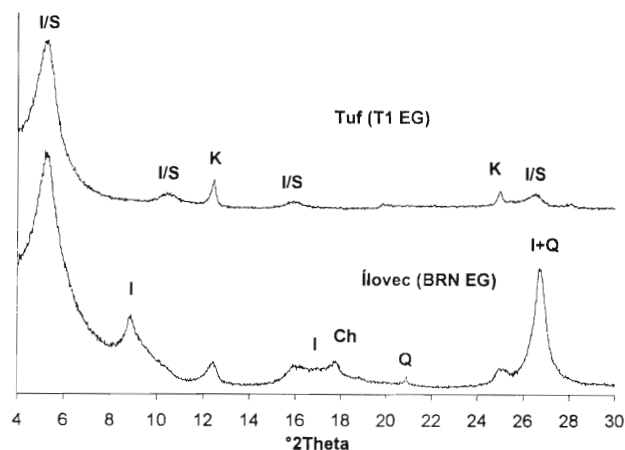
### Minerálne zloženie

V separovaných jemných frakciách všetkých troch vzoriek z hutianskeho súvrstvia južnej Oravy sa identifikoval illit-smektit a kaolinit (obr. 2). V ílovcových polohách

◀ **Obr. 1.** A, B – lokalizácia výskytov vulkanoklastických polôh v súvrstviach centrálneokarpatskej paleogénnej panvy, C, D – litologické profile súvrství s vulkanoklastickými polohami (C – Gross, 1986, upravené; D – Soták, nepublikované). 1 – drobnozrnný karbonátový zlepenec, 2 – ílovec, 3 – tufitický pieskovec, 4 – gradačne zvrstvený pieskovec, 5 – karbonátová zlepenecová brekcia, 6 – homogénny pieskovec, 7 – turbiditický pieskovec, 8 – tuf, 9 – lokalizácia vzoriek.

**Fig. 1.** A, B – location of volcanoclastic beds in the Central Carpathian Paleogene Basin, C, D – lithological profiles of sequences with volcanoclastic beds (C – Gross, 1986, adapted; D – Soták, unpublished). 1 – carbonate conglomerate, 2 – claystone, 3 – tuffaceous sandstone, 4 – graded sandstone, 5 – carbonate breccia, 6 – homogenic sandstone, 7 – turbiditic sandstone, 8 – tuff, 9 – sample locations.

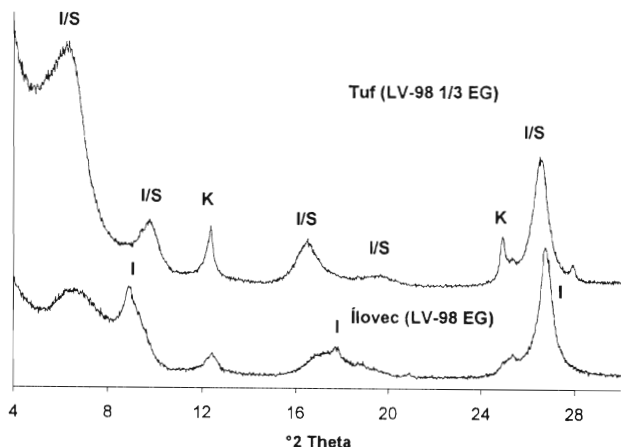




Obr. 2. Rtg. difrakčné záznamy orientovaných preparátov ílovej frakcie (pod  $0,2 \mu\text{m}$ ) z tufického pieskovca a okolitých ílovcových polôh zo zárezu potoka Prosiečanka; sýtené etylénglykolom (EG). I/S – zmiešanostrovový illit-smektit, I – illit, Q – kremeň, K – kaolinit, Ch – chlorit.

Fig. 2. XRD patterns of oriented and ethylene-glycol (EG) saturated samples ( $<0,2 \mu\text{m}$  size fractions) from the locality Prosiečanka valley. I/S – mixed-layer illite-smectite, I – illite, Q – quartz, K – kaolinite, Ch – chlorite.

sa okrem nich zistil aj illit a malé množstvo chloritu (obr. 2). Rozdiel medzi dvoma rozličnými frakciami ( $<0,2 \mu\text{m}$  a  $2-0,2 \mu\text{m}$ ) bol len v zvýšení intenzity illitovo-smektitových reflexov voči reflexom kaolinitu. Okrem ílových minerálov sa v malom množstve identifikoval kremeň v ílovci a Ca-Na plagioklas v tufickom pieskovci. V piesčitej frakcii vulkanoklastika boli časté glaukonitizované jadrá foraminifer. Glaukonit sa identifikoval kvantitatívnu EDS analýzou ( $\text{SiO}_2$  52,28;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,99;  $\text{MgO}$  5,53;  $\text{K}_2\text{O}$  6,09;  $\text{FeO}$  9,50;  $\text{TiO}_2$  0,23; GSSR – KEVEX).



Obr. 3. Rtg. difrakčné záznamy orientovaných preparátov ílovej frakcie (pod  $0,2 \mu\text{m}$ ) z bentonitu a ílovca z Bajaroviec; sýtené etylénglykolom (EG). I/S – zmiešanostrovový illit-smektit, I – illit, K – kaolinit.

Fig. 3. XRD patterns of oriented and ethylene-glycol (EG) saturated samples ( $<0,2 \mu\text{m}$  size fractions) from the locality Bajarovce. I/S – mixed-layer illite-smectite, I – illite, K – kaolinite.

Vo vzorkách z Bajaroviec (frakcie  $<0,2 \mu\text{m}$ ) sa identifikoval illit-smektit, kaolinit a v ílovci aj illit a chlorit (obr. 3). Z neílových minerálov sa na rtg. difrakčnom zázname – rovnako ako vo vzorkách z južnej Oravy – objavil kremeň v ílovci a vo vulkanoklastickej polohe albit a anatas.

Stanovila sa expandabilita obidvoch vzoriek illitu-smektitu z vulkanoklastických prepláskov:  $\%S_{\text{XRD}}$  vzorky T1 bolo 75 % a vzorky LV-98-1/3 44 %. Zisťovanie expandability illitu-smektitu z ílovca rtg. difrakčnou analýzou sťažovala prítomnosť detritického illitu. Expandabilita obidvoch ílovcov hutianskeho súvrstvia bola odhadnutá na 65–75 %, čo je v zhode s určenou expandabilitou illitu-smektitu z tufického pieskovca. Expandabilita ílovca z Bajaroviec sa odhadla na 26 % a je až o 18 % nižšia ako z bentonitového preplásku.

#### Biostratigrafické hodnotenie vápnitého nanoplanktónu

Pre asociácie vápnitého nanoplanktónu zo vzoriek ílovca BRP1 (južná Orava) a LV-98 (Bajarovce) je charakteristické veľmi zlé zachovanie zistených nanofosílií a výskyt mnohých redeponovaných foriem kriedového, paleocénného a eocénného veku. Na základe asociácií uvedených v tab. 1 sa vek sedimentov stanovil na vrchnú časť rupelu (NP 23-24, ílovec BRP1) a v druhom prípade ako chat (NP 24-25, ílovec LV-98).

Tab. 1  
Biostratigrafické hodnotenie vápnitého nanoplanktónu  
Biostratigraphic determination of calcareous nannoplankton from claystones

| Ma   | Epoch/Age<br>Berggren et al.<br>1995* | NP Zones<br>Martini 1971 | Sample | Nannoplankton species                                                                                                                                                                            |
|------|---------------------------------------|--------------------------|--------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 23.8 | Oligocene                             | Chatian                  | LV-98  | <i>Sphenolithus dissimilis</i><br><i>S. cf. conicus</i><br><i>Reticulofenestra bisecta</i><br><i>Pontosphaera enormis</i><br><i>Helicosphaera cf. recta</i><br><i>Cyclicargolithus abisectus</i> |
| 28.5 |                                       |                          |        |                                                                                                                                                                                                  |
|      |                                       | Rupelian                 | BRP 1  | <i>Reticulofenestra cf. ornata</i><br><i>Transversopontis cf. pax</i><br><i>R. Lockeri</i><br><i>Pontosphaera sp.</i>                                                                            |
|      |                                       |                          |        |                                                                                                                                                                                                  |
| 33.7 |                                       |                          |        |                                                                                                                                                                                                  |

\* in Hardenbol et al. 1998

Paleoekologická analýza určených asociácií vápnitého nanoplanktónu dokazuje sedimentáciu rupelských usadenín v bazéne so zníženou salinitou a s čiastočnou izoláciou od tetydného oceánu. Potvrdzuje to prítomnosť endemických druhov *Reticulofenestra cf. ornata* a *Transversopontis cf. pax* (=T. fibula), ktoré sú charakteristické pre rupel a Paratetydu. V tomto vekovom intervale sa určili len v západnej, východnej a centrálnej časti Paratetydy

(Andreyeva-Grigorovich, 1981; Nagymarósy a Voronina, 1992). Vrchnooligocénné asociácie vápňitého nanoplanktónu svedčia o teplovodnom prostredí s normálnou salinitou a o spojení s oceánom (tab. 1).

#### K-Ar datovanie

Výsledky datovania jemnejšej zrnitostnej frakcie vzorky T1 poskytli o viac ako 10 miliónov rokov mladší vek ako hrubšej frakcie (tab. 2). Údaje zo všetkých troch analyzovaných frakcií bentonitu z Bajaroviec sú takmer rovnaké a pohybujú sa v intervale 22,3–22,5 miliónov rokov (tab. 2).

Tab. 2

K-Ar veku rozličných zrnitostných frakcií bentonitu zo zárezu potoka Prosiečanka (T1) a z Bajaroviec (LV-98-1/3)

K-Ar ages of the different size fractions of the bentonite samples

|                         | T1                | LV-98-1/3         |
|-------------------------|-------------------|-------------------|
| <0.02 $\mu\text{m}$     | –                 | 22.5 $\pm$ 2.5 Ma |
| 0.02–0.05 $\mu\text{m}$ | –                 | 22.3 $\pm$ 2.2 Ma |
| <0.2 $\mu\text{m}$      | 41.2 $\pm$ 5.0 Ma | –                 |
| 0.2–2 $\mu\text{m}$     | 52.0 $\pm$ 8.7 Ma | 22.4 $\pm$ 1.7 Ma |

T1 – the locality Prosiek valley, LV-98-1/3 – the locality Bajarovce

#### HRTEM-PVP

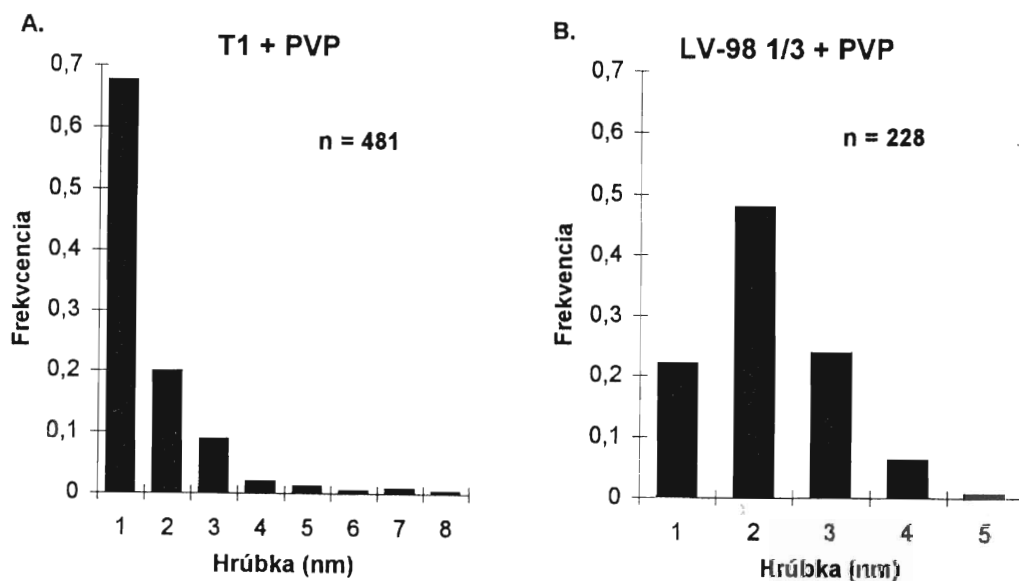
Tvar distribúcie hrúbky illitových častíc vo vzorke T1 má dve maximá (obr. 4a). Najväčšie zastúpenie majú monovrstvy, takmer 70 % z celkového počtu meraných častíc, ale zistilo sa aj pomerne veľa hrubších častíc s viac ako štyrmi vrstvami (vyššie 2 % všetkých častíc) a s maximom pri hodnote 7 nm. Frekvencia častíc s tromi a štyr-

mi vrstvami nie je pri vzorke s takou vysokou expandabilitou zanedbateľná. Na základe  $T_{\text{MEAN}} = 1,53$  nm sa z celkovej distribúcie vypočítala maximálna expandabilita ( $\%S_{\text{PVP}}$ ) 65 %. Pri zanedbaní hrubších častíc sa  $\%S_{\text{PVP}} = 72$  % (pri  $T_{\text{MEAN}} = 1,39$  nm). V obidvoch prípadoch je  $\%S_{\text{XRD}}$  väčšia ako  $\%S_{\text{PVP}}$ , čo je v protiklade s doterajšími poznatkami, ktoré signalizujú pravý opak (Šrodoň et al., 1992; Uhlík et al., 2000). Bimodálne rozdelenie distribúcie častíc spolu s vyššou  $\%S_{\text{XRD}}$  ako  $\%S_{\text{PVP}}$  svedčia o prítomnosti malého množstva detritických častíc.

V distribúcii hrúbky častíc vzorky LV-98-1/3 sa neobjavili hrubšie častice, ktoré by signalizovali prítomnosť inej ako autigénnej fázy (obr. 4b). Tvar distribúcie je lognormálny. Hodnota  $\%S_{\text{PVP}} = 46$  %, vypočítaná na základe  $T_{\text{MEAN}} = 2,15$  nm, je podľa očakávania vyššia ako  $\%S_{\text{XRD}}$  (44 %).

#### Diskusia

K-Ar analýza illitovo-smektitových častíc môže poskytnúť akceptovateľné výsledky, ak vzorka nie je kontaminovaná detritickou sludou (illitom, muskovitom, biotitom a pod.). Predpokladá sa, že vulkanoklastické polohy sú bez detritického materiálu, ale pretože spravidla ide o tenké preplástky v sekvenciách siliciklastických sedimentov, je výskyt detritických častíc pomerne častý. Napríklad pri štúdiu vulkanoklastík z podhalského bazéna sa z vyše desiatich polôh ako vhodné na K-Ar datovanie ukázali len dve (Kotarba, osobná informácia). Vulkanoklastický materiál sa totiž pri sedimentácii alebo prekrytí môže premiešať s okolitým sedimentom. V takom prípade na výrazné ovplyvnenie výsledného veku stačí aj niekoľko mnohonásobne väčších a starších detritických častíc, ako sú autigénne častice (Šrodoň, 1999).



Obr. 4. Distribúcia základných illitových častíc vo vzorkách sýtených PVP-10 získaná z HRTEM. A – vzorka T1 zo zárezu potoka Prosiečanka, B – vzorka LV-98-1/3 z Bajaroviec, n – počet meraných častíc.

Fig. 4. Thickness distributions of fundamental illite particles obtained from HRTEM images after PVP-10 intercalation of samples. A – sample T1 (locality Prosiek valley), B – sample LV-98-1/3 (locality Bajarovce), n – number of particles.

## Južná Orava

Z biostratigrafického hodnotenia vápnitého nanoplanktónu (tab. 1) z podložného ílovca (BRP1) vyplýva, že vek študovanej sekvencie je stredný až vrchný oligocén, teda odlišný od veku, aký publikoval Gross et al. (1993). Títo autori (l. c.) na základe veľkých a malých foraminifer, peľu a iných organických zvyškov stanovili vek hutianskeho súvrstvia na vrchný eocén (spodný priabón). Keďže Gross et al. (l. c.) neuvádzajú priamu informáciu zo severného záveru Prosieckej doliny, prikláňame sa k našim údajom.

Hodnoty získané zo vzorky T1 K-Ar metódou sú vyššie ako pri obidvoch biostratigrafických stanoveniach, čo je v rozpore s tým, že diagenetický vek by mal byť vždy nižší ako stratigrafický (Clauer et al., 1997; Kotarba, 1998). K-Ar vek hrubšej zrnitosti frakcie vzorky T1 je navyše až o 10 miliónov rokov vyšší ako jemnejšej frakcie (tab. 2). Potvrdzuje to, že sediment (alebo vzorka) predsa len bol kontaminovaný detritickým materiálom väčšej hrúbky, ako majú autigénne častice (Clauer et al., 1997). Dodatočné štúdium vzorky elektrónovou mikroskopiou (HRTEM) potvrdilo výskyt asi 2 % hrubších častíc (5–8 nm, obr. 4a), ktoré sú alebo detritického pôvodu, alebo sa uvoľnili z glaukonitizovaných jadier foraminifer pri separácii jemných frakcií. Na základe týchto faktov konštatujeme, že K-Ar vek vzorky T1 nezodpovedá diagenetickému priebehu illitizácie. Toto naše tvrdenie je navyše v súlade s K-Ar datovaním illitu-smektitu z dvoch bentonitových polôh chocholowského resp. zakopanského súvrstvia podhalského bazéna, ktoré poskytlo akceptovateľný vek diagenézy (17,4–20,8 miliónov rokov), t. j. mladší ako stratigrafický (23,8–33,7 miliónov rokov; Kotarba, 1998).

Napriek tomu, že sa obdobie s maximálnou teplotou pochovávania hutianskeho súvrstvia nestanovilo, na základe expandability illitu-smektitu možno hĺbku pochovávania sedimentov odhadnúť. Neusporiadaný R0 typ zmiešanovrstvovej štruktúry illitu-smektitu s relatívne vysokou expandabilitou svedčí o slabej, počiatočnej diagenetickej premene hutianskeho súvrstvia v tejto časti centrálnokarpatského paleogénneho bazéna. Na zistenie teplotných podmienok ovplyvňujúcich toto súvrstvie sme použili expandabilitu illitu-smektitu z tufitickej polohy. Porovnaním s údajmi z východoslovenskej panvy (Šucha et al., 1993) sa pre tufitickú polohu T1 odhadla maximálna teplota pochovávania 70–90 °C, čo pri možnom intervale teplotných paleogradientov 30 až 40 °C/km (Allen a Allen, 1990) predstavuje pochovanie do hĺbky 1,75–3 km. Vzhľadom na súčasnú hrúbku sedimentov v tejto časti panvy (Gross et al., 1984) teda možno predpokladať eróziu komplexu nadložných sedimentov hrubého 1500–500 m.

## Levočské vrchy

Vyššia expandabilita illitu-smektitu z bentonitu v porovnaní s ílovcom zistená na lokalite Bajerovce nie je zriedkavá a zistila sa v sliezskej (Šrodoň, 1979) aj vo východoslovenskej panve (Šucha et al., 1993). Jednou

z príčin pomalšej illitizácie smektitu v pochovaných vulkanoklastikách je veľkosť medzivrstvového náboja. Ten je väčší pri illite-smektite z ílovcov a uľahčuje fixáciu iónov K v štruktúre (Šucha et al., 1993). Ďalšou príčinou tohto rozdielu mohol byť už zdrojový materiál ílovcov, ktorý mohla postihnúť počiatočná premena smektitu na illit, alebo sa transformácia začala pri transporte opakovanými cyklami sušenia a vlhčenia (Nadeau a Reynolds, 1981; Schulz in Šrodoň, 1984; Šucha et al., 1993).

V ílových frakciách bentonitovej vložky z Bajeroviec sa častice detritického illitu, ktorý by interpretáciu K-Ar analýz komplikoval, nezistili. K-Ar vek je mladší ako stratigrafický, stanovený na základe vápnitého nanoplanktónu, a možno ho pokladať za obdobie, v ktorom sedimenty dosiahli maximálnu teplotnú premenu (tab. 1 a 2). Vzťah týchto vekov je v súlade s výsledkami z Podhalia.

Kotarba (1998) uvádza dve možné interpretácie veku diagenézy. Pri prvej predpokladá konštantný teplotný gradient a v takom prípade K-Ar vek illitu-smektitu zodpovedá obdobiu maximálneho pochovávania. Druhou možnosťou je, že sa teplotný gradient počas vývoja sedimentačného bazéna menil, a tak by vek získaný z illitu-smektitu určoval obdobie maximálneho teplotného toku.

Pretože z Levočských vrchov nie je známa nijaká udalosť svedčiacia v prospech druhej interpretácie, obdobie pred približne 22,4 miliónmi rokov považujeme za obdobie dosiahnutia maximálneho pochovania sedimentov. Na vznik usporiadanej R1 štruktúry illitu-smektitu s  $\%S_{XRD} = 44$  diagenetickou cestou treba dosiahnuť teplotu 120 až 140 °C (Šucha et al., 1993), čo pri predpokladanom teplotnom gradiente 30–40 °C/km a vylúčení teplotnej anomálie znamená pochovanie sedimentov do hĺbky 4,6–3 km. Pretože musia byť splnené obidve podmienky, t. j. vek maximálneho pochovania aj hrúbka sedimentov, predpokladáme, že v tejto oblasti pokračovala sedimentácia späť so subsidenciou aj v spodnom miocéne. Ak sa aj vezme do úvahy, že časť nadložných sedimentov možno zaradiť do vrchného oligocénu, ako aj ich predpokladaná hrúbka (Gross et al., 1999; Soták, 1998), aj tak zostáva sedimentárny komplex hrubý aspoň 4,1–2,5 km, ktorý by mal patriť do miocénu (pozri aj Biroň, 1998; Kotulová et al., 1998).

## Záver

Z výsledkov nášho výskumu vyplýva, že rgt. difrakčná analýza nie je na overenie prítomnosti detritického materiálu v ílovej frakcii vulkanoklastík dostačujúca a že spresňujúcou metódou, ktorou možno odlíšiť autigénne a detritické častice podľa distribúcie ich hrúbky, je HRTEM-PVP.

Z dvoch spracovaných bentonitových vzoriek iba illit-smektit z Bajeroviec (Levočské vrchy) poskytol hodnotné K-Ar datovanie ( $22,4 \pm 2$  miliónov rokov), ktoré poukazuje na obdobie maximálneho pochovania. Tento údaj spolu s biostratigrafickým hodnotením vápnitého nanoplanktónu a s maximálnou teplotou diagenézy svedčia o tom, že sedimentácia v študovanej oblasti Levočských vrchov pokračovala aj v spodnom miocéne a dosiahla

značnú hrúbku sedimentov (4,1–2,5 km). Na základe zisnenej expandability illitu-smektitu usudzujeme, že aj na južnej Orave erózia odstránila 500–1500 m nadložných paleogénnych sedimentov.

Paleoekologická analýza určených asociácií vápnitého nanoplanktónu poukazuje na to, že kým na južnej Orave prebiehala sedimentácia v strednom oligocéne v bazéne so zníženou salinitou a s čiastočnou izoláciou od tetydného oceána, vrchnooligocénne sedimenty z okolia Bajecoviec (Levočské vrchy) pochádzajú z teplovodného prostredia s normálnou salinitou a so spojením s oceánom.

Diametrálne rozdielny stupeň postsedimentárnej premeny sedimentov obidvoch skúmaných oblastí centrálno-karpatského paleogénneho bazéna, ale najmä fakt, že vekovo mladšie sekvencie v oblasti Levočských vrchov prešli vyššou teplotnou premenou (120–140 °C) ako staršie komplexy južnej Oravy (70–90 °C), potvrdzujú výraznú diferenciáciu rýchlosti subsidencie v jednotlivých častiach panvy.

*Podakovanie.* Ďakujeme P. Grossovi za poskytnutie terénnej dokumentácie. T. Ďurkovičovi za vzorky a J. Sotákovi za konzultácie. M. Čaplovičovej ďakujeme za elektrónovú mikroskopiu a L. Puškellovej za rtg. difrakčnú analýzu. Práca vznikla aj za podpory projektu VEGA 1/8204/01 a 2/7068/20.

## Literatúra

- Allen, P. A. & Allen, J. R., 1990: Basin analysis. Principles and applications. *Blackwell Science, Oxford*, 464 p.
- Andreyeva-Grigorovich, A. S., 1981: The nanoplankton from Eocene-Oligocene boundary deposits of Armenia and the north Caucasus. *Paleont. Sbor (Lvov)*, 18, pp. 57–62.
- Biroň, A., 1998: Vrstevnaté silikáty ako indikátory diagenetických a metamorfických premien v terciérnych panvách a panvových substrátoch východného Slovenska. [Dizertačná práca.] Bratislava, GÚ SAV, 113 s.
- Bonhomme, M. G., Thuizat, R., Pinault, Y., Clauer, N., Wendling, R. & Winkler, R., 1975: Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. *Note Technique l'Institut de Géologie, Université de Strasbourg*, 3, 53 p.
- Bown, P. R. & Young, J. R., 1998: Techniques. In: Bown, P. R. (Ed.): *Calcareous nanofossil biostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 16–28.
- Clauer, N., Šrodoň, J., Franců, J. & Šucha, V., 1997: K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite-smectite. *Clay Miner.*, 32, pp. 181–196.
- Dudek, T. & Šrodoň, J., 1996: Identification of illite/smectite by X-ray powder diffraction taking into account the lognormal distribution of crystal thickness. *Geol. Carpath. Clays*, 5, 1–2, pp. 21–32.
- Glazek, J., Przybycin, A. & Sochaczewski, A., 1998: Tufit wśród zlepieńców górnooceanicznych Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. *Przegl. geol.*, 46, 7, pp. 622–630.
- Gross, P., 1986: Nález tufitických pieskovec vo vnútrokarpatskom paleogéne Oravy. *Geol. Práce, Spr.*, 84, s. 157–164.
- Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr.*, 81, s. 103–117.
- Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A. et al., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, GÚDŠ, 319 s.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karolík, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlínka, A., Vozárová, A. & Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov. Spišsko-šarišského medzihoria. Bachurne a Šarišské vrchoviny 1 : 50 000. GSSR, Bratislava. Vyd. D. Štúra, 239 s.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., de Graciansky, P. C. & Vail, P. R., 1998: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *SEMP, Spec. Publ.*, 60, Tulsa, Oklahoma.
- Konon, A., 1993: Minerality mieszanopakietowe illit/smektit jako wskaźnik paleotemperatury w tufitach fliszu podhalańskiego. *Przegl. geol.*, 7, pp. 512–513.
- Kotarba, M., 1998: Illite/smectite diagenesis in Kraków-Zakopane cross-section of the Outer Carpathians and the Podhale Basin (Poland). *XVI Congress of CBGA, Vienna, Abstracts*, 292 p.
- Kotulová, J., Biroň, A. & Soták, J., 1998: Organic and illite-smectite diagenesis of the Central Carpathian Paleogene Basin: Implications for thermal history. *XVI Congress of CBGA, Abstracts, Vienna*, 293 p.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. II. In: *Farinacci, A. (Ed.) 1970: Proc. II plankt. Conf., Roma, 1970. Edizioni Tecnoscienza Roma*, pp. 739–785.
- Michalík, A. & Wieser, T., 1959: Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. geol.*, 3, pp. 378–389.
- Nadeau, P. H. & Reynolds, R. C., 1981: Burial and contact metamorphism in the Mancos shale. *Clays and Clay Miner.*, 29, pp. 249–259.
- Nagymarosy, A. & Voronina, A. A., 1992: Calcareous nanoplankton from the Lower Mayokopian Beds (Early Oligocene, Union of Independent States). *Proceedings of the fourth INA Conference, Prague 1991, vol. II. Knihovnička ZPN, Hodonín*, 14b, 2, pp. 189–221.
- Pollastro, R. M., 1993: Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays and Clay Miner.*, 41, pp. 119–133.
- Rozložník, L., Samuel, O. & Jacko, S., 1973: Prejavy eocénneho vulkanizmu pri Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Spr.*, 61, s. 143–453.
- Soták, J., 1998: Sequence stratigraphy approach to the Central Carpathian Paleogene (Eastern Slovakia): eustasy and tectonics as controls of deep-sea fan deposition. *Slovak Geol. Mag.*, 4, 3, pp. 185–190.
- Soták, J., Spišák, J., Baráth, I., Bebej, J., Biroň, A., Hrnčárová, M., Hudáčeková, N., Hurai, V., Kotulová, J., Kováč, M., Marko, F., Marschalko, R., Michalík, J., Milička, J., Mišík, M., Pitoňák, P., Perezslényi, M., Plašienka, D., Prokešová, R. & Reháková, D., 1996b: Zhodnotenie geologickej stavby levočských vrchov [Čiastková záverečná správa.] Manuskrpt. Archiv GÚ SAV, Bratislava, 1193 s.
- Soták, J., Perezslényi, M., Marschalko, R., Milička, J. & Starek, D., 2001: Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Mar. Petrol. Geol.*, 18, pp. 87–114.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977: Subcommission on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth planet. Sci. Lett.*, 36, pp. 359–362.
- Šrodoň, J., 1979: Correlation between coal and clay diagenesis in the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin. In: *Mortland, M. M. & Farmer, V. C. (Eds.). Proc. Int. Clay Conf., Oxford, 1978. Elsevier, Amsterdam*, pp. 251–260.
- Šrodoň, J., 1980: Precise identification of illite/smectite interstratification by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Miner.*, 28, pp. 401–411.
- Šrodoň, J., 1981: X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixture with discrete illite. *Clay Miner.*, 16, pp. 297–304.
- Šrodoň, J., 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Miner.*, 32, pp. 337–349.
- Šrodoň, J., 1995: Reconstruction of maximum paleotemperatures at present erosional surface of the Upper Silesia Basin, based on the composition of illite/smectite in shales. *Stud. geol. pol.*, 108, pp. 9–20.
- Šrodoň, J., 1999: Extracting K-Ar ages from shales: a theoretical test. *Clay Miner.*, 33, pp. 375–378.
- Šrodoň, J., Elsass, F., McHardy, W. J. & Morgan, D. J., 1992: Chemistry of illite-smectite inferred from TEM measurements of fundamental particles. *Clay Miner.*, 27, pp. 137–158.
- Šucha, V., 2001: Íly v geologických procesoch. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 159 s.

- Šucha, V., Kraus, I., Gerthofferová, H., Peteš, J. & Sereková, M., 1993: Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. *Clay Miner.*, 28, pp. 243–253.
- Šucha, V., Šrodoň, J., Zatkalíková, V. & Franců, J., 1991: Zmiešanovrstevnatý minerál typu illit/smektit: separácia, identifikácia, využitie. *Mineralia Slov.*, 23, 3, s. 267–274.
- Šucha, V., Uhlík, P., Dubíková, M., Elsass, F., Čaplovičová, M. & Krištín, J., 2000: Možnosti využitia elektrónovej mikroskopie ultratenkých rezov v geológii a pedológii. *Mineralia Slov.*, 32, s. 133–140.
- Tessier, D., 1984: Étude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Dr Es Sciences thesis, Univ Paris VII, Paris, INRA publisher, France, 361 p.
- Uhlík, P., 1999: Vývoj častíc illit-smektitu počas diagenézy. [Dizertačná práca.] *Prif UK, Bratislava*, 100 s.
- Uhlík, P., Šucha, V., Elsass, F. & Čaplovičová, M., 2000: High-resolution transmission electron microscopy of mixed-layer clays dispersed in PVP-10: a new technique to distinguish detrital and authigenic illitic material. *Clay Miner.*, 35, pp. 781–789.

## Illite-smectite of bentonite beds from Central Carpathian Paleogene Basin

Volcaniclastic layers occurring within monotonous siliciclastic sequences provide valuable information for interpretation of sedimentary basin history. This study is concerned on the smectite illitization of two bentonite beds from the Central Carpathian Paleogene Basin (Podtatranská Group).

Randomly interstratified illite-smectite with relatively high content of smectite interlayers ( $S_{XRD} = 75\%$ ) refers to low, early diagenesis of the Huty Formation in Orava region (Prosiek valley). On the basis of illite-smectite geothermometer, maximum paleotemperatures of 70–90 °C were determined for tuffitic sandstone of the Huty Formation. It represents burial depths of 1.75–3 km assuming possible temperature gradients 40–30 °C/km and normal heat flow. Considering present thickness of sediments, we estimate erosion of 500–1500 m thick sedimentary complex. Due to the presence of small amount of detrital mica particles, the results of K-Ar dating are useless for determination of

period of the maximum burial temperature in this area. Middle–Late Oligocene ages were determined by biostratigraphic study of calcareous nannoplankton from claystone lies beneath the tuffitic sandstone.

Degree of smectite illitization indicates advanced diagenesis of sediments in the Levoča Mts. region (Bajerovce). The maximum burial temperatures estimated for bentonite range from 120 to 140 °C. Illite-smectite ( $S_{XRD} = 44\%$ ) was suitable for K-Ar dating because of absence of detrital illite. K-Ar age of illite-smectite (22.5 Ma) is younger than stratigraphic age determined from calcareous nannoplankton (25–30 Ma). Assuming constant geothermal gradient, these data are considered as period of maximum temperature connected with maximum burial of studied samples. The thickness of missing overburden from 3 to 4.6 km was estimated for the Bajerovce area (Levoča Basin). These results indicate a continuity of subsidence of studied area also during the early Miocene.



## Organická hmota v neskoromiocénnych sedimentoch Lučenskej kotliny, južné Slovensko

JÁN MILIČKA<sup>1</sup>, DIONÝZ VASS<sup>2</sup> a MIROSLAV PERESZLÉNYI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Katedra geochemie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava

<sup>2</sup>Katedra prírodného prostredia Lesníckej fakulty TU vo Zvolene, Masarykova 24, 960 53 Zvolen

<sup>3</sup>Slovenský plynárenský priemysel, VVNP, Votrubova 11/a, 825 05 Bratislava

(Doručené 11. 12. 2001, revidovaná verzia doručená 12. 4. 2002)

### Organic matter study from the Late Miocene sediments of Lučenská kotlina Depression, Southern Slovakia

Geochemical study of organic matter in river sediments of Poltár Fm. of Pontian age (Late Miocene) compared with the organic matter of simultaneously aged basaltic maar of Podrečany Fm. in Lučenská kotlina Depression showed that the organic matter of both formations is conspicuous different. In river sediments kerogen of higher plants (type III) locally accompanied by algae kerogen type II is dominant. Kerogen of primitive water plants – algae predominates in alginite maar fill at Pinciná.

**Key words:** organic matter, river deposits, maar lake deposit – alginite, Late Miocene, Lučenská kotlina Depression

### Úvod

Pre geologický vývoj v Lučenskej kotline na konci miocénu sú charakteristické dve súvéké súvrstvia alebo formácie. Prevažne riečne sedimenty boli opísané ako poltárske súvrstvie (poltárska formácia, Andrusov a Zorkovský, 1950; zaradenie súvrstvia do oligocénu resp. staršieho miocénu sa neskôr ukázalo ako neopodstatnené). Bazaltové vulkanity, ktoré sprevádzajú riečne sedimenty poltárskeho súvrstvia, sa opísali ako podrečianska bazaltová formácia (Vass a Kraus, 1985). V poltárskom súvrství aj v podrečianskej bazaltovej formácii sú sedimenty bohaté na organickú hmotu. V súčasnosti sa takýto typ sedimentov – najmä v povrchových podmienkach – začína študovať metódami pôdnej kapametrie (Verosub et al., 1993; Ďurža et al., 1996; Ďurža, 1999).

Cieľom nášho príspevku je metódami organickej geochemie charakterizovať organickú hmotu v obidvoch litostratigrafických jednotkách, a tak uľahčiť chápanie ich vzniku. Na dosiahnutie tohto cieľa sme prehodnotili poznatky o organickej hmote v alginite, ktorý je sedimentárnou výplňou bazaltového maaru pri Pincinej, patriaceho do podrečianskej formácie (Vass, 1995; Puchnerová et al., 1996; Vass et al., 1997). Organickú hmotu sedimentov poltárskeho súvrstvia sme študovali na vzorkách z vrtu LV-35, ktorý sa hĺbil v 70. rokoch 20. stor. pri Poltári v rámci uhoľného prieskumu (Klubert et al., 1986), ako aj z dvoch v súčasnosti ťažených hlinísk – Tomášovce-Kopaň a Gregorova Vieska (obr. 1). Litostratigrafický profil vrtu LV-35 a spomenutých hlinísk je na obr. 2 až 4.

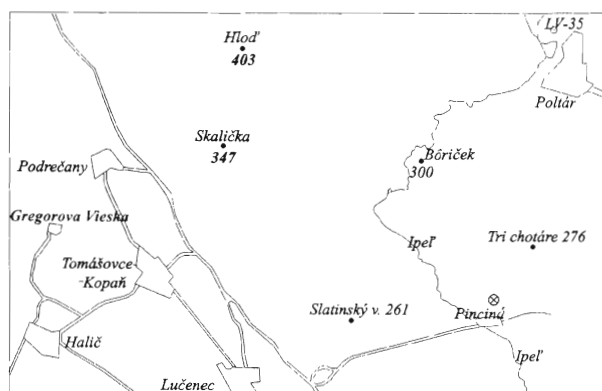
### Metodika

Prednostne sa hodnotili vzorky tmavého ílu a na porovnanie sa odobralo aj niekoľko vzoriek pestrého ílu. Vzorky z vrtu LV-35, ako aj z povrchových hlinísk predstavujú íl s variabilným obsahom rozptýlenej organickej hmoty resp. zuhoľnatených zvyškov a v dvoch prípadoch ide o uhoľný íl. Z hľadiska minerálneho matrixu sú to teda vrstvivité silikáty bez stanoviteľného obsahu karbonátov (TIC je pod medzou detekcie; tab. 1).

C<sub>org</sub> (TOC; tab. 1) sa zisťoval štandardnou metodikou laboratória brnianskej pobočky ČGÚ. V tom istom laboratóriu sa stanovil aj uhlíkovíkový potenciál organickej hmoty študovaných vzoriek (parameter S1, S2, HI, PI, GP a T<sub>max</sub> v tab. 1), a to metódou pyrolýzy Rock-Eval 5. Pyrolytické analýzy sa hodnotili a interpretovali v zmysle Espitaliého et al. (1985, 1986).

### Geologická charakteristika poltárskeho súvrstvia a podrečianskej bazaltovej formácie

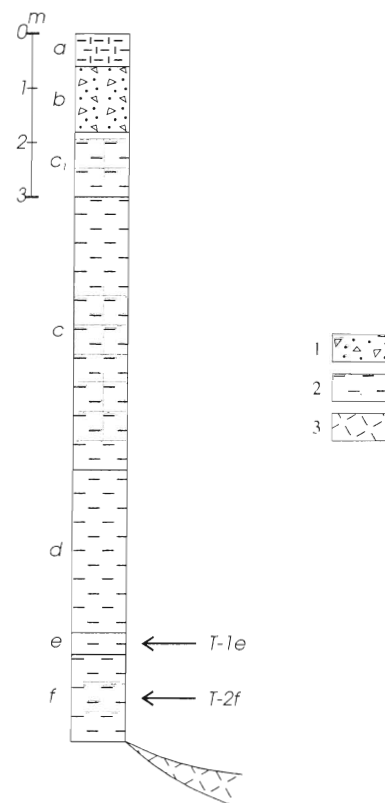
Poltárske súvrstvie tvorí štrk, piesok a jeho typickým členom veľkého ekonomického významu je pestrý (svetlosivý, biely, červený, zelený a hrdzavohnedý) kaolinický íl a kaolinický piesok. Sprievodným, málo frekvencovaným litotypom súvrstvia je tmavý bituminózny íl a šošovky lignitu. Šošovka na SZ od Poltára je hrubá až 18 m, ale je na ploche iba niekoľko 100 m<sup>2</sup> (Hano et al., 1980). Hrúbka celého súvrstvia je maximálne 100 m. Súvrstvie s erozívnou diskordanciou leží na lučenskom (eger), fila-



Obr. 1. Schéma odberu vzoriek.

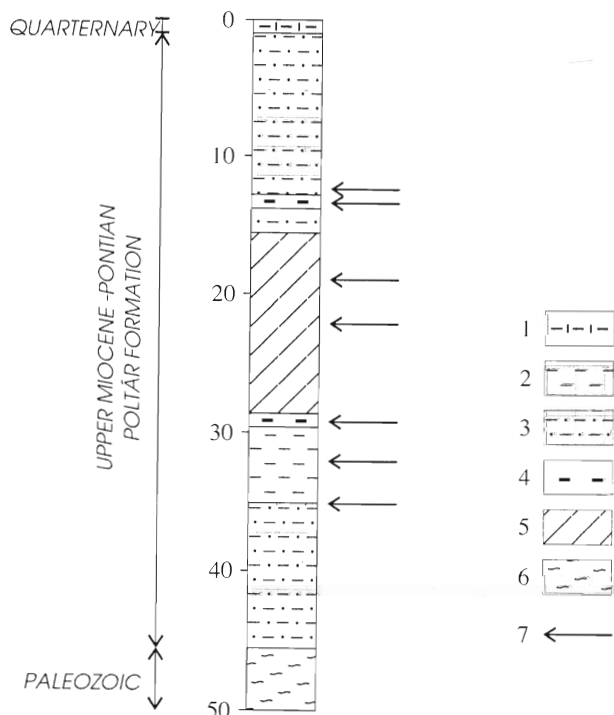
Fig. 1. Scheme of sampled sites.

kovskom a bukovinskom (egenburg) súvrství a na úpätí Veporského rudohoria aj na predterciálnom podloží. V západnej časti Lučenskej kotliny sa sedimenty poltárskeho súvrstvia prevrstvujú s bazaltovými lávovými prúdmi podrečianskej formácie. Z poltárskeho súvrstvia Planderová (1986) opísala spoločenstvo sporomorf. Vo svetlo sfarbenom íle sa našlo chudobné spoločenstvo stepného charakteru a z tmavého ílu bolo opísané spoločenstvo močiarnych vlhkomilných rastlín vrchnomiocénneho veku. Vrchnomiocénny, pontský vek potvrdzujú aj rádiometrické



Obr. 3. Odbery vzoriek z hliniska pri Tomášovciach-Kopani. a – hlina, b – piesčitá sutina s úlomkami kremenca, c – žltobledý masívny íl, c<sub>1</sub> – červenohnedý íl so sivými škvrnami, d – svetlosivý masívny íl s hnedými zátekmi po puklinách a zelený bridličnatý íl, f – modrosivý masívny íl, g – svahová sutina, a, b, g: kvartér, c-f: poltárske súvrstvie, pont T-2f: vzorky

Fig. 3. Samples from clay pit Tomášovce-Kopaň. a – soil, b – sandy debris with quartzite fragments, c – red-brown clay with grey spots, c<sub>1</sub> – yellow brown massive clay, d – light-grey massive clay with brown infiltrations along the fissures, green shaly clay, f – blue-grey massive clay, g – slope debris, a, b, g: Quaternary; c-f: Poltár Fm., Pontian; T-2f samples.

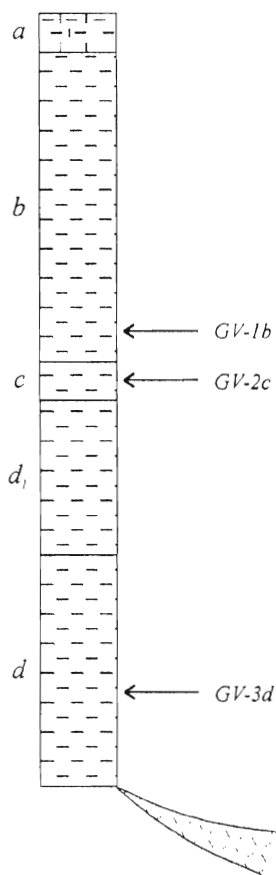


Obr. 2. Profil vrtu LV-35 (podľa Kluberta et al., 1986). 1 – hlina a íl, 2 – pestrý a sivý íl, 3 – pestrý piesčitý íl, 4 – tmavý bituminózný íl, 5 – lignit, 6 – fylit, 7 – odbery vzoriek.

Fig. 2. Borehole LV-35 section (after Klubert et al., 1986). 1 – soil and loam, 2 – variegated and grey clay, 3 – variegated sandy clay, 4 – dark bituminous clay, 5 – lignite, 6 – phyllite, 7 – sampling.

veky bazaltu podrečianskej formácie ( $6,17 \pm 0,4$  Ma; Balogh et al., 1981). Litologický vývoj, ale aj spoločenstvo sporomorf svedčia o aluviálnom prostredí vzniku. Medzi riečnymi sedimentmi sú popri dnových štrkových akumuláciách aj vrstvy piesku agradačných valov, pestré pelity aluviálnej nivy, bituminózný íl a šošovky lignitu vzniknuté v močiarnoch na aluviálnej nive. Počas sedimentácie poltárskeho súvrstvia prevládala aridná klíma so stepným rastlinným spoločenstvom. Humídne klimatické výkyvy umožnili tvorbu lignitu a bituminózneho ílu v močiarnom prostredí aluviálnej nivy, ale aj kaolinické zvetrávanie paleozoických hornín na severnom okraji Lučenskej kotliny.

Pontskú riečnu sedimentáciu v Lučenskej kotline spre-vádzal bazaltový vulkanizmus, ktorého produkty tvoria podrečiansku bazaltovú formáciu. Jej hlavným litotypom sú na báze zbrekčovatené bazaltové lávové prúdy. Bazalt



Obr. 4. Odbery vzoriek z hliniska pri Gregorovej Vieske. a – hlina, b – hnedý slabo zvetraný masívny íl, c – sivý masívny íl, c<sub>1</sub> – tmavosivý masívny íl, d – tmavosivý masívny íl s tmavými zhlukmi a škvrnami, e – svahová sutina, a, e: kvartér, b–d: poltárske súvrstvie, pont GV-1b vzorky.

Fig. 4. Samples from clay pit at Gregorova Vieska. a – soil, b – brown slightly weathered massive clay, c – grey massive clay, c<sub>1</sub> – dark-grey massive clay, d – dark-grey massive clay with dark nests and spots, d<sub>1</sub> – slope debris, a, e: Quaternary, b–d: Poltár Fm., Pontian; GV-1b samples.

má stĺpcovú, blokovú aj lavicovitú odlučnosť. Petrograficky ide o alkalický bazalt a bazanický olivínový bazalt (Miháliková, 1966; Miháliková a Šimová, 1989). Ďalším litotypom formácie je tuf a lapilový tuf, ktoré spravidla budujú valy – ringy a hlbšiu časť výplne maarov. Lapilový tuf tvoria lapily bazaltu (veľké 0,5–3 cm) s tufovým tmelom a s ojedinelými bazaltovými bombami. Tuf obsahuje xenolity bazaltového podložja, predterciérnych hornín, ale aj xenolity plášťových hornín. Tufové vrstvy sú často plasticky deformované (syndimentárne vrásky, textúry po unikaní vody), čo poukazuje na freatomagmatické explózie (Konečný a Lexa in Vass, Elečko, eds., 1992). Vrchnú časť výplne maarov tvoria pelitické laminované horniny, a to svetlosivý diatomit alebo tmavosivý a olejovozelený alginít bohatý na riasový kerogén. Sú to typické sedimenty maarových jazier s obmedzenou dynamikou jazernej vody. Vek podrečianskej bazaltovej formácie je určený rádiometricky ( $6,17 \pm 0,4$  Ma; Balogh et al., 1981) aj biostratigraficky, lebo – ako sme už

uviedli – bazaltové lávové prúdy sa prevrstvujú s poltárskou formáciou, ktorá sa na základe spoločností sporomorfov koreluje s vrchným miocénom až pontom (Planderová, 1986).

#### Geochemická charakteristika organickej hmoty analyzovaných sedimentov

Geochemická analýza organickej hmoty v pontských sedimentoch Lučenskej kotliny potvrdila kvalitatívny kontrast medzi organickou hmotou rozptýlenou vo vrstvách pestrého a v niektorých sivého ílu poltárskeho súvrstvia a organickou hmotou alginitu geneticky sa viažuceho na bazaltový vulkanizmus.

Z faciálneho hľadiska sú porovnateľné vzorky LV-35/12, 22 a 3,5 m (obr. 5), ktoré podľa pyrolytických charakteristík patria kerogénu typu III, teda kerogénu kontinentálneho pôvodu. Organická hmota tvoriaca vzorky pochádza zo zvyškov vyšších rastlín uložených skôr v oxidačných sedimentačných podmienkach. Viac-menej rovnaký typ organickej hmoty obsahuje aj vzorka z tomášovského hliniska (T-1e; tab. 1). Je to pestrý íl so zoxidovanou organickou hmotou pod vplyvom zvetrávania a výsledkom je prakticky nulový uhlíkovodíkový potenciál. Organická hmota sa nezistila ani vo vrstvách pestrého a sivého ílu v hlinisku Tomášovce-Kopaň a Gregorova Vieska (vzorka T-2f, GU-1b a GV-2c).

Takmer 76 % vzorky LV-35/22 tvorí mladé uhlie – lignit obsahujúci takmer 76 % C<sub>org</sub>. Analýza organickej hmoty z hĺbky 15,8 až 28,5 m, ktorú Kubert et al. (1986) opísali ako súvislý lignitový sloj, naznačuje, že tento interval nemá jednotnú stavbu a zrejme by sa dal rozdeliť na vlastný lignit (vzorka LV-35/22) a na lignitovú ílovú bridlicu (vzorka LV-35/20 m).

Kvalitatívne odlišná je organická hmota v pelitických tmavosivých resp. sivých sedimentoch poltárskej formácie (vzorka LV-35/13, 20 a 29 m; obr. 5). Vzorky obsahujú pomerne veľa C<sub>org</sub> (2,5–19,7 hmot. %) s vyšším podielom lipidickej zložky, čo zodpovedá zmiešanému terestricko-akvatickému kerogénu typu II (sensu Espitalié et al., 1986). Pomerne vysoký relatívny obsah H (HI = 361 až 539 mg uhlíkovodíkov na g TOC), ako aj uhlíkovodíkový potenciál svedčia skôr o anoxických postsedimentačných podmienkach. Porovnateľný typ kerogénu obsahuje aj povrchová vzorka tmavého ílu so zuholnatými zvyškami hliniska v Gregorovej Vieske (GV-3d; obr. 5). Geochemické charakteristiky organickej hmoty týchto vzoriek vrátane aktuálneho stupňa premeny (začiatok raného štádia zrelosti kerogénu typu II; obr. 5) sú porovnateľné s časťou vzoriek alginitu z maaru pri Pincinej (porovnaj tab. 1 a 2, resp. obr. 5 a 6).

Organicko-geochemická charakteristika alginitu sa spracovala z dvoch súborov vrtných vzoriek (Vass, 1995; Puchnerová et al., 1996; Vass et al., 1997). Prvý súbor (23 vzoriek) pochádzal z viacerých vrtov série VPA (VPA-1, 3 až 5) a druhý (74 vzoriek) z vrtu VPA-7. Alginit pri priemernom obsahu TOC 8,9 hmot. % má vysoký uhlíkovodíkový potenciál, ktorý reprezentujú prevažne viazané uhlíkovodíky. Priemerná hodnota S<sub>2</sub> je 41,5 mg

Tab. 1  
Organicko-geochemická charakteristika poltárskeho súvrstvia  
Organic-geochemical characteristics of Poltár Fm.

| Well Locality              | Well/sample code | Depth m | Lithology                    | Lithostratigraphy   | TIC hm. % | TOC hm. % | S1 mg/g | S2 mg/g | HI mg/g | PI   | GP kg/t | Tmax °C |
|----------------------------|------------------|---------|------------------------------|---------------------|-----------|-----------|---------|---------|---------|------|---------|---------|
| Poltár                     | LV-35            | 12      | variegated clay              | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 0.25      | 0.03    | 0.10    | 40      | 0.23 | 0.13    | 440     |
| Poltár                     | LV-35            | 13      | bituminous clay              | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 2.45      | 0.64    | 9.28    | 379     | 0.06 | 9.92    | 435     |
| Poltár                     | LV-35            | 20      | lignite shale                | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 19.72     | 4.71    | 71.10   | 361     | 0.06 | 75.81   | 419     |
| Poltár                     | LV-35            | 22      | lignite                      | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 75.70     | 3.58    | 86.68   | 115     | 0.04 | 90.26   | 341     |
| Poltár                     | LV-35            | 29      | grey clay                    | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 4.25      | 1.62    | 22.90   | 539     | 0.07 | 24.52   | 429     |
| Poltár                     | LV-35            | 33      | grey clay                    | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 0.59      | 0.02    | 0.34    | 58      | 0.06 | 0.36    | 400     |
| Poltár                     | LV-35            | 35      | grey clay                    | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 0.43      | 0.01    | 1.00    | 233     | 0.01 | 1.01    | 392     |
| Tomášovce -clay pit        | T-1e             | 8.5     | green shaly clay             | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 0.50      | 0.01    | < MD    | –       | –    | –       | –       |
| Tomášovce -clay pit        | T-2f             | 9.5     | bluegrey massive clay        | Poltár Fm., Pontian | na        | na        | na      | na      | –       | –    | –       | –       |
| Gregorova Vieska -clay pit | GV-1b            | surface | brown weathered clay         | Poltár Fm., Pontian | na        | na        | na      | na      | –       | –    | –       | –       |
| Gregorova Vieska -clay pit | GV-2c            | surface | grey clay                    | Poltár Fm., Pontian | na        | na        | na      | na      | –       | –    | –       | –       |
| Gregorova Vieska -clay pit | GV-3d            | surface | dark clay, colified remnants | Poltár Fm., Pontian | <MD       | 2.50      | 0.58    | 10.80   | 432     | 0.05 | 11.38   | 438     |

TIC – celkový anorganický (karbonátový) C. TOC – celkový organický C. S1, S2, HI, PI, GP, T<sub>max</sub> – parameter pyrolýzy Rock-Eval, <MD: pod medzou detekcie; (na): neanalyzované

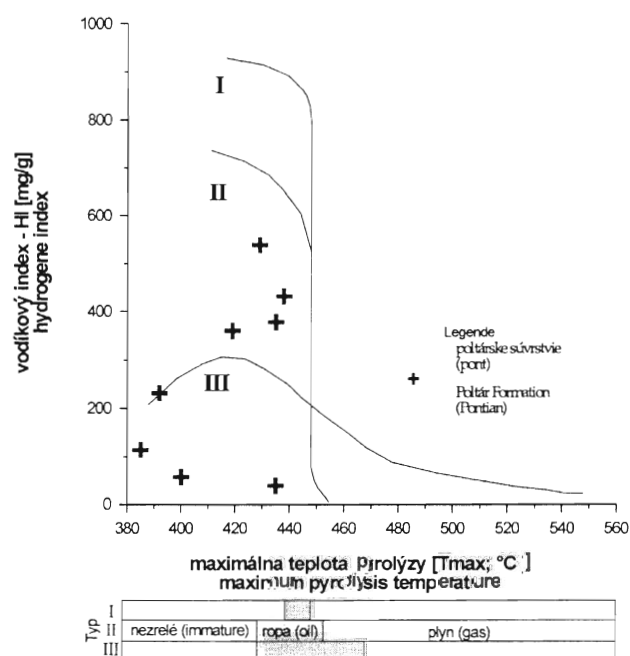
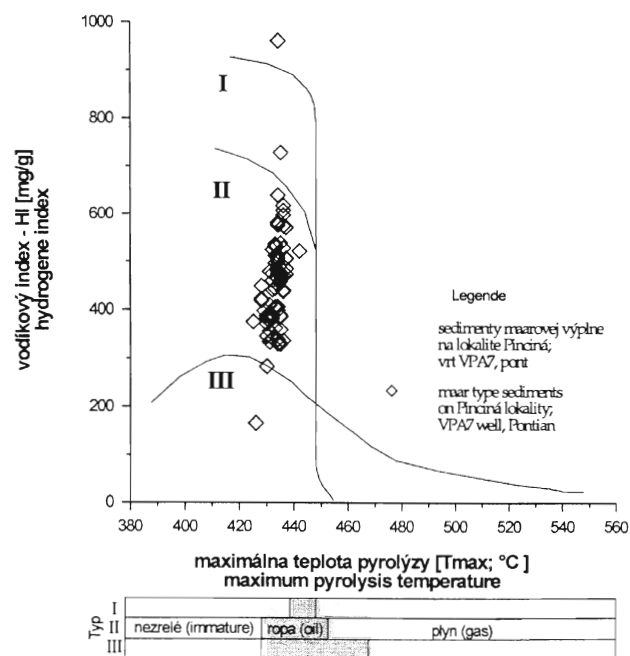
TIC – total inorganic carbon, TOC – total organic carbon, S1, S2, HI, PI, GP, T<sub>max</sub> – Rock-Eval pyrolysis parameters, <MD: below detection limit; (na): non analysed

Tab. 2  
Organicko-geochemická charakteristika alginitu, podrečianska bazaltová formácia  
Organic-geochemical characteristics of alginite, Podrečany basalt Fm.

| Locality        | Depth [m] | TOC range  | x   | S1 range   | x    | S2 range   | x    | HI range | x   | PI range  | x    | GP range   | x    | Tmax range | No. of samples |
|-----------------|-----------|------------|-----|------------|------|------------|------|----------|-----|-----------|------|------------|------|------------|----------------|
| Pinciná Pontian | 7.0–48.0  | 3.81–28.58 | 8.9 | 0.29–14.36 | 3.83 | 10.5–169.0 | 41.5 | 279–962  | 451 | 0.02–0.16 | 0.07 | 10.8–175.5 | 45.1 | 426–442    | 438 91         |

Vysvetlivky: pozri tab. 1

Explanations: see Tab. 1



Obr. 5. Diagram HI-T<sub>max</sub> indikujúci typ kerogénu na základe pyrolýzy Rock-Eval.

Fig. 5. HI-T<sub>max</sub> diagram indicating kerogen type based on Rock-Eval pyrolysis.

HC/g hor. a priemerné zastúpenie voľných uhlíkovíkov (S1) 3,83 mg HC.g<sup>-1</sup>. Kerogén alginitu je z hľadiska tepelnej zrelosti v počiatkovej fáze premeny, čo indikuje teplota maxima pyrolytickej ozveny T<sub>max</sub> (v priemere okolo 438 °C), ako aj veľmi nízky index produkcie (v priemere 0,07). Priemerný relatívny obsah H organickej hmoty je naopak vysoký (451 mg.g<sup>-1</sup>, s maximom 962 mg.g<sup>-1</sup>), čo indikuje prevahu kerogénu typu II, lokálne až riasového kerogénu typu I. Kerogén alginitu z maaru pri Pincinej, patriaci do podrečianskej bazaltovej formácie, je teda čiastočne porovnateľný s kerogénom pelitických tmavosivých resp. sivých sedimentov poltárskej formácie. Na druhej strane má veľmi odlišné charakteristiky v porovnaní s organickou hmotou spodnej časti lignitového sloja z vrhu LV-35 a z pestrého ílu poltárskeho súvrstvia.

Pre úplnosť uvádzame organicko-geochemickú charakteristiku organickej hmoty jednej vzorky z podložia diatomitu v maare pri Jelšovci na JZ od Lučenca. Vzorka je zo smektitizovaného bazaltového tufu, má relatívne vysoký obsah TOC (1,12 hmot. %), ale je prakticky bez uhlíkovíkového potenciálu (S1 = 0,02, S2 = 0,08 mg.g<sup>-1</sup>, resp. obsahu H; HI = 7). Vlastný laminovaný alebo brekciovitý diatomit z jelšovského maaru sa organicko-geochemicky neanalyzoval lebo podľa elementárnej analýzy C<sub>org</sub> neobsahuje.

### Diskusia

Organicko-geochemická charakteristika kerogénu sedimentov poltárskeho súvrstvia ukázala, že sa v riečnom prostredí, v ktorom súvrstvie vznikalo, zachoval prevažne kerogén typu III, pochádzajúci z vyšších suchozemských rastlín, ktoré rástli najmä v humídnejších klimatických obdobiach v riečnom alúviu alebo v jeho okolí. V humídnych podmienkach sa však aj v riečnom prostredí na aluviálnej nive lokálne vytvorili vodné bazéniky a v nich v pokojnom, takmer statickom prostredí žili nižšie vodné rastliny, pravdepodobne riasy. Dokonca aj v močiarioch, v ktorých vznikol lignit, sa zrejme striedali podmienky vhodnejšie na rast vyšších rastlín s prostredím a podmienkami, keď v močiaroch bujnel aj život nižších vodných rastlín – rias. Na takéto humídne obdobia sa viazalo aj kaolinické zvetrávanie. Prevažná časť poltárskeho súvrstvia, reprezentovaná vrstvami pestrého kaolinického ílu a kaolinického piesku, vznikala v aridnej klíme, keď rastlinný porast tvorili stepné spoločenstvá vyšších rastlín. Organická hmota týchto rastlín sa – s výnimkou sporomorf – nezachovala (Planderová, 1986).

V maarovom jazere pri Pincinej boli odlišné podmienky ako na aluviálnej nive. Vodu jazera mierne temperovala postvulkanická aktivita. Voda mala teplotu okolo 30 °C, bola mierne slaná, obsahovala okolo 3 ‰ solí a mala chemickú reakciu okolo 7,6 pH (Mezessi, Muzsi, Nagy, Hajós, fide Solti in Russell, edit., 1990). Vo vode bol dostatok minerálnych živín, ktoré boli splavované zo zvetrávajúcich tufových telies maarového ringu. Dynamika jazera bola veľmi mierna, vodný stĺpec zvrstvený a pri dne boli v dôsledku zlej aerácie anoxické podmienky. V takomto vodnom prostredí, do ktorého sa splavovali

anorganické živiny zo zvetrávajúceho tufového valu resp. maarového ringu, sa vytvorili ideálne eutrofické podmienky na masovú kolonizáciu sladkovodnými žltozelenými riasami rodu *Botryococcus braunii* Kütz, ktoré žili vo fotickej zóne stĺpca v kolóniách. Po odumretí klesli riasové kolónie na dno, tam vďaka anoxickým podmienkam fosilizovali a spolu s ílovými splaveninami z maarového ringu vytvorili pelitický sediment bohatý na riasový typ kerogénu – alginitu, ktorý pôsobením ročných sezónnych zmien slnečného žiarenia, zrážok a množstva živín prinášaných do jazera dostal laminovanú textúru. Striedajú sa v ňom na riasový kerogén bohatšie tmavšie laminky, ktoré vznikli v lete, so svetlými laminkami chudobnými na organickú hmotu, ale s hojnými pancierikmi diatomaceí, ktoré vznikali v zimnom období (Solti in Russell, 1990; Vass et al., 1997). Keďže dvojica tmavá a svetlá lamina zodpovedá jednému roku a v bežnom metri alginitu je takýchto dvojíc 1000 až 2000, možno usudzovať, že maarové jazero s riasovou sedimentáciou existovalo 40 až 80 tisíc rokov, potom sa zaplnilo a zaniklo.

### Záver

Geochemické štúdium organickej hmoty v sedimentoch neskoromiocénneho až pontského veku v Lučenskej kotline ukázalo, že v riečnom prostredí (poltárske súvrstvie) a v súvekom maarovom jazere vzniknutom zásluhou bazaltového vulkanizmu (podrečianska formácia) sa generovali diametrálne odlišné akumulácie organogénnych sedimentov. V riečnom prostredí fosilizovala organická hmota vyšších rastlín sprevádzaná riasovým kerogénom, kým v maarovom jazere vznikol alginit bohatý na riasový kerogén.

V maare podrečianskej formácie pri Jelšovci na JZ od Lučenca neboli podmienky vhodné pre život žltozelených rias. Toto jazero obývali iné riasy – diatomaceá. Ich organická hmota sa však nezachovala a ich existenciu dokumentujú fosilizované kremité pancieriky.

### Literatúra

- Andrusov, D. & Zorkovský, V., 1950: Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. *Práce St. geol. úst.*, 20, s. 63–76.
- Balogh, K., Miháliková, A. & Vass, D., 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 7, s. 113–126.
- Đurža, O., 1999: Some interpretation problems of soil kappametry. *Contr. Geophys. Geodesy*, 29/2, pp. 108–109.
- Đurža, O., Streško, V. & Mejeed, S. Y., 1996: Environmentálne využitie magnetickej susceptibility. *Mineralia Slov.*, 28, 6, s. 514–518.
- Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F., 1985: La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Partie I. Rev. Inst. franç. Pétrole*, 40, 5, pp. 563–579.
- Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F., 1986: La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Partie II. Rev. Inst. franç. Pétrole*, 40, 6, pp. 755–784.
- Hano, V. et al., 1980: Lučenská kotlina – kaolín. *Manuskript. Archiv Geofond, Bratislava*.
- Klubert, J., Juriš, F., Sýkora, J., Suchová, M. & Laffers, F., 1986: Záverečná správa úlohy Rimavská a Lučenská kotlina (Final report of the project Rimavská and Lučenská kotlina Depressions). *Manuskript. Archiv Geofond, Bratislava*, 130 s.
- Miháliková, A., 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. *Západ. Karpaty*, 5, s. 151–190.
- Miháliková, A. & Šímová, M., 1989: Geochemia a petrológia vrchno-



- miocénnych a pliocénno-pleistocénnych bazaltov Stredného a južného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Petrogr.*, s. 7–142.
- Planderová, E., 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. *Geol. Práce, Spr.*, 84, s. 113–118.
- Puchnerová, M., Zbořil, L., Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Lanc, L., Kubeš, P., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1996: Geofyzikálny výskum roponosných bridlic na Slovensku. *Manuskript. Archív Geofond. Bratislava*, 45 s.
- Russell, P. L., 1990: Shales of the world, their wrigin, occurrence and Exploitation. *Pergamon Press, Oxford, Toronto*, 753 p.
- Vass, D., 1995: Nerastné suroviny v maaroch podrečianskej bazaltovej formácie. [Habilitačná práca.] *Fakulta BERG. Technická univerzita Košice*, 155 s.
- Vass, D. & Elečko, M. (eds.), 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 195 s.
- Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Milička, J., Snopková, P., Šucha, V., Kozač, J. & Škrabana, R., 1997: Alginit – nový zdroj slovenského nerudného surovínového potenciálu (ložisko Pinciná). *Mineralia Slov.*, 29, 39 s.
- Vass, D. & Kraus, I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. *Mineralia Slov.*, 5, s. 435–440.
- Verosub, K. L., Fine, P., Singer, M. J. & Pas, J. T., 1993: Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess/paleosol sequences. *Geology*, 21, pp. 1022–1014.

## Organic matter study from the Late Miocene sediments of Lučenská kotlina Depression, Southern Slovakia

Two simultaneously aged formations of Late Miocene age occur in Lučenská kotlina Depression; Poltár Fm. of river origin and volcanic basaltic Podrečany Fm. (Andrusov and Zorkovský, 1950; Balogh et al., 1981; Planderová, 1986; Vass and Elečko et al., 1992; Puchnerová et al., 1996; Vass et al., 1997; Vass and Kraus et al., 1985). Rocks containing organic matter occur in both formations, but this organic matter has different nature which was proved by organic geochemical methods. Total organic carbon (TOC) and hydrocarbon potential were studied by Rock-Eval pyrolysis (Espitalié et al., 1985, 1986).

Organic matter dispersed in variegated as well as grey clays or concentrates in form of a lignite was studied from Poltár Fm. Locations of sampling are in Fig. 1. Samples come from LV-35 well (Fig. 2, well profile constructed after Klubert et al., 1986) and from Poltár Fm. clay pits where pottery clays are excavated (Fig. 3 – clay pits Tomášovce-Kopaň, Fig. 4 – clay pit at village Gregorova Vieska). Organic matter analyses results are summarized in Tab. 1 and HI (hydrogen index) as well as  $T_{max}$  ratio chart are in Fig. 5. As it follows from the table and figure, grey clays and variegated clays from LV-35 well and green clay from Tomášovce contain organic matter belonging to kerogene type III derived from higher plants. Lower part of 18 m thick lignite seam from LV-35 well (sample LV-35/22 where TOC reaches nearly 76 %) also comes from higher plants. Some samples of variegated clays do not contain organic carbon. Organic matter from dark-grey and some grey clays from LV-35 well (samples 13, 20 and 29 m) and dark clay from Gregorova Vieska (sample GV-3d) is qualitatively different from the latter. These samples have relatively high TOC (2.5–17.7 mass %) and higher ratio of lipid component which corresponds to mixed terrestrial-aquatic kerogene type II. It refers also to upper part of mentioned lignite seam (sample LV-35/20 m). High content of hydrogen (HI = 361–593 mg.g<sup>-1</sup>TOC) and hydrocarbon potential suggest anoxic postsedimentary conditions.

Organic-geochemical nature of these samples, including kerogen alteration stage (beginning of an early maturity stage

for kerogen type II, Fig. 5), is comparable with alginite from maar at Pinciná (Podrečany Fm., cf. Tabs. 1 and 2, Figs. 5 and 6).

Organic-geochemical nature of alginite was elaborated from two sets of well samples (Vass, 1995; Puchnerová et al., 1996; Vass et al., 1997). Alginite with the average TOC 8.9 weight % has a high hydrocarbon potential (mean value S<sub>2</sub> is 41.5 mgHC.g of rock). Kerogen is in an initial alteration stage which is indicated by the average  $T_{max}$  438 °C. Average content of hydrogen reaches 451 mg.g<sup>-1</sup> (Tab. 6) which indicates prevalence of kerogene type II, locally up to type I. Kerogen of alginite from maar at Pinciná is partially comparable to kerogene of dark-grey or some of grey clays and lignite shale from upper part of lignite seam in Poltár Fm. Organic matter dispersed in variegated clays of Poltár Fm. or concentrated in lower part of the lignite seam from LV-35 well has diametrically different parameters and is represented by kerogene of higher plants (type III).

From above it comes that in river sediments clays of Poltár Fm., dispersed organic matter, originating from higher plants, was mostly preserved. It refers also to lower part of the lignite seam. In an alluvial plain, there were formed small basins with quiet, little dynamic and anoxic environment at the bottom, where aquatic lower plants, probably algae were living. Also in a swamp, where lignite from higher plants originated, conditions were changed to be favourable for life of lower aquatic plants. Variegated kaoline clays of Poltár Fm. originated in an arid climate when plant vegetation was represented by steppe communities. From their organic matter nothing was preserved except of sporomorphs (Planderová, 1986).

In maar lake at Pinciná belonging to Podrečany Fm. diametrically different conditions predominated which enabled mass development of algae *Botryococcus braunii* Kütz and under anoxic conditions a laminated alginite was accumulated on the lake bottom. Lamination resulted from seasonal climatic changes (Solti in Russell, edit., 1990; Vass et al., 1997).

## Heterotrofné baktérie v aplikovanej mineralógii a v biotechnológiách spracúvania nerudných surovín

IVETA ŠTYRIAKOVÁ<sup>1</sup> a IGOR ŠTYRIAK<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav geotechniky SAV, Watsonova 45, 043 53 Košice

<sup>2</sup>Ústav fyziológie hospodárskych zvierat SAV, Šoltésovej 4-6, 040 01 Košice

(Doručené 30. 1. 2002, revidovaná verzia doručená 24. 4. 2002)

### Heterotrophic bacteria in applied mineralogy and biotechnology of dressing of nonmetallic ores

The ability of bacteria of *Bacillus* genus to destroy aluminosilicate minerals (feldspar and quartz) suggests interesting biochemical processes occurring in hypergenic zone.

Biological processes, represented by metabolical activity of several bacterial kinds found on mineral surfaces, are also included in weathering processes. These bacteria accelerate the leaching of elements with subsequent continual destruction of rock forming minerals.

The samples of mine from the kaolin pit Horná Prievrana are characteristic by high number of bacteria of *Bacillus* and *Pseudomonas* genus. There are found bacteria of *Bacillus* genus with a wide range of species as *B. pumilus*, *B. megaterium*, *B. cereus* and *B. mycoides* which coexist together. They are active under aerobic and anaerobic conditions in environment with higher humidity.

The activity of these heterotrophic bacteria and the release of organic compounds into circulating solutions in rock environment are displayed in nature by zonal formation of the deposit. In the Horná Prievrana deposit, there is possible to observe typical kaolin and Fe-oxides zones with the rests of graphitic phyllites.

A higher extraction of iron, the main contaminant in ceramic and glass raw materials, as the result of bacterial activity was observed also under laboratory conditions and suggests a new possible way of dressing of non-metallic ores.

**Key words:** silicate, *Bacillus*, bioleaching, weathering, non-metallics

### Úvod

Nerudné nerastné suroviny mnohých lokalít na Slovensku sú novým základným surovinovým zdrojom s pozoruhodnou zásobou. Z hľadiska akumulácie ílových surovín má najväčší význam Lučenská kotlina, Východoslovenská rovina, Košická kotlina a kotliny stredoslovenských neovulkanitov. Lučenská kotlina je najvýznamnejšou oblasťou výskytu kaolínu, žiaruvzdorného a keramického ílu viacerých druhov v Západných Karpatoch. Nižšiu kvalitu kaolínu Lučenskej kotliny spôsobuje prítomnosť oxidov Fe vo forme zátekov a množstva sludy, čo úzko súvisí s obsahom a pomerom alkalických zložiek a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Kraus et al., 1971).

Predstaviteľom zvetrávacieho kaolínového ložiska je Horná Prievrana. Kaolín tohto ložiska sa od roku 1970 používa na výrobu obkladačiek v závode NOVOKER vo Vidinej pri Lučenci. Iným typom ložiska je Vyšný Petrovec. Jeho surovinou je kaolinický piesok redeponovaný z reziduálnych ložísk, ktorý okrem kremeňa a kaolinitu obsahuje aj značnú prímes illitu (Tréger a Baláz, 1998).

Rastúce požiadavky na kvalitu nerudných surovín a ohľad na ekonomické a ekologické kritériá vedú nevy-

hnutne k vývoju nových, netradičných technológií predúpravy aj odstraňovania nežiaducich prímiesí.

Pri rozklade silikátov v priebehu zvetrávania horninového prostredia majú dôležitú úlohu mikroorganizmy rodu *Bacillus* (Karavaiko et al., 1980). Výsledkom ich pôsobenia je geochemická a štruktúrna premena silikátových minerálov a hornín, a preto Tesiň a Todorovič dokonca navrhli nazvať druh *Bacillus circulans* „silikátovými baktériami“. K nim sa neskôr priradili aj niektoré ďalšie druhy bacilov (Sneath et al., 1952).

Baktérie rodu *Bacillus* patria medzi najrozšírenejšie pôdne mikroorganizmy. Rozmnožujú sa veľmi rýchlo, intenzívne produkujú metabolity, najmä rozličné organické kyseliny. Izolujú sa a kultivujú jednoducho, sú flexibilné a prístupné umelým zásahom, ktorými možno meniť ich vlastnosti. V prírode sa zúčastňujú na transformácii silikátových minerálov, čo je predpoklad na ich praktické využívanie v predúprave nerastných surovín a pri spracúvaní odpadu v priemysle.

Cieľom štúdia mikrobiálnej deštrukcie silikátových a aluminosilikátových minerálov je úprava minerálnych surovín nízkej kvality (bauxitu a kaolínu) alebo extrakcia a získavanie vzácnych a drahých kovov z nerudného mat-

rixu hornín a z odpadu. Mechanizmus mikrobiálnej deštrukcie silikátov a alumosilikátov baktériami rodu *Bacillus* nie je doteraz stechiometricky opísaný a úplne vysvetlený, ale je známe, že pri nej napríklad klesá obsah Si v bauxite nižšej kvality (Groudeva a Groudev, 1984), nastáva extrakcia Al, Ti, U, Au a iných prvkov zo silikátov a alumosilikátov (Groudev, 1990). Silikátové baktérie sa môžu významne aplikovať pri úprave kaolínu, kde sa ako výsledok ich aktívnej činnosti zlepšujú fyzikálne a mechanické vlastnosti, ako je belosť, plasticita, pevnosť a zníženie teploty výpalu (Groudev a Groudeva, 1988).

Fe a Ca sú hlavnými nečistotami v bauxite a znemožňujú jeho komerčné využívanie vo výrobe žiaruvzdorných materiálov a keramiky, ale isté postupy na zvýšenie kvality bauxitu sú známe.

Možnosť kvalitatívnej zmeny sa skúmala počas 7-dňovej periódy biologicko-chemického lúhovania za prítomnosti baktérií *Bacillus polymyxa* v prostredí 2 % sacharózy a Bromfieldovho média. Výsledky ukázali, že sa týmto postupom z lúhovanej suroviny Ca odstránil úplne a Fe vyše 45 %. Odstránenie Ca a zníženie obsahu Fe súvisí s maximálnou produkciou extracelulárnych polysacharidov uvedenými mikroorganizmami. Odstraňovanie Ca a Fe bolo pozorovateľné vždy v prítomnosti bakteriálnych metabolitov, a to polysacharidov, organických kyselín a slizu. Odstraňovanie Ca bez mikroorganizmov (len v prítomnosti metabolitov) bolo o 50 % nižšie ako s mikroorganizmami. To potvrdzuje účasť dvoch hlavných mechanizmov v biolúhovacom procese – bakteriálnej adhézie na povrchu častíc suroviny a biologicko-chemického lúhovania metabolitmi baktérií (Anand et al., 1996).

Podobné lúhovacie experimenty vykonával Deo et al. (1999). Lúhovaním bauxitu metabolitmi baktérií druhu *Bacillus polymyxa* odstránili kalcit úplne a 100 % Fe z tejto suroviny odstránili už po piatich výmenách živného média v 5-dňovom lúhovacom cykle.

Groudev a Groudeva (1988) uvádzajú, že obohatený kaolín a kaolín obsahujúci horniny môžu byť aj zdrojom Al, ktorý možno získať biologickým lúhovaním. Kaolín rozličného druhu sa ako surovina využíva najmä v keramickom priemysle, a preto sa pri ňom uvádzajú najmä možnosti mikrobiálnej predúpravy a jej vplyv na kvalitu jemnej keramiky. Z kaolínových ložísk možno izolovať rozličné druhy mikroorganizmov a mnohé z nich sú schopné degradovať ílové minerály. Najlepšie schopnosti degradovať ílové minerály sa zistili pri „silikátových“ baktériách. Po relatívne krátkom čase kontaminácie (24–42 hod.) niektorých typov kaolínu druhom *Bacillus circulans* a *Bacillus mucilaginosus* pevnosť kaolínu vzrástla z 5,9–13,1 na 8,4–18,5 kg/cm<sup>3</sup> a plasticita z 30,7–34,1 na 33,4–38,7 %. Pôsobenie uvedených baktérií na silikáty a alumosilikáty si autori vysvetľujú v spojitosti s formovaním slizovitých puzdier obsahujúcich exopolysacharidy, ako aj s produkciou metabolitov, najmä organických kyselín.

Po mikrobiálnej úprave vzoriek keramického kaolínu ložiska Jimlíkov (Česká republika) okrem obsahu kaolinitu poklesol aj obsah dioktaédrických slúd, zároveň sa zmenilo zrnitostné zloženie a prejavilo sa zvýšením

zastúpením najjemnejšej zrnitostnej frakcie. Výsledkom zmien bolo zlepšenie niektorých technologických parametrov (vážnosti, plasticity a nasiakavosti), a to až na úroveň najkvalitnejšej suroviny, vhodnej na výrobu porcelánu typu Extra (Borovec, 1990).

Poloprevádzkovo sa mikrobiálna úprava pomocou silikátových baktérií overovala na kremeline z Borovnian (Česká republika). Cieľom bolo úpravou ťaženej kremeliny získať surovinu vhodnú na filtráciu piva po odstránení ílových minerálov, ktorá sa pre český sladovnícky priemysel dováža z Francúzska a USA. Biologickou úpravou 10 t kremeliny sa získala surovina kvalitatívne porovnateľná s dovážanou kremelinou, ale nižšej čírosti (Borovec, 1990).

Borovec (1990) publikoval aj stručné údaje o tom, že biologickou úpravou možno pri nižšej vlhkosti suroviny zvýšiť vážnosť západočeského bentonitu na úroveň zodpovedajúcu požiadavkám na zlievarenský bentonit prvej akosti.

Groudev et al. (1983) sledovali rozličné druhy mikroorganizmov schopných redukovať alebo rozpúšťať Fe, vyskytujúce sa v piesku, kaolíne a v íle vo forme hematitu, goethitu a limonitu. Extrakcia Fe bola rýchlejšia v anaeróbných podmienkach rastu baktérií rodu *Bacillus*, ale nižšia ako v aeróbných podmienkach v prítomnosti mikroskopických húb *Aspergillus niger* a *Penicillium* sp. (Groudev et al., 1983).

Borovec (1990) zistil, že biologickochemická degradácia ílu „silikátovými“ baktériami na haldách prebieha rýchlejšie ako za účasti mikroskopických húb. Lúhovacie médium obsahuje rozličné metabolické produkty baktérií, ale medzi nimi nikdy neprevažuje kyselina citrónová, ako je to pri mikroskopických hubách. Detekovali sa najmä aminokyseliny, ktorých zloženie a obsah závisí od konkrétnych podmienok a mení sa aj počas lúhovania. V tejto súvislosti treba konštatovať, že sa vzťah medzi druhom a množstvom kyselín produkovaných baktériami a rýchlosťou lúhovania doteraz nezistil.

Česká a Slovenská republika majú na úspešný rozvoj biometalurgie dobré podmienky. Veľká zásoba chudobných rúd, množstvo hald a priemyselného odpadu sú z biometalurgického hľadiska bohatým surovinovým zdrojom (Absolínová et al., 1984).

V tomto príspevku poukazujeme na zonálnosť kaolínového ložiska Horná Prievrana a na prítomnosť silikátových baktérií rodu *Bacillus* a naznačujeme možnosti alternatívneho využívania prírodných exogénnych procesov pri úprave nerudných surovín.

### Materiál metódy

Na izoláciu baktérií sme použili vzorky suroviny z ložiska Horná Prievrana v Lučenskej kotline. Surovinou sú tu silikátové minerály zo skupiny slúd, živcov, kaolinitu, halloyzitu, montmorillonitu atď., ako aj oxyhydroxidov Fe. Odobralo sa a spracovalo osem vzoriek. Na izoláciu baktérií sa použil modifikovaný postup (Štyriaková, 2000) vytvorený na základe klasických postupov (Groudev a Groudeva, 1988; Anand, 1996).

Na druhovú identifikáciu sa použil identifikačný systém BBL (Becton Dickinson, USA).

### Výsledky a diskusia

Názory na zvetrávanie ako najdôležitejší geochemický proces v hypergénnej zóne spôsobujúci štruktúrne premeny hornín a minerálov vychádzajú viac-menej z radu prác, ale veľa nezodpovedaných otázok je o štádiách zvetrávania, postupnosti premien hornín a o účasti mikroorganizmov pri genéze ílovitých minerálov. Súhlasíme s Čurlíkom (1988), že doteraz niet jednoznačne prijateľnej teórie vysvetľujúcej genézu eluviálnych procesov a tvorbu minerálnej zonálnosti kôry zvetrávania, a preto porovnávame základné zákonitosti vylúhovania prvkov z horninotvorných minerálov odporozované z prírody a z laboratórnych experimentov bakteriálne lúhovaných vzoriek.

Čurlík (1988) prevzal členenie eluviálneho profilu na štyri zóny so špecifikovanou asociáciou sekundárnych minerálov od Ginzburga (1963). Spodná zóna je v ňom charakteristická prítomnosťou hydrosľúd, hydrochloridov, sericitu, vermikulitu, druhá zóna obsahuje minerály montmorillonitovej skupiny, tretia kaolinit a štvrtá gibbsit a oxidy Fe. V prírode sa nevyskytujú všetky minerálne zóny v jednom profile, ale isté prejavy zonálnosti nesporne jestvujú.

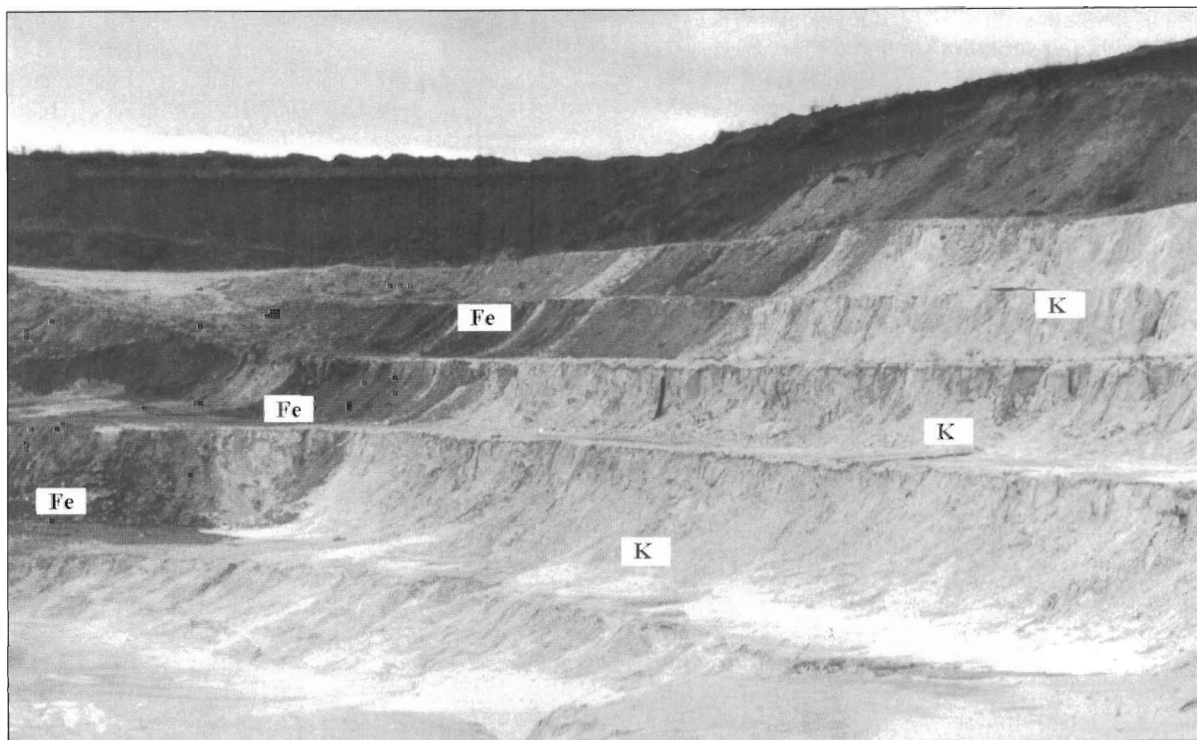
Zonálnosť je pozorovateľná aj na kaolínovom ložisku v Hornej Prievrane a zachycuje ju aj obr. 1. Evidentná je tretia (kaolinitová) a štvrtá (Fe oxidická) zóna s jej typickou mineralizáciou, ako aj reliktu materských hornín

fylitu. Porfyroidy sú dokonale kaolinizované. Pre vzorky bahna je charakteristický vysoký počet baktérií rodu *Bacillus* a *Pseudomonas*. Identifikoval sa aj bakteriálny druh *B. pumilus*, *B. megaterium*, *B. cereus* a *B. mycoides*. Tieto druhy navzájom koexistujú a sú aktívne v aeróbných alebo aj v anaeróbných podmienkach vo vlhkom prostredí (obr. 2).

Bakteriálne bunky sa vyskytovali v tvare samostatných tyčiniek alebo retiazok (obr. 2) rozličnej veľkosti. Mali okrúhle konce a boli alebo celkom malé (0,5–1,2  $\mu\text{m}$ ), alebo veľké (2,5–10  $\mu\text{m}$ ; obr. 2). Vegetatívne bunky druhu *Bacillus cereus*, *Bacillus pumilus*, *Bacillus megaterium* sa niektorými fyziologickými vlastnosťami odlišujú, no morfológicky sú rovnaké.

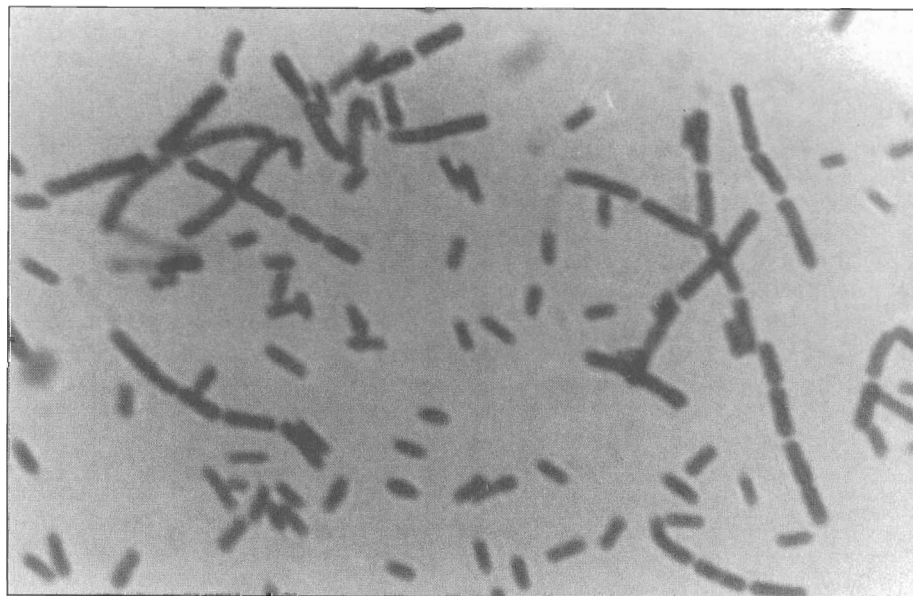
Baktérie rodu *Bacillus* môžu plniť dôležitú úlohu pri tvorbe organických a anorganických zložiek v roztoku presakujúcom horninovým prostredím. Ukazuje sa, že súčasťou infiltračnej metasomatózy sú aj procesy reprezentované metabolickou činnosťou rozličných baktérií adherovaných na povrchu minerálov. Tieto baktérie cieľovou produkciou organických kyselín do štruktúrnych väzieb silikátových minerálov zrýchľujú vylúhovanie prvkov a nasledujúcu deštrukciu a transformáciu horninotvorných minerálov. Všetky zóny profilu zvetrávania sa tvoria súčasne pri vzájomnom pôsobení hornín, cirkulujúcich roztokov, mikroorganizmov a ich metabolitov (organických kyselín a aminokyselín).

Najdôležitejšími činiteľmi kontrolujúcimi zvetrávanie sú vlastnosti reagujúcich zložiek, t. j. pevnej fázy vo forme primárnej horniny resp. minerálu a cirkulujúcej vody.



Obr. 1. Kaolínové ložisko Horna Prievrana s viditeľnou mineralnou zonálnosťou (K – kaolínová a Fe – oxidická zóna)

Fig. 1. The Horná Prievrana kaolin deposit with visible mineral zones (K – kaolinitic and Fe – iron oxidic zones)



Obz. 2. Bakteriálne druhy rodu *Bacillus* izolované z kaolíneového ložiska Horná Prietrana (svetelný mikroskop, zväč. 1000x).

Fig. 2. Bacterial species of *Bacillus* genus isolated from non-metallic deposit Horná Prietrana (light microscope, magn. 1000x).

príp. roztoku pôsobiaceho na pevnú fázu obsahujúcej mikroorganizmy. Teplota, biologická aktivita, oxidačno-redukčný potenciál prostredia a špecifický povrch zvetrávajúceho minerálu zvetrávanie iba viac alebo menej modifikujú.

Pri zvetrávaní možno pozorovať všeobecnú tendenciu vytvárania kryštalických štruktúr bez defektov mriežky. Takou je napríklad štruktúra kaolinitu, ktorý býva veľmi často konečným produktom zvetrávania silikátov (Babčan, 1980). Na vznik minerálov kaolinitovej skupiny je nevyhnutný úplný odnos K, Na, Ca, Mg a Fe a ich náhrada za Al (Čurlík, 1988).

Babčan (1980) tvrdí, že biologické rozrušovanie hornín je veľmi dôležitou skupinou procesov, ktoré sa aj napriek tomu, že sa na nich zúčastňujú mikroorganizmy, zaraďujú medzi geologické procesy, a to najmä pre ich rozsah. Ich účinkom vznikala a vzniká napr. pôda, ale mnohé takéto procesy prebiehajú aj vo väčšej hĺbke, niekedy aj na hranici spodnej vody a mnohé detaily z tejto oblasti zrejme čakajú na vysvetlenie.

Stotzky a Bollag (1992) tvrdia, že sa najmä kyslými a komplexotvornými metabolitmi zvyšuje rozpustnosť silikátov a výsledkom toho môže byť deštrukcia živca alebo sludy. Hoci sa predpokladá existencia špecifických mikróbov (napr. *Bacillus siliceus*), čo uvádza viac autorov, v spomenutej práci sa nedemonštrujú.

Deštrukciou silikátového horninového matrixu baktériami rodu *Bacillus* sa sprístupňujú cesty kolobehu vody a zároveň sa uľahčuje prístup koexistujúcich baktérií aj k sulfidickým minerálom. Schopnosti baktérií rodu *Bacillus* rozkladať aluminosilikáty (živce a plagioklasy) a kremennú literatúra potvrdzuje (Štyriaková et al., 1999; Štyriaková et al., 1996) a naznačuje zaujímavé biochemické procesy prebiehajúce v hypergéennej zóne.

Zvetrávaním hornín vzniká veľmi veľa kaolínického ílu, kremenného piesku a sludy, ako aj iných minerálov, najmä Fe a Ti oxidov. Oxyhydroxidy Fe sú často uložené spolu s kaolínom, kontaminujú ho a robia ho nevhodným na komerčné využívanie.

Výskum a laboratórne experimenty Barkera et al. (1998) potvrdzujú, že baktérie môžu zvetrávanie aluminosilikátov zrýchľovať produkciou organických a anorganických kyselín, tvorbou kovovokomplexného ligandu, zmenou redoxných podmienok alebo nasledujúcim formovaním sekundárnych minerálnych fáz, najmä keď sú v kontakte s minerálnym povrchom.

Kaolín je ekonomicky dôležitá nerastná surovina, no jeho vlastnosti treba zlepšovať odstraňovaním nevhodných minerálov (sludy), aby sa dal

vo väčšej miere využívať v keramickom priemysle. Fyzikálnochemickými procesmi (magneticou separáciou a flotáciou) by sa kaolín dal skvalitniť, ale pre rastúce ceny energie je to ekonomicky nákladné, a preto treba využívať aj nové technologické postupy, ktoré sú v súlade so zákonitostami prírody.

Büchner et al. (1991) naznačujú istú zvláštnosť pri úprave ílovitých hmôt na výrobu náročných produktov. Je to „odležanie“, teda niekoľkotýždňové alebo aj niekoľkomesačné skladovanie vo vlhkom prostredí (v Číne sa íl na výrobu porcelánu nechával „odležať“ niekoľko storočí!). Pri takomto skladovaní vnika voda – pravdepodobne za spolupôsobenia baktérií – medzi kryštalické doštičky minerálov, a tak sa hmota rovnomerne prevlhčí a zlepší sa jej plasticita.

Skladovanie ílovitých hmôt vo vlhkom prostredí („odležanie“) možno skrátiť prídavaním účinných baktérií, ktoré odstránia prímеси s Fe a zlepšia aj ďalšie technologické vlastnosti kaolínu.

Solubilizácia aktivita izolovaných baktérií rodu *Bacillus* sa skúmala na kaolíne z Hornej Prietrany a kaolinitovom piesku z Vyšného Petrovca znečistených oxyhydroxidmi Fe a sludou. Potvrdilo sa (Štyriaková a Štyriak, 2000), že baktérie druhov *Bacillus* spp. môžu znížiť obsah voľného aj viazaného Fe v slude, ktorá má fengitické zloženie. Ďalšou prednosťou bakteriálneho lúhovania je obohatenie kaolínovej vzorky o jemnozrnnú frakciu. Dôležité však bude zistiť zlepšenie aj ostatných technologických vlastností.

Z výsledkov našich experimentov (Štyriaková a Štyriak, 2000) vyplynulo, že po mesačnom lúhovaní sú sledované baktérie schopné odstrániť 43 % voľného Fe obsiahnutého v amorfných formách oxyhydroxidov a približne

15 % viazaného Fe v slúde. Amorfne formy Fe sú ľahšie extrahovateľné bakteriálnym lúhovaním ako viazané formy Fe v slúde. Z kaolínu z Vyšného Petrovca sa pri predĺžení času lúhovania na tri mesiace podarilo odstrániť 53 % viazaného Fe, pričom prebiehala deštrukcia slúdy a vzorky sa obohacovali o jemnozrnné frakcie. Biotransformácia slúdy fengitického zloženia na illit bola zachytená fotodokumentáciou rastrovacím elektrónovým mikroskopom s energiodisperznou analýzou po bakteriálnom lúhovaní separovaných vzoriek slúdy z Vyšného Petrovca. Deštrukcia silikátov rástla v závislosti od produkcie kyslých a komplexotvorných metabolitov vznikajúcich rozkladom hlavného nutričného zdroja – glukózy (Štyriaková a Štyriak, 2000).

### Záver

Baktérie rodu *Bacillus* izolované z nerudného ložiska zintenzívňovali deštrukciu silikátových minerálov (živcov a slúd) v laboratórnych podmienkach. Atakujúce roztoky obsahujúce metabolity s pH 4 a selektívna adhézia bakteriálnych buniek boli príčinou vzniku enantiomorfných korozívnych dier na povrchu silikátov, pričom sa uvoľňovali prvky z minerálnych fáz do roztokov. Tieto biogeochemické procesy sledované v laboratórnych podmienkach citovaných prác majú významnú úlohu pri infiltračnej metasomatóze horninového prostredia.

Získané poznatky sú významné z hľadiska zvyšovania kvality kaolínu a kremenného piesku, ktoré sa využívajú ako surovina v keramickom a sklárskom priemysle, a vyplýva z nich, že bakteriálna úprava je ekonomicky aj ekologicky výhodnejšia ako klasické technológie (magnetická separácia a flotácia), a to najmä pri využívaní odpadových nutričných zdrojov s obsahom C ako základného zdroja energie pre heterotrofné baktérie.

**Podakovanie.** Práca bola financovaná z grantu VEGA 2/2107/22. Ďakujem recenzentovi RNDr. J. Zuberecovi, CSc., a doc. Ing. M. Kušnierovej, PhD., za pripomienky a diskusiu, ktoré skvalitnili text.

### Literatúra

- Absolínová, H., Linzer, E. & Kašíková, S., 1984: Současné možnosti použití mikroorganismu v biometalurgii. *Hutnícké Listy*, 3, s. 187–190.
- Anand, P., Modak, J. M. & Natarajan, K. A., 1996: Biobenefication of bauxite using *Bacillus polymyxa*: calcium and iron removal. *Int. J. Miner. Process.*, 48, pp. 51–60.
- Babčan, J., 1980: Základy fyzikálnej geochemie minerogenetických procesov III. Bratislava, PF UK.
- Barker, W. W., Welch, S. A., Chu, S. & Banfield, J. F., 1998: Experimental observation of the effects of bacteria on aluminosilicate weathering. *Amer. Mineralogist*, 83, pp. 1551–1563.
- Borovec, Z., Doležal, J., Fediuk, F. & Kratochvíl, P., 1990: Úvod do Biotechnologie nerastných hmot. Praha, PF UK, s. 67–77.
- Büchner, W., Schliebs, R., Winter, G. & Büchel, K. H., 1991: Průmyslová anorganická chemie. Praha, SNTL, 391 s.
- Čurlík, J., 1988: Geochemia geologických procesov Hypergénne procesy. Bratislava, PF UK.
- Deo, N., Vasani, S. S., Jayant, M. M. & Natarajan, K. A., 1999: Selective biodissolution of calcium and iron from bauxite in the presence of *Bacillus polymyxa*. *Process Metallurgy 9A*, R. Amils & A. Ballester (Eds.), pp. 463–472.
- Groudev, S. N., 1990: Workshop on the aluminosilicate minerals biodegradation. 5th European congress on biotechnology. Copenhagen, Denmark.
- Groudev, S. N., Genchev, F. N., Groudeva, V. I., Petrov, E. C. & Mochev, D. J., 1983: Removal of iron from sands by means of microorganism. In: *Recent Progress in Biohydrometallurgy*, Cagliari.
- Groudev, S. N. & Groudeva, V. I., 1988: Improvement of the quality of kaolins by means of microbial treatment. In: *Internationale Seminar zur Erkundungsforschung „Biostrategien für das Bauen“*, Dessau.
- Groudeva, V. I. & Groudev, S. N., 1983: Bauxite dressing by means of *Bacillus circulans*. *Travaux ICSOBA*, 13, pp. 257–263.
- Groudeva, V. I. & Groudev, S. N., 1984: Bauxite dressing by means of *Bacillus circulans*. In: *Travaux ICSOBA Congress*, Zagreb, 13, 18, pp. 257–263.
- Karavaiko, G. I., Frutsko, Z. A., Melnikova, E. O., Avakyan, Z. A. & Ostroushko, Y. I., 1980: Role of microorganisms in spodumene degradation. *Microbiologia*, 49, 547 p.
- Kraus, I., Horváth, I. & Dobrá, E., 1971: Ložiská ťvových surovín na Slovensku. *Mineralia Slov.*, 3, s. 525–550.
- Sneath, P. H., Mair, N. S., Sharpe, M. E. & Holt, J. G., 1986: Bergey's Manual of Systematic Bacteriology, 2. Sydney.
- Stotzky, G. & Bollag, J. M., 1992: Soil biochemistry, Vol. 7, New York, Marcel Dekker, INC., pp. 307–395.
- Štyriaková, I., Štyriak, I. & Kušnierová, M., 1996: Preliminary characterization of bacilli isolated from old mining dumps. *Mineralia Slov.*, 28, pp. 350–354.
- Štyriaková, I., Štyriak, I. & Kušnierová, M., 1999: The release of sulphidic minerals from aluminosilicates by *Bacillus* strains. In: *R. Amils & A. Ballester (Eds.): Process Metallurgy 9A*, pp. 587–596.
- Štyriaková, I. & Štyriak, I., 2000: Iron removal from kaolins by bacterial leaching. *Ceramics-Silikáty* 44 (4), pp. 135–141.
- Štyriaková, I., 2000: Biotransformačné procesy primárnych a sekundárnych minerálnych štruktúr mikroorganizmami rodu *Bacillus*. [Doktorská dizertačná práca.] Košice, Ústav geotechniky.
- Tréger, M. & Baláz, P., 1998: Surovinové zdroje Slovenskej republiky, nerastné suroviny (stav 1997). Bratislava, Vyd. D. Šúra, 136 s.

## Heterotrophic bacteria in applied mineralogy and biotechnology of dressing of nonmetallic ores

The theses on weathering process as the most important geo-chemical process in the hypergene zone causing material-structural changes of rocks and minerals, essentially come out from the numerous studies, but there are still a lot of unclear issues concerning the weathering stages, sequence of rock changes and participation of microorganisms in genesis of minerals, including clay ones. We have started the study of biogenous environmental transformation processes on the basis of similar considerations, which were also for-

mulated by Ján Čurlík (1988), and concerned the fact that so far there is not any precisely substantiating theory that could explain the genesis of eluvial processes and origin of mineral zones of weathering crusts.

Microorganisms play an important role in the dissolution of silicate structure in the rock weathering process and in the genesis of clay minerals. The activity of heterotrophic bacteria and the release of organic compounds into circulating solutions in rock environment are displayed in nature by



zonal formation of a deposit. In the porcelain clay deposit in Horná Prietrava, it is possible to observe the zones showed in Fig. 1, where the kaolin zone and the Fe-oxidation zone with its typical mineralization are evident. The relicts of the bedrock of phyllites are also evident.

Bacteria of *Bacillus* species are considered to be relatively active in this process. The mire samples from Horná Prietrava kaolinite pit are characteristic by a high number of bacteria, especially of *Bacillus* species.

The dissolution activity of selected *Bacillus* strains from these mire samples was investigated on quartz, feldspar, mica (Štyria-

ková et al., 1999; Štyriaková and Štyriak, 2000). The atomic absorption spectrometry, as well as scanning electron microscopy indicated the ability of bacteria to destruct these silicates and to release iron and other elements. This fact suggests that a partial kaolinization can occur also under present conditions.

The obtained knowledge could be important for the improvement of technological properties of clay minerals used in the ceramic and glass industry, because Fe-minerals are often deposited along with a non-metallics, contaminating and making raw materials unusable for commercial application due to insufficient whiteness and fireproofing.

## Fauna lastúrničiek (Ostracoda) blažovského a martinského súvrstvia (Turčianska kotlina)

RADOVAN PÍPÍK

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 8. 1. 2002, revidovaná verzia doručená 16. 4. 2002)

### Ostracode fauna of the Blažovce and Martin Formations (Turiec basin)

The Socovce deposits attributed to the Blažovce Formation are rich in new endemic ostracode species. They are compared with the localities and the boreholes of the Turiec Formation owing the same endemic fauna distributed in central and southern part of the Turiec basin. The Upper Miocene age of the assemblage is supposed.

**Key words:** Turiec basin, Miocene, stratigraphy, Ostracoda

### Úvod

Fluviálne sedimenty v centre Turčianskej kotliny (obr. 1) z okolia Blažoviec, Moškovec a Socoviec sa súborne označujú blažovské súvrstvie. Toto súvrstvie tvoria predovšetkým štrkopieskové polohy striedajúce sa s pieskovými až piesčitoilovitými (Blažovce, Moškovec) alebo zlepecovo-pieskovcovými polohami (Socovce-Stráž; Gašparík et al., 1995). Novšie práce súvrstvie všeobecne zaraďujú do vrchného miocénu až pliocénu (Gašparík et al., 1995; Hók et al., 1998). Podľa toho by jeho kontakt s podložným turčianskym súvrstvom mal byť erozívny (Hók et al., 1998).

Súčasný poznatky z biológie o vzťahu medzi morfológiou schránok európskych sladkovodných ostrakód a obývaným prostredím (Danielopol, 1978, 1980; Carbonel, 1988; Marmonier et al., 1994) umožňujú novú interpretáciu vodného prostredia Turčianskej kotliny v miocéne a ponúkajú príležitosť charakterizovať ekologické prostredie litologických členov a súvrství a porovnať ich na základe ostrakódovej fauny (Pípič, 2001).



Obr. 1. Geografická pozícia turčianskej panvy.

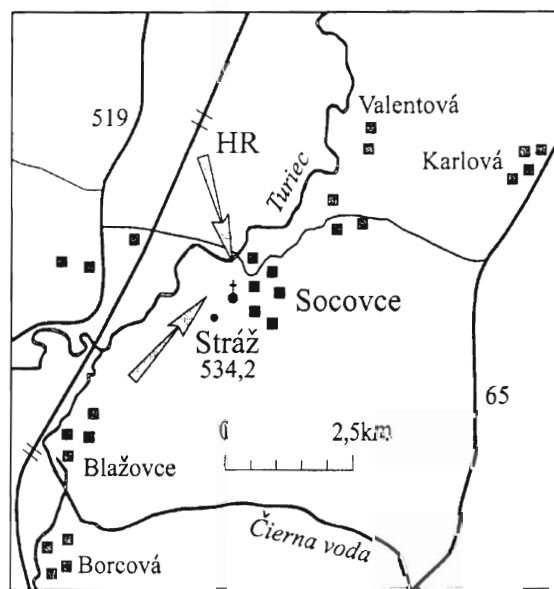
Fig. 1. Geographic position of the Turiec basin.

### Socovce

Lokalitu tvoria dva odkryvy na Z od Socoviec s geografickými súradnicami 48°56' a 18°51' (obr. 2).

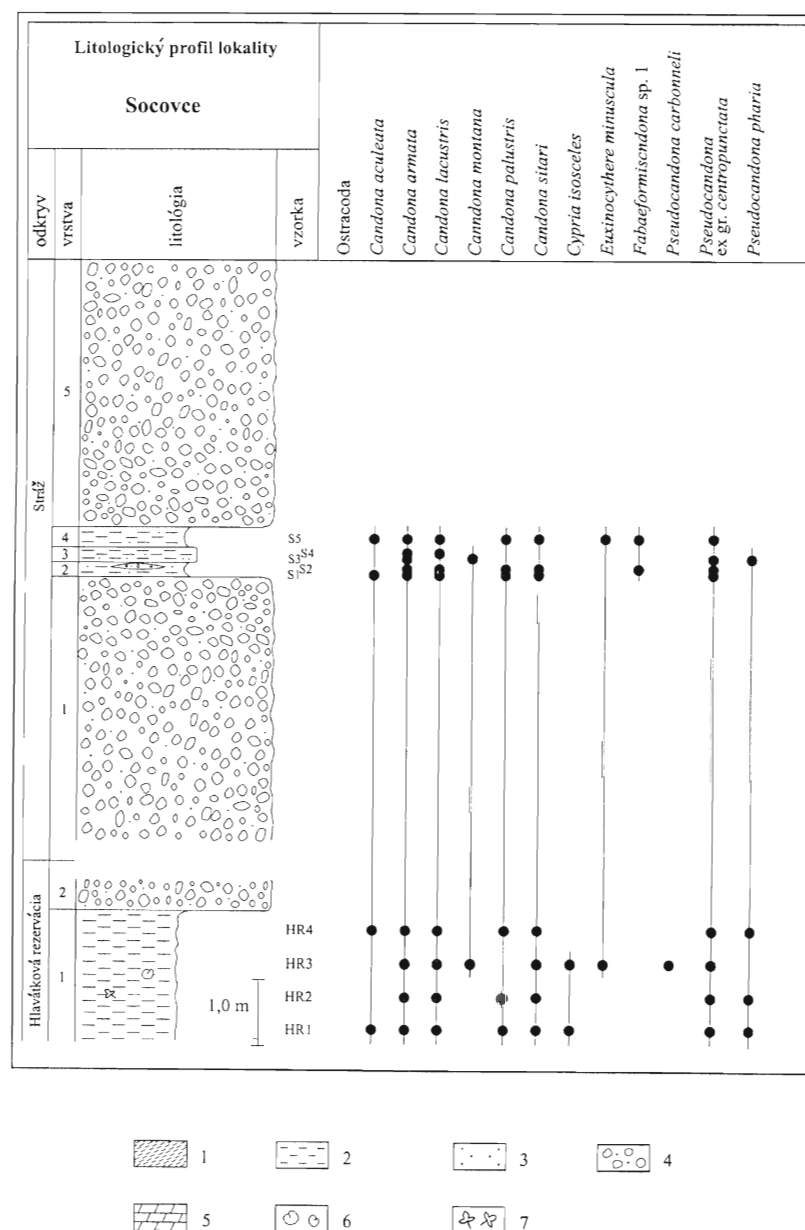
Prvý odkryv má názov Hlavátková rezervácia, je na pravom brehu Turca na úpätí kopca Stráž a jeho litologický profil (obr. 3) tvorí:

1. pevný hnedosivý íl obsahujúci ostrakóda, vzácné krehké úlomky mäkkýšov a odtlačky makroflóry (2,0 m) a
2. štrk z obliakov mezozoického vápenca a dolomitu (viac než 0,5 m).



Obr. 2. Geografická pozícia odkryvy Socovce-Stráž a Socovce-Hlavátková rezervácia (HR).

Fig. 2. Location of the outcrops Socovce-Stráž and Socovce-Hlavátková rezervácia (HR).



Obr. 3. Litologický profil lokality Socovce. 1 – pôda, 2 – íl, 3 – piesok, 4 – štrk, 5 – dolomit, 6 – mäkkýše, 7 – makroflóra.

Fig. 3. Lithological cross-section of the locality Socovce. 1 – soil, 2 – clay, 3 – sand, 4 – gravel, 5 – dolomite, 6 – molluscs, 7 – macroflora.

Druhý odkryv je na kopci Stráž asi 200 m na J od ka-  
plnky, je postihnutý blokovo deformáciou a má nasledu-  
júcu litologickú sukcesiu (obr. 3):

3. zlepenec z mezozoických vápencových a dolomito-  
vých obliakov (viac ako 4,0 m),

4. svetlohnedý piesčité íl so šošovkami piesku a drob-  
nozrného štrku (0,2 m),

5. sivohnedý ílovitý piesok (0,2 m),

6. svetlohnedý piesčité íl (0,3 m) a

7. štrk z mezozoických vápencových a dolomitových  
obliakov (viac ako 4,0 m).

10. slabopiesčité laminovaný íl (61,0 m)  
11. vrstvovitý piesok s obliakmi karbonátov, vzácné  
kremeňa (1,0 m)

12. slabopiesčité laminovaný íl (24,0 m)

13. vrstvovitý piesok s obliakmi karbonátov, vzácné  
kremeňa (1,0 m)

14. slabopiesčité laminovaný íl (18,10 m)

15. zlepenec (6,10 m)

16. slabopiesčité laminovaný íl (2,95 m)

17. zlepenec s ílom a jemnozrným pieskom (0,35 m)

18. slabopiesčité laminovaný íl (20,0 m)

Ílové polohy obsahujú slabo zachova-  
nú faunu ostrakód a vzácné aj zvyšky  
rastlín, ktoré sa doteraz neskúmali.  
Vzorka S5 je veľmi bohatá na juvenilné  
jedince ostrakód.

Lokalitu študoval aj Pokorný, ale re-  
vidovaná kolekcia ostrakód v zbierkach Prí-  
rodovedeckej fakulty KU v Prahe nemá  
presnú lokalizáciu vzoriek. V Pokorného  
zbierke sa z tejto lokality našiel druh *Can-  
dona aculeata*, n. sp., *C. armata*, n. sp.,  
*C. lacustris*, n. sp., *C. montana*, n. sp.,  
*Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata*  
(Suzin) a *P. pharia*, n. sp.

Obidva odkryvy poskytli 12 druhov  
ostrakód (obr. 3) a 10 z nich patrí medzi  
nové druhy opísané v našej doktorand-  
skej práci (Pipík, 2001).

### Vrt HGB-3 (Slovenské Pravno)

Vrt je situovaný na JV od Sloven-  
ského Pravna a na S od Kaľamenovej  
na pravej strane potoka Brieštie a jeho  
geografické súradnice sú: 48°51' a 18°46'  
(obr. 4).

Ide o hydrogeologický vrt v dĺžke 586 m  
prechádzajúci súborom ílových sedi-  
mentov ležiacich na mezozoiku, ktoré  
bolo navŕtané v hĺbke 388 m (obr. 5).

Navŕtali sa nasledujúce série (Vandrová  
et al., 1999):

0,00–12,50 m kvartér,

12,50–388,20 m neogén a

388,20–586,00 m mezozoikum.

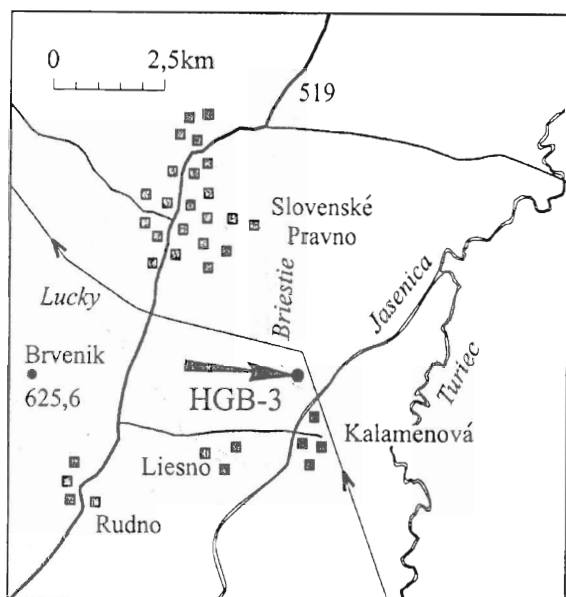
1. sedimenty kvartéru (12,5 m)

2. slabopiesčité laminovaný íl (59,0 m)  
3. vrstvovitý piesok s obliakmi kar-  
bonátov, vzácné kremeňa (1,5 m)

4. slabopiesčité laminovaný íl (12,5 m)  
5. vrstvovitý piesok s obliakmi kar-  
bonátov, vzácné kremeňa (2,0 m)

6. slabopiesčité laminovaný íl (19,5 m)  
7. vrstvovitý piesok s obliakmi kar-  
bonátov, vzácné kremeňa (3,0 m)

8. slabopiesčité laminovaný íl (17,0 m)  
9. vrstvovitý piesok s obliakmi kar-  
bonátov, vzácné kremeňa (0,5 m)



Obr. 4. Geografická pozícia vrtu HGB-3 Slovenské Pravno (podľa Vandrovéj et al., 1999).

Fig. 4. Location of the borehole HGB-3 Slovenské Pravno (after Vandrová et al., 1999).

19. zlepenec s ostrohrannými zrnami a s ílom (5,0 m)
20. slabopiesčitý laminovaný íl (4,5 m)
21. zlepenec (2,0 m)
22. slabopiesčitý laminovaný íl (115,2 m)
23. dolomity mezozoika (197,8 m)

Vrstvy ílu striedajúce sa s vrstvami piesku a zlepenca obsahujú veľmi bohatú faunu endemických ostrakód (distribúcia druhov je na obr. 5). Spoločenstvo z tohto vrtu obsahuje týchto 19 nových druhov: *Candona aculeata*, *C. armata*, *C. expressa*, *C. lacustris*, *C. montana*, *C. nubila*, *C. ossea*, *C. pacifica*, *C. palustris*, *C. simplaria*, *C. sitari*, *C. stagnosa*, *C. subaculeata*, *Cypria isosceles*, *C. bodergatiae*, *Euxinocythere delicata*, *E. minuscula*, *Pseudocandona carbonneli* a *P. pharia*.

V celom vrte sú priebežné iba dva druhy ostrakód – *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* (Suzin) a *Fabaeformiscandona* sp. 1 – a viac-menej aj *Candona expressa*. Ostatné druhy sa vyskytujú iba v istých horizontoch vrtu HGB-3, a to alebo v jeho spodných (201,4–300,0 m – *Candona nubila*, *C. simplaria*, *C. stagnosa*, *C. subaculeata*, *Euxinocythere delicata*), alebo v horných etážach (12,5–161,6 m – *Candona aculeata*, *C. armata*, *C. lacustris* a *C. sitari*).

Tento vrt a rovnako aj lokalita Socovce sú pozoruhodné výskytom trapezoidných a rektangulárnych lastúrok so špicatým posteroventrálnym okrajom z podčeľade Candoninae. Tvarom sa tieto Candoninae podobajú ostrakódam z vrchného miocénu a pliocénu centrálnej Paratetydy, ale tento znak sa ukazuje iba ako homeomorfný. Ich schránky rovnako ako triangulárne lastúrky druhu *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* a *P. pharia* zodpovedajú formám žijúcim v stabilných ekologických podmienkach bez výrazných ekologických zmien (Danielopol, 1978, 1980; Carbonel et al., 1988; Pipík, 2001).

### Korelácia lokality Socovce s inými lokalitami Turčianskej kotliny

Fauna ostrakód Turčianskej kotliny je neobyčajne bohatá na druhy. V súčasnosti je ich známych 85. 12 z nich je opísaných v literatúre, 50 patrí medzi nové, najpravdepodobnejšie endemické druhy a zvyšných 23 pre zlé zachovanie alebo nedostatok fosílného materiálu nateraz ostáva v otvorenej nomenklatúre.

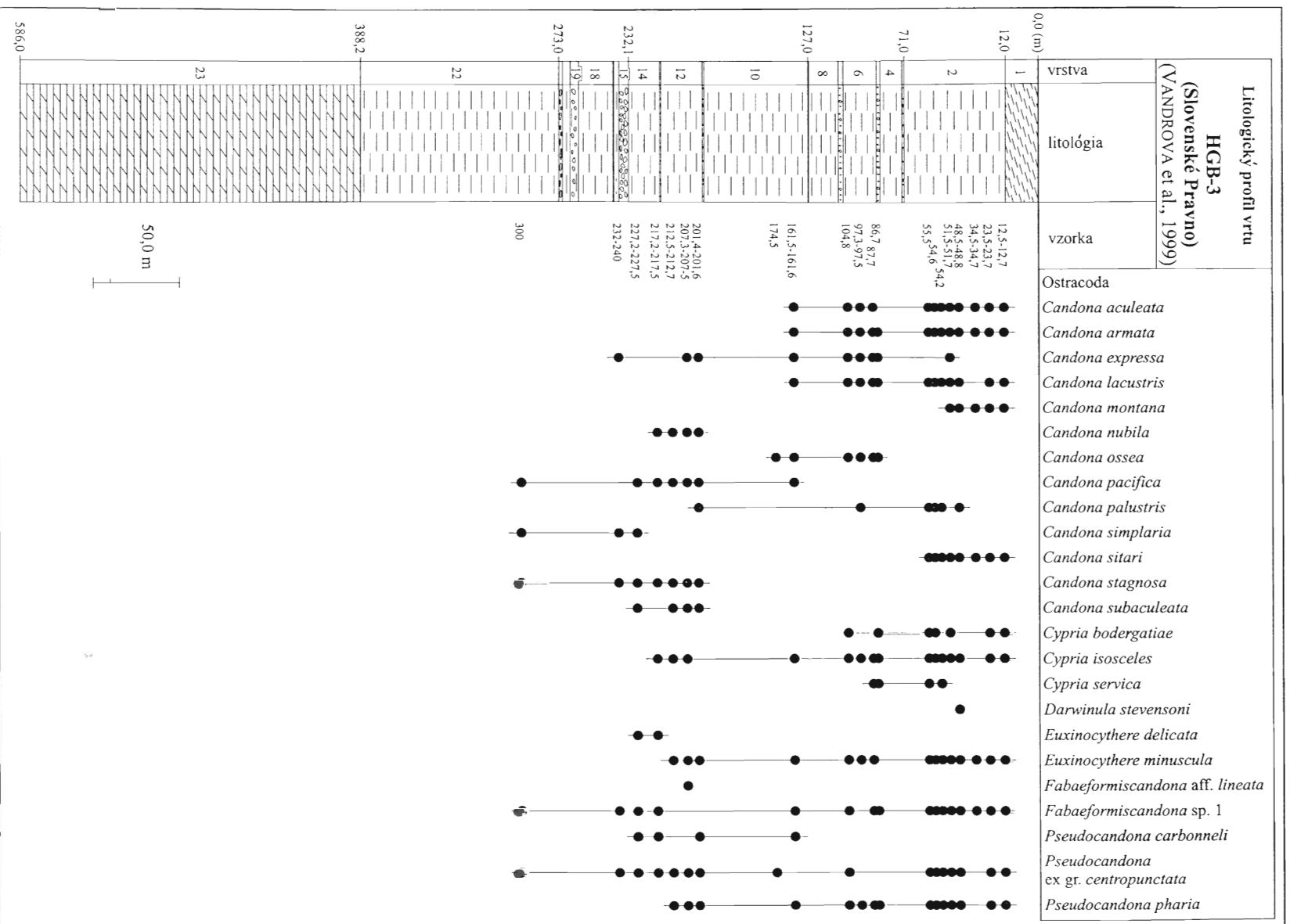
Prekvapujúco veľké množstvo ostrakód odráža pestrosť či premenlivosť ekologického prostredia v čase existencie jazera. Jednotlivé druhy vytvárajú päť ekologicky rozdielných spoločenstiev so zákonitou priestorovou distribúciou v panve (Pipík, 2001).

Opísaná fauna ostrakód zo Socoviec nie je v sedimentoch Turčianskej kotliny ojedinelá. Rovnaká je na lokalite Valča (vzorka z kolekcie Pokorného, zber Buday, lok. 2022), Košťany (ako Valča, lok. 2035 a 2064), Mošovce-Čierna hora (ako Valča, lok. 2109), vo vrte GHŠ-1 (podľa opisu Brestenskej a Planderovej (1979), do hĺbky 281 m), GT-3 (145 m) a v rade vrtov vyhlbených v polovici 50. rokov 20. stor., ktoré skúmal Pokorný – Mošovce TK-I, TK-VII, Martin-Košťany TK-5, TK-25 a Bodorová TK-17. Ale najlepšie je toto spoločenstvo spracované z vrtu HGB-3 (Slovenské Pravno; obr. 5) a GT-14 (324 m; vzorky sú uložené v ŠGÚ v Bratislave). Odhadovaná celková hrúbka sedimentov s týmto typom fauny, v ktorej je známych 28 druhov, je okolo 400 m s rozšírením na J od Košťan nad Turcom, teda v centrálnej a južnej časti panvy. Podľa prevládajúcich druhov sa spoločenstvo označuje ako spoločenstvo s *Candona aculeata* – *armata* – *stagnosa* – *nubila* – *simplaria*.

Vo vrte HGB-3 sú zastúpené všetky druhy ostrakód spomenutých lokalít a vrtov. Vzorky z vrtu HGB-3 na mikropaleontologický výskum poskytla p. Vandrová z INGEO v Žiline. Fauna ostrakód je veľmi bohatá na adultné aj juvenilné štádiá.

Z porovnania druhového zloženia ostrakód z vrtu HGB-3 a z profilu Socovce-Stráž a Socovce-Hlavátková rezervácia vyplýva, že druhové zloženie fauny zo Socoviec zodpovedá faune z prvých 100 m vrtu HGB-3. Potvrdzuje to výskyt druhu *Candona sitari*, n. sp., ktorý sa v hlbších častiach uvedených vrtov nevyskytuje. Zastúpené sú iba príbuzné druhy – *C. ossea*, n. sp., *C. nubila*, n. sp. a *C. simplaria*, n. sp., medzi ktorými je pozorovateľná kontinuálna morfológická zmena tvaru schránky. Najpokročilejšou formou z nich je práve *C. sitari*, s veľmi výraznými protuberanciami a dorzom na dorzálnom okraji ľavej misky.

Ďalším charakteristickým druhom tejto časti vrtu HGB-3 a Socoviec je *Candona armata*, n. sp. Je to pokročilejšia forma druhu *C. pacifica*, n. sp. *C. armata* sa od *C. pacifica* odlišuje veľmi expresívnou ornamentáciou, ktorá má charakter pozdĺžnych sínusoidných pruhov s výraznými tuberkulami v dorzálnnej a dorzálnocentrálnej oblasti schránky, ktoré sa často spájajú až do pozdĺžnych rebier. Zdá sa, že táto výrazná ornamentácia nie je iba fenotypickým vyjadrením možných ekologických zmien, ale odráža postupnej špeciácie v izolovanej panve. Ornament-



Obr. 5. Litologický profil vrtu HGB-3 (podľa Vandrovej et al., 1999); pozri vysvetlivky pri obr. 3.

Fig. 5. Lithological log of the borehole HGB-3 (after Vandrová et al., 1999); for explanation see Fig. 3.

táciu totiž nemajú jedince pod metrážou približne 150 m. Od tejto hĺbky nahor je ornamentácia stále výraznejšia a sprevádza ju aj morfológická zmena lastúrok, anterodorzálny okraj je kratší, dorzálny prehnutejší, konkávny a nižší. Rovnaké vzťahy sa spozorovali aj pri vrte GT-14, kde opísaná morfológická zmena nastupuje na hranici okolo 40 m, ale *Candona sitari* sa v ňom nevyskytuje.

Na základe predchádzajúcej analýzy vyjadrujeme presvedčenie, že sedimenty zo Socoviec-Stráže a Socoviec-Hlaváčkovej rezervácie možno korelovať s metrážou 0–100 vrtu HGB-3.

### Korelácia s jestvujúcimi litostratigrafickými jednotkami

Charakteristickým znakom sledovaných lokalít je ich ílovitý vývoj. Sedimenty s panvovým pelitickým vývojom označil Hók et al. (1998) ako martinské vrstvy, do ktorých laterálne zasahujú klastické členy – budišský, abramovský, slovanský, pravniarsky a bystričiansky. Tieto členy spolu tvoria turčianske súvrstvie v rozpätí spodný bádén – stredný pliocén. Okrem budišských vrstiev sa všetky ostatné členy študovali a poskytli bohatý fosílny materiál ostrakód.

Zo stratigrafického hľadiska sú najvýznamnejším horizontom pravniarske vrstvy s *Congerina* ex. gr. *ornithopsis* zo stredného až vrchného panónu (Hók et al., 1998), ktoré sa považujú za mladšie ako bystričianske vrstvy alebo čiastočne im ekvivalentné. Obsahujú jedinečné a druhovo pestré spoločenstvo s *Cypria lenticulata* a s *Herpetocypris denticulatus*. Z týchto vrstiev je dovedna opísaných 32 druhov ostrakód. Najvýznamnejšie z nich sú *Herpetocypris denticulatus*, n. sp., *Candona densa*, n. sp., *C. incurva*, n. sp., *C. slamkovae*, n. sp., *Cypria lenticulata*, n. sp., *Euxinocythere lactea*, n. sp., *E. quadricostata*, n. sp. (vyvinuté na J od Slovenského Pravna). Rovnako sa našlo aj v tehelni v Martine (zberateľ Dr. Rakús), ale nie v jej súčasnom litologickom profile. Lokality uvedené v predchádzajúcej kapitole a zaradené do spoločenstva vrtu HGB-3 len zriedka obsahujú pravniarske typy ostrakód. Obidve spoločenstvá – vyjadrené Jaccardovým indexom – majú iba 3,5 % spoločných druhov (Pipík, 2001).

Abramovské vrstvy okrem fauny ostrakód obsahujú aj bohatú makroflóru zaradenú do vrchného bádenu až spodného sarmatu (Sitár, 1982; Hók et al., 1998). Spoločenstvo ostrakód pomenované podľa najbohatšie zastúpených a najfrekvencovanejších druhov ako spoločenstvo s *Candona eminens-laterisimilis* obsahuje dovedna 17 druhov (*Candona vacuospinosa*, n. sp., *C. eminens*, n. sp., *C. laterisimilis*, n. sp., *C. prisca*, n. sp., *Euxinocythere satyrica*, n. sp.) a spomedzi všetkých piatich ostrakódových spoločenstiev turčianskej panvy má najexotickejšie morfológické črty (hrubostenné schránky s dorzom, protuberanciami a trňmi). Je známe z Abramovej-Kolísk a zo Slovenského Pravna od potoka Sokol a je iba laterálnym členom sedimentov obsahujúcich spoločenstvo vrtu HGB-3.

Klastické sedimenty bystričianskych vrstiev (Hók et al., 1998) sa neskúmali, ale bohatú faunu ostrakód poskytli organodetritické karbonátové a ílové sedimenty z údolia

potoka Bystrička. Získaná fauna ostrakód, pomenovaná ako spoločenstvo s *Candona robusta-jiriceki*, charakterizuje nielen lokalitu Bystrička, ale aj Martin a vrt BJ-2 (vzorky sú uložené v ŠGÚ v Bratislave), situovaný na S od Martina. Stručný zoznam ostrakód tohto spoločenstva – *Candona jiriceki*, n. sp., *C. robusta*, n. sp., *Cypria polyphema*, n. sp., *Euxinocythere aphrodite*, n. sp., *E. delicata*, n. sp., *Ilyocypris papillionacea*, n. sp., I. sp. 1, *Pseudocandona compressa* Koch, *Vestalenula pagliolii* (Pinto a Kotzian) – jednoznačne svedčí o tom, že druhy žili v iných ekologických podmienkach ako spoločenstvo vrtu HGB-3 (Pipík, 2001). Potvrdzuje to aj úplne odlišná morfológia schránok, ktorá zodpovedá nestabilným ekologickým podmienkam (Danielopol, 1978, 1980; Carbonel et al., 1988), ale z toho nevychodí, že museli žiť aj v inom čase. Podľa doterajších poznatkov o litológii, makroflóre, ekológii a morfológii ostrakód sú tieto vrstvy litorálnou až sublitorálnou fáciou (Pipík, 2001).

Slovanské vrstvy zostávajú z hľadiska ostrakód nedefinované a ich sedimenty neposkytli nijakú faunu.

Samostatný typ ostrakódového spoločenstva tvoria litostratigraficky nezaradené druhy z Lehôtky (spoločenstvo s *Candona clivosa*). Z ekologického hľadiska je spoločenstvo zo Socoviec a z vrtu HGB-3 úplným protipólom lehôtčanského. Sladkovodné, močiarné a plytkovodné spoločenstvo s *Candona clivosa* z Lehôtky okrem *Candona clivosa* Fuhrmann obsahuje aj *C. fatrica*, n. sp., *C. sirveni*, n. sp., *C. tetrica*, n. sp., *Candonopsis arida* Sieber, *Fabaeformiscandona balatonica* (Daday), *Heterocypris salinus* (Brady). Časť druhov tohto spoločenstva sa našla aj vo vrte BJ-2 na úrovni 374–375 m, čím sa prelínajú so spoločenstvom s *Candona robusta-jiriceki*.

Z predchádzajúcich údajov vyplýva, že ílové sedimenty vrtu HGB-3, Socoviec a ich príbuzných lokalít by mali patriť do martinských vrstiev definovaných ako panvové pelitické sedimenty spodného bádenu až pontu (Buday, 1962; Hók et al., 1998). Prítomnosť troch rôznych ekologických spoločenstiev v pelitových sedimentoch (spoločenstvo s *Candona clivosa*, s *Candona robusta-jiriceki* a *Candona aculeata* – *C. armata* – *C. stagnosa* – *C. nubila* – *C. simplaria*) dokladá ich depozíciu alebo v jednotnej, no ekologicky diferencovanej panve, alebo svedčí o významných ekologických zmenách v panve, ktoré sa premietli do zloženia ostrakódovej fauny. Keďže ide o súveké spoločenstvá (Pipík, 2001), martinské vrstvy predstavujú sedimenty jednotnej, ekologicky diferencovanej panvy.

### Stratigrafické zaradenie sedimentov

Sedimenty zo Socoviec-Stráže sa zaraďujú do blažovského súvrstvia s predpokladaným vekom dák až ruman (Gašparík et al., 1995) alebo pont až dák (Hók et al., 1998). Kontakt tohto súvrstvia s podložným turčianskym súvrstvom je erozívny (Hók et al., 1998).

Palynologický výskum na lokalite Socovce (bez presného uvedenia miesta odberu) datuje sedimenty do vrchného sarmatu až spodného panónu. V spoločenstve peľových zŕn dominovali Graminae, Oleaceae, *Carpinus*, *Alnus*, *Ilex* (Brestenská a Pländerová, 1979; Pländerová et al., 1988).

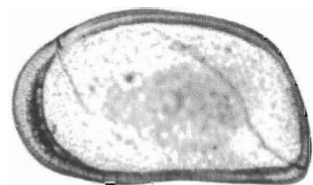




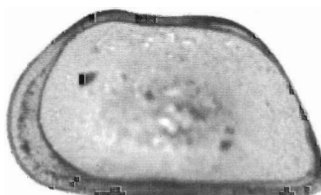
1



2



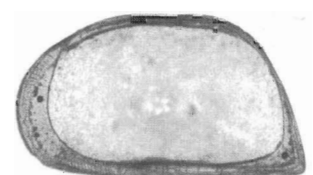
3



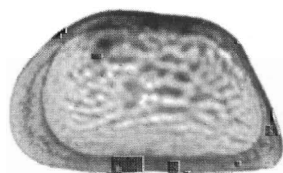
4



5



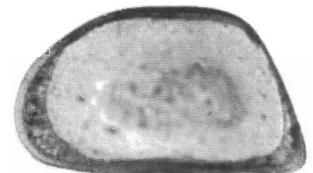
6



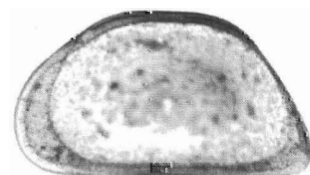
7



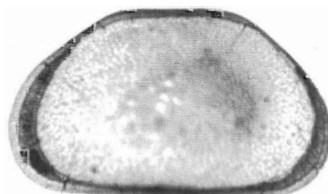
8



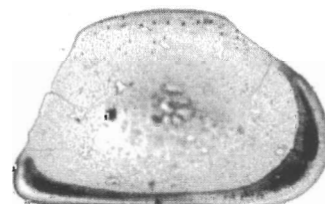
9



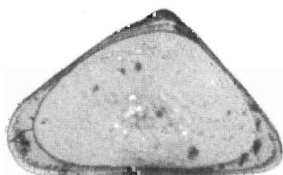
10



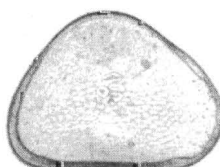
11



12



13



14



15

Ako sme už uviedli, vo faune ostrakód dominujú novo-opísané druhy. Z druhov známych aj z iných paniev sa vo vrte HGB-3 a v Socovciach vyskytuje iba *Cypria servica* Krstič, *Darwinula stevensoni* (Brady a Robertson, 1870), *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* (Suzin) a *Fabaeformiscandona* aff. *lineata* Krstič.

Prítomnosť *Darwinula stevensoni* vo vrte HGB-3 je asi náhodná, lebo medzi viac ako 4000 schránkami dospelých jedincov iných druhov sa našiel iba jeden juvenilný jedinec. Tento kozmopolitný druh má veľmi široké stratigrafické rozpätie. Je známy od oligocénu až po súčasnosť (Meisch, 2000).

*Cypria servica*, *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* a *Fabaeformiscandona* aff. *lineata* sú opísané z vrchného miocénu Paratetydy. Stratigrafické rozšírenie *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* pokračuje až do pleistocénu východnej Paratetydy (Krstič, 1972, 1975; Sokač, 1972; Mandelstam a Schneider, 1963; Krstič a Stancheva, 1989). Vekové začlenenie na základe ostrakód nemožno preberať automaticky, lebo ostrakóda migrujú ľahko, ich stratigrafické rozpätie môže byť aj niekoľko miliónov rokov, ale najmä preto, že ich prítomnosť vo vodnom prostredí ovplyvňujú ekologické faktory.

Rovnaké spoločenstvo ako vo vrte HGB-3 je aj vo vrte GHŠ-1 (Horná Štubňa) (Brestenská a Planderová, 1979; Gašparík et al., 1974). Je v nadloží vrstvy ryolitového tufu, porovnávaného s jastrabským komplexom Kremnických vrchov a datovaného do vrchného sarmatu až spodného panónu (Konečný et al., 1983). Spoločenstvo ostrakód z vrtu HGB-3 a zároveň aj zo Socoviec a z iných lokalít by teda malo byť z vrchného miocénu. Presnejšiu stratigrafiu týchto sedimentov s endemickou faunou ostrakód zatiaľ ťažko stanoviť.

## Záver

V piesčitom íle z lokality Socovce-Stráž a v íle zo Socoviec-Hlavátkovej rezervácie sa našlo spoločenstvo ostrakód porovnateľné s faunou z úrovne 0–100 m vrtu HGB-3 a s faunou z iných vrtov a lokalít Turčianskej kotliny zaradovanou do spoločenstva s *Candona aculeata* – *armata* – *stagnosa* – *nubila* – *simplicaria*, vyskytujúceho sa v strednej a južnej časti panvy.

Tieto sedimenty by mali patriť do martinských vrstiev turčianskeho súvrstvia a sedimenty s touto faunou by mali byť vrchnomiocénneho veku.

**Podakovanie.** Za odborné vedenie v príprave doktorandskej práce vrelo ďakujem Dr. Anne-Marii Bodergatovej z Univerzity Clauda Bernarda v Lyone a prof. Kováčovi z UK v Bratislave. Ďakujem Dr. Vandrovce z INGEO v Žiline, Dr. Havrilovi zo ŠGÚDŠ a Mgr. Slamkovej za odobratie a poskytnutie vzoriek z vrtu HGB-3, Dr. Stolárovi zo ŠGÚDŠ v Bratislave a Dr. Holcovej z KU v Prahe za požičanie zbierkového materiálu a Dr. Hudáčkovej za láskavé požičanie digitálneho fotoaparátu. Prácu finančne podporila vláda Francúzskej republiky, Univerzita Clauda Bernarda v Lyone a grant dekana Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave.

## Literatúra

- Brestenská, E. & Planderová, E., 1979: Biostratigrafia neogénu Turčianskej kotliny na základe ostrakód a mikroflóry. *Manuskript. Archiv Geofond Bratislava*. 50 s.  
 Buday, T., 1962: Neogén Turčianskej kotliny. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, XXVIII, s. 475–498. (in czech with german abstract)  
 Carbonel, P., Colin, J. P., Danielopol, D. I., Löffler, H. & Neustrueva, I., 1988: Paleoeology of limnic ostracodes: a review of some major topics. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., special issue. Aspects of freshwater paleoecology and biogeography*, 62, 1–4, pp. 413–461

◀ **Tab. 1.** 1 – *Candona lacustris* n. sp., LM♀, holotyp, l = 1.002 mm, h = 0.557 mm, RP12-9, HGB-3, 12.5–12.7 m, vonkajší bočný pohľad; 2 – *Candona palustris* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.804 mm, h = 0.425 mm, RP12-16, HGB-3, 48.5–48.8 m, vonkajší bočný pohľad; 3 – *Candona stagnosa* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.961 mm, h = 0.567 mm, RP13-1, HGB-3, 201.4–201.6 m, vonkajší bočný pohľad; 4 – *Candona sitari* n. sp., LM♀, holotyp, l = 1.02 mm, h = 0.592 mm, RP16-21, HGB-3, 48.5–48.8 m, vonkajší bočný pohľad; 5 – *Candona nubila* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.916 mm, h = 0.535 mm, RP18-21, HGB-3, 212.5–212.7 m, vonkajší bočný pohľad; 6 – *Candona aculeata* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.861 mm, h = 0.488 mm, RP18-5, HGB-3, 54.2 m, vonkajší bočný pohľad; 7 – *Candona armata* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.749 mm, h = 0.455 mm, RP16-1, HGB-3, 48.5–48.8 m, vonkajší bočný pohľad; 8 – *Candona pacifica* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.863 mm, h = 0.482 mm, RP16-11, HGB-3, 201.4–201.6 m, vonkajší bočný pohľad; 9 – *Candona montana* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.945 mm, h = 0.541 mm, RP15-14, HGB-3, 12.5–12.7 m, vonkajší bočný pohľad; 10 – *Candona expressa* n. sp., LM♀, holotyp, l = 1.041 mm, h = 0.59 mm, RP17-1, HGB-3, 104.8 m, vonkajší bočný pohľad; 11 – *Pseudocandona carbonnelli* n. sp., LM♀, holotyp, l = 1.059 mm, h = 0.629 mm, RP13-15, HGB-3, 217.2–217.5 m, vonkajší bočný pohľad; 12 – *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* (Suzin, 1956): PM, l = 1.084 mm, h = 0.696 mm, RP11-29, HGB-3, 217.2–217.5 m, vonkajší bočný pohľad; 13 – *Pseudocandona pharia* n. sp., LM♂, paratype, l = 0.841 mm, h = 0.512 mm, RP13-9, HGB-3, 54.6 m, vonkajší bočný pohľad; 14 – *Cypria isosceles* n. sp., PM, holotyp, l = 0.549 mm, h = 0.422 mm, RP15-7, HGB-3, 54.6 m, vonkajší bočný pohľad; 15 – *Euxinocythere minuscula* n. sp., LM♀, holotyp, l = 0.449 mm, h = 0.265 mm, RP13-23, HGB-3, 48.5–48.8 m, vonkajší bočný pohľad. *Poznámka:* Zobrazené druhy budú uložené v Slovenskom národnom múzeu pod uvedenými inventárnymi číslami (RPXX-YY) po vydaní osobitnej monografie.

**Pl. 1.** 1 – *Candona lacustris* n. sp., LV♀, holotype, l = 1.002 mm, h = 0.557 mm, RP12-9, HGB-3, 12.5–12.7 m, external lateral view; 2 – *Candona palustris* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.804 mm, h = 0.425 mm, RP12-16, HGB-3, 48.5–48.8 m, external lateral view; 3 – *Candona stagnosa* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.961 mm, h = 0.567 mm, RP13-1, HGB-3, 201.4–201.6 m, external lateral view; 4 – *Candona sitari* n. sp., LV♀, holotype, l = 1.02 mm, h = 0.592 mm, RP16-21, HGB-3, 48.5–48.8 m, external lateral view; 5 – *Candona nubila* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.916 mm, h = 0.535 mm, RP18-21, HGB-3, 212.5–212.7 m, external lateral view; 6 – *Candona aculeata* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.861 mm, h = 0.488 mm, RP18-5, HGB-3, 54.2 m, external lateral view; 7 – *Candona armata* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.749 mm, h = 0.455 mm, RP16-1, HGB-3, 48.5–48.8 m, external lateral view; 8 – *Candona pacifica* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.863 mm, h = 0.482 mm, RP16-11, HGB-3, 201.4–201.6 m, external lateral view; 9 – *Candona montana* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.945 mm, h = 0.541 mm, RP15-14, HGB-3, 12.5–12.7 m, external lateral view; 10 – *Candona expressa* n. sp., LV♀, holotype, l = 1.041 mm, h = 0.59 mm, RP17-1, HGB-3, 104.8 m, external lateral view; 11 – *Pseudocandona carbonnelli* n. sp., LV♀, holotype, l = 1.059 mm, h = 0.629 mm, RP13-15, HGB-3, 217.2–217.5 m, external lateral view; 12 – *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* (Suzin, 1956): RV, l = 1.084 mm, h = 0.696 mm, RP11-29, HGB-3, 217.2–217.5 m, external lateral view; 13 – *Pseudocandona pharia* n. sp., LV♂, paratype, l = 0.841 mm, h = 0.512 mm, RP13-9, HGB-3, 54.6 m, external lateral view; 14 – *Cypria isosceles* n. sp., RV, holotype, l = 0.549 mm, h = 0.422 mm, RP15-7, HGB-3, 54.6 m, external lateral view; 15 – *Euxinocythere minuscula* n. sp., LV♀, holotype, l = 0.449 mm, h = 0.265 mm, RP13-23, HGB-3, 48.5–48.8 m, external lateral view. *Note:* Documented species will be deposited in Slovak national museum after publishing of a special monography

- Danielopol, D. L., 1978: Über Herkunft und Morphologie der Süßwasser-hypogäischen Candoninae (Crustacea, Ostracoda). *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Ab. I*, 187, pp. 1–162.
- Danielopol, D. L., 1980: On the carapace shape of some European freshwater interstitial Candoninae (Ostracoda). *Proc. Biol. Soc. (Washington)*, 93, 3, pp. 743–756.
- Gašparík, J., Brestenská, E., Forgáč, J., Franko, O., Hajóšová, M., Hanáček, J., Marková, M., Matkulčík, E., Planderová, E. & Sitár, V., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-I (Horná Štubňa). *Region. Geol. Západ. Karpát*, 3, s. 97.
- Gašparík, J., Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašparíková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žaková, E., Horniš, J. & Ondrejčíková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1: 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*, 196 s.
- Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slamková, M., Sitár, V. & Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. *Slov. Geol. Mag.*, 4, 3, pp. 165–176.
- Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska (Západné Karpaty). *Bratislava, GÚDŠ*, 203 s.
- Krstič, N., 1972: Rod *Candona* (Ostracoda) iz kongerijskih slojeva južnog dela Panonskog basena. The Serbian Academy of Sciences and Arts. Monographs, CDL, 39, 145 p.
- Krstič, N., 1975: Ostrakodi Kongerijskih slojeva: 7 Vrstva roda *Cypria* i neke druge nedovoljno definisane forme. Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and other Minerals Raw Materials, Belgrade. 10. pp. 195–205.
- Krstič, N. & Stancheva, N., 1989: Ostracods of Eastern Serbia and Northern Bulgaria with notice on a Northern Turkey assemblage. In: M. Malez & P. Stevanovic (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen*, Bd. VIII, Pontien Pl., Jazu & Sanu, Zagreb-Beograd, pp. 753–819.
- Mandelstam, M. I. & Schneider, G. F., 1963: Iskopaemye ostrakody SSSR, semeštvo Cyprididae. *Trudy VNIGRI*, 203, 242 p.
- Marmonier, P., Bodergat, A. M. & Dolédec, S., 1994: Theoretical habitat templates, species traits, and species richness: ostracods (Crustacea) in the Upper Rhône River and its floodplain. *Freshwater Biology*, 31, pp. 341–355.
- Meisch, C., 2000: Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. *Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg-Berlin*, 522 p.
- Pipík, R., 2001: Les ostracodes d'un lac ancien et ses paléobiotopes au Miocène supérieur: le bassin de Turiec (Slovaquie). Thèse. Université Claude Bernard, Lyon I, 337 p.
- Planderová, E., Gašparíková, V., Samuel, O., Snopková, P. & Vaňová, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. *Manuskript. Archív Geofond Bratislava*, 40 s.
- Sitár, V., 1982: Tertiäre Flora des SW-tales Turiec Becken (West Karpaten). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 38, pp. 191–206.
- Sokač, A., 1972: Pannonian and Pontian ostracode fauna of Mt. Medvednica. *Palaeont. jugoslavica*, 11, pp. 1–140.
- Vandrová, G., Potyš, Z., Urbaník, J., Celár, S., Zuberec, M. & Hajčák, J., 1999: Budiš – ochranné pásma minerálnych vôd. *Manuskript Archív INGEO Žilina*, 119 s.

## Ostracode fauna of the Blažovce and Martin Formations (Turiec basin)

The clayey and gravel deposits of the locality Socovce are attributed to the Blažovce Formation. Obtained ostracode fauna is not well preserved but it allows to compare the Socovce deposits with the other clayey sediments of the Turiec basin.

The Socovce ostracode fauna could be correlated to the first 100 m of the borehole HGB-3 and the other localities and boreholes attributed to the Martin member of the Turiec Formation. This comparison is based on identical faunal composition and on presence of *Candona sitari*, n. sp. and of *C. armata*, n. sp. The former shows a dorsum and the strong protuberances on the dorsal border, the latter a heavy ornamentation built by sinusoidal rides and by tubercles. These morphological characters are not observed in the deeper parts of the boreholes HGB-3 and GT-14 (Pipík, 2001).

In total, 28 ostracode species are identified from this assemblage named as assemblage of *Candona aculeata* – *armata* – *stagnosa* – *nubila* – *simplaria*. The assemblage is situated in the central and southern part of the Turiec basin and is very rich on new endemic species. The assemblage differs morphologically and ecologically from the other four described assemblages of the Turiec basin (Pipík, 2001). The trapezoidal, triangular and rectangular with pointed postero-ventral border valves characterise this assemblage. The specific

morphological features of the valves would correspond to stable ecological conditions (Danielopol, 1978, 1980; Carbone et al., 1988; Pipík, 2001).

Only four species of this assemblage are known from the other basins – *Cypria servica* Krstic, *Darwinula stevensoni* (Brady and Robertson, 1870), *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* (Suzin) a *Fabaeformiscandona* aff. *lineata* Krstič. *Darwinula stevensoni* has a very large stratigraphic span since the Oligocene up till the present. *Cypria servica*, *Pseudocandona* ex. gr. *centropunctata* and *Fabaeformiscandona* aff. *lineata* are known from the Upper Miocene resp. up till the Pleistocene (*Pseudocandona centropunctata*) of the Paratethys region (Krstič, 1972, 1975; Krstič and Stancheva, 1989; Meisch, 2000; Sokač, 1972; Mandelstam and Schneider, 1963). Because an ostracode presence depends on ecological conditions a stratigraphic position of the assemblage is based on lithological succession observed in the borehole GHS-1. The assemblage overlay the Jastrabá volcanic complex dated to the Upper Sarmatian – Lower Pannonian (Brestenská and Planderová, 1979; Gašparík et al., 1974). The ostracode assemblage of Socovce, of the borehole HGB-3 and of the related localities and boreholes would be from the Upper Miocene. It appears impossible for instant to specify detail stratigraphic position of this endemic ostracode fauna.

## Prehľad nových poznatkov o vápnitých dinoflagelátach

DANIELA REHÁKOVÁ a MARIANA BANASOVÁ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 3. 2001, revidovaná verzia doručená 21. 1. 2002)

### Review of the new knowledge on calcareous dinoflagellates

Calcareous dinoflagellates of family **Calciodinellaceae** Deflandre 1947 belong to important components of the Mesozoic, Cenozoic and recent marine and lake deposits. On a global scale their evolution and distribution is influenced by ecological and diagenetic factors. They can serve as potential tool for paleoecological and paleoceanographical reconstructions. An overview summarizes up to date knowledge on calcareous dinoflagellates concerning their evolution, systematics, as well as their utilization in paleoecological and paleoceanographical reconstructions.

**Key words:** Calcareous dinoflagellates, systematics, paleoecology, paleoceanography

### Úvod

Podstatnou zložkou mikroplanktónnych spoločenstiev v mezozoických, kenozoických, ako aj v recentných morských a jazerných sedimentoch sú vápnité dinoflageláta čeľade **Calciodinellaceae** Deflandre 1947. Najnovší výskum ukazuje ich značný podiel v povrchových plytších vodách, odkiaľ sa transportujú do hlbších zón mora a významne tam ovplyvňujú karbonátovú sedimentáciu. Tejto skupine organizmov sa v minulosti nevenovala väčšia pozornosť. Ich schránky sú príliš drobné, aby sa mohli zaradiť medzi foraminiféry, no príliš veľké na to, aby sa študovali ako nanoplanktón. Tieto mikroorganizmy prvý opísal Kaufmann (1865) z alpského turónskeho vápencu. Išlo o guľaté alebo oválne jednodomôrkové organizmy a pomenoval ich *Lagena ovalis* a *Lagena sphaerica*. Lorenz (1902) predpokladal, že sú to jednodomôrkové foraminifery a zaradil ich do rodu *Pithonella*. Deflandre (1947) ako prvý pri niektorých jedincoch zistil nevýraznú paratabuláciu. Bonet (1956) všetky jednodomôrkové sférické až oválne schránky skupiny „*incertae sedis*“ označil termínom „kalcisféry“ (zoznam kalcisferidných a kadosinidných rodov je v tab. I). Až práce Fütterera (1976) a Keuppa (1980) potvrdili, že vonkajšia schránka má v niektorých prípadoch zreteľnú peridinoidnú tabuláciu. Keupp (1980) zároveň poukázal na príslušnosť mezozoických kalcisferulíd medzi dinoflagelátami, a tak začal kvalitatívne nový výskum tejto skupiny mikroorganizmov. Súčasný poznatky o fosilných vápnitých dinoflagelátach sú výsledkom štúdií a) spodnokriedových asociácií (Bolli, 1974, 1978, 1980; Pflaumann a Krasheninnikov, 1978; Krasheninnikov a Basov, 1983; Keupp, 1981, 1987, 1995; Keupp a Mutterlose, 1984; Keupp a Ivanova, 1999; Reháková a Michalík, 1996; Reháková, 2000) a b) vrchnokriedových asociácií (Willems, 1988, 1992, 1994, 1996; Kohring, 1993; Zügel, 1994; Kienel, 1994; Hildebrand-Habel a Willems, 1997), a to tak

boreálnej, ako aj tetydnej oblasti. Terciárnym formám venoval pozornosť Rógl (1976). Fütterer (1977, 1984, 1990) získal nové poznatky o kriedových a terciérnych asociáciách Atlantického oceánu. Významné miesto patrí aj prácam o morfológii a fylogénze vápnitých dinoflagelát (Fesome et al., 1993; Janofske, 1996; Montresor et al., 1997; Young et al., 1997).

### Morfológia a stavba cysty

Vápnité dinoflageláta sú veľké 30 až 140 µm a v ich životnom cykle sa strieda pohyblivé štádium so štádiom cysty. Pohyb bunky, ktorú chráni téka, v prvom štádiu umožňujú dva bičíky, v druhom – stagnantnom štádiu životného cyklu – dinoflageláta produkujú nepohyblivé cysty. Tvorba cystového obalu je biologicky kontrolovaný proces. Kalcifikácia sa pri žijúcich jedincoch sústreďuje do oblasti membrán, ktoré obklopujú celú bunku. V štádiu cysty sa metabolické procesy bunky výrazne redukovávajú, vápnité dinoflageláta strácajú bičíky, preto voľne padajú na dno a stávajú sa významnou súčasťou sedimentov. Cysta sa môže podobáť pohyblivej bunke (téke), ale môže mať aj úplne odlišný tvar. Morfologické črty vápnitých schránok, ako je veľkosť, tvar, porozita a rigidita, ale aj ultraštruktúra buniek, ovplyvňujú stratégiu vznášania rovnako ako pri kokolitoforidách alebo diatomaceách.

Kým téka je celulózna, bez schopnosti fosilizácie, cysta sa skladá z acidorezistentného materiálu (sporopolenín alebo dinosporín). Sú aj druhy s cystami z CaCO<sub>3</sub> prípr. SiO<sub>2</sub>, a preto sa v sedimentoch uchováávajú.

### Morfológia a stavba steny cysty

Stena cysty je jedno-, dvoj- alebo trojvrstvová a tvorí ju kalcitové kryštálky vyznačujúce sa rozdielnou kryštalografickou orientáciou. Podľa orientácie sa v súčasnosti



rozlišujú štyri typy stien vápnitých dinoflagelát (Young et al., 1997). Rast kryštálov a špecifickú kryštalografickú orientáciu kalcitových kryštálov môže ovplyvňovať svetelná variabilita (Janofske, 2000).

1. Stena s *radiálnou orientáciou* c osi kalcitových kryštálikov (Tab. II, obr. 1–3). Zvyčajne sa skladá z niekoľkých vrstiev a má negatívny optický charakter. V elektrónovom mikroskope (ďalej SEM) je cysta relatívne hrubá najčastejšie s hladkým povrchom.

2. Stena so *šikmou orientáciou* c osi kalcitových kryštálov (Tab. II, obr. 4–6). Zhášanie cysty je asymetrické a interferenčné farby nemajú štandardný optický vzhľad. Kalcitové kryštáliky budujúce povrch cysty sú veľké, tvarovo zhodné a zreteľné. Majú tesné usporiadanie a niekedy medzi nimi možno rozlíšiť pseudopóry.

3. Stena s *tangenciálnou orientáciou* c osi kalcitových kryštálikov (Tab. II, obr. 7–9). Zhášanie cysty je symetrické, ale nevýrazné, rozplývajúce sa a optický charakter pozitívny. Povrch cysty má v SEM zreteľnú symetrickú štruktúru, budovanú relatívne veľkými tvarovo zhodnými kryštálikmi, ktoré sú od seba oddelené pórmí.

4. Stena s *pitonelloidnou orientáciou* c osi kalcitových kryštálikov (Tab. II, obr. 10–12). Zhášanie cysty je asymetrické, interferenčné farby nemajú štandardný optický vzhľad a povrch cysty je relatívne hladký. Kalcitové kryštáliky sa odlišujú tvarom i veľkosťou, ich usporiadanie je tesné a možno medzi nimi rozlíšiť pseudopóry.

### Rozmnožovanie a variabilita vápnitých dinoflagelát

Dinoflageláta sa rozmnožujú vegetatívne aj sexuálne. Pred zacystovaním sa gaméty produkujú mitotickým delením a po fúzii gametálnych buniek planozygota redukuje bunkové organelly a bičiky. Zacystovanie prebieha tvorbou hrubého obalu – cystovej steny. Po meiotickom rozdelení buniek vegetatívne bunky opúšťajú cystu cez otvor, tzv. archeopyle. Cyklus s vegetatívnou reprodukciou a s produkciou vápnitej cysty prebieha vo fotickej zóne oceánov. Spôsob rozmnožovania i rýchlosť tvorby zárodočných buniek ovplyvňuje teplota vody, kyslíkový režim a koncentrácia živín (Dale, 1983). Kým vegetatívne štádium zaberá väčšiu časť života dinoflagelát, sexuálna fáza s produkciou cysty je zriedkavejšia (pri recentných zástupcoch je to raz alebo dva razy do roka, prípadne raz za mesiac). Pri neritických jedincoch dominuje pohyblivé štádium s dvoma rozličnými bičkami. Produkcia cyst pri oceánskych formách sa neviaže na sexuálnu reprodukčnú fázu a vyše 50 % žijúcich jedincov kultúry *Sphaerodina albatrossiana* môže tvoriť vápnité cysty, ba môžu byť dominantným štádiom počas životného cyklu (*Sphaerodina tuberosa*, *Orthopithonella granifera*, *Thoracosphaera heimii*).

### Systematika vápnitých dinoflagelát

V systematike vápnitých dinoflagelát sa v súčasnosti objavujú dva prístupy. Predtým ako Bolli (1974) poukázal na možnosti využívať elektrónový mikroskop pri štúdiu morfológie vápnitých dinoflagelát, sa ich zvyšky študovali len z výbrusového materiálu optickým mikroskopom.

Revolučná SEM metóda viedla ku vzniku novej dinoflagelátnej Keuppovej školy, ktorá sa akceptovala vo veľkom meradle a rýchlo. Systematickému postaveniu vápnitých dinoflagelát sa venoval Keupp (1979, 1984), ale pozornosť si zaslúžia aj ďalšie práce venované ich taxonómii (Willems, 1992; Lentin a Williams, 1993). V posledných rokoch sa hľadajú aj spôsoby, ako dať do súladu výsledky optickej i SEM metódy štúdia vápnitých dinoflagelát a na takomto základe vypracovať jednotnú taxonómiu kalcisferulíd (Keupp et al., 1992; Willems, 1992; Řehánek a Cecca, 1993; Reháková a Michálik, 1996; Ivanovová a Keupp, 1999). Aktuálna taxonómia vápnitých dinocýst sa opiera o výsledky Keuppa (1987) a Kohringa (1993), ktorí podľa orientácie c osi kalcitových kryštálov vo vonkajšej vrstve steny cysty rozlíšili štyri podčelade (obr. 1).

### Systematika I (Keupp, 1987; Kohring, 1993)

PYRROPHYTA Pascher 1914  
Trieda DINOPHYCEAE Fritsch 1929  
Rad PERIDINIALES Haeckel 1894  
Podrad PERIDINIINEAE Fott 1959  
sensu Bujak & Davies 1983  
Čelad' CALCIODINELLACEAE Deflandre 1947 sensu  
Bujak & Davies 1983

### Podčelad' ORTHOPITHONELLOIDEAE Keupp 1987

Stena cysty je jednovrstvová alebo dvojvrstvová a jej vonkajšia vrstva má striktné radiálne usporiadanie c osí kryštálov (Tab. II, obr. 2, 3). Kryštály vnútornej vrstvy môžu mať rovnakú orientáciu, ale ich usporiadanie môže byť aj nepravidelné, niekedy šikmé.

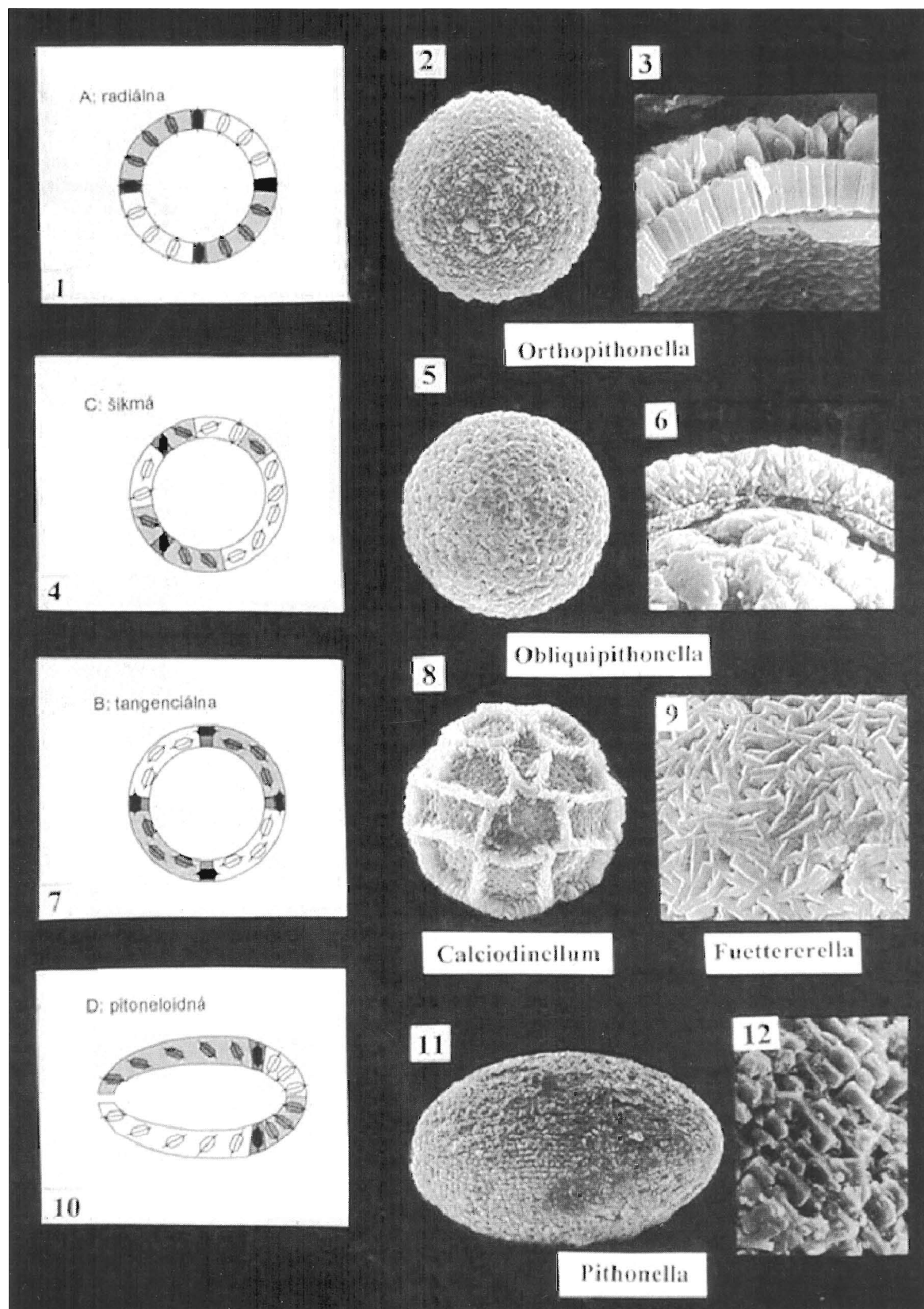
Do podčelade patria nasledujúce rody:

*Orthopithonella* Keupp in Keupp & Mutterlose 1984  
*Rhabdothorax* Kamptner 1958  
*Ruegenia* Willems 1992  
*Praecaligonellum* Keupp & Versteegh 1989  
*Stomiosphaera* Wanner 1940  
*Congruentia* Kohring 1991 in Keupp, Monnet & Kohring 1991  
*Parastomiosphaera* Nowak 1968  
*Stomiosphaerina* Nowak 1974  
*Echinoidella* Keupp 1980  
*Tetramerosphaera* Willems 1985  
*Keuppisphaera* Keupp 1987  
*Orthocarinellum* Keupp 1987  
*Sphaerodina* Keupp & Versteegh 1989  
*Bitorus* Keupp 1992  
*Carinasphaera* Kohring 1993  
*Orthotabulata* Kienel 1994  
*Retesphaera* Hildebrand-Habel, Willems & Versteegh 1996

### Podčelad' OBLIQUIPITHONELLOIDEAE Keupp 1987

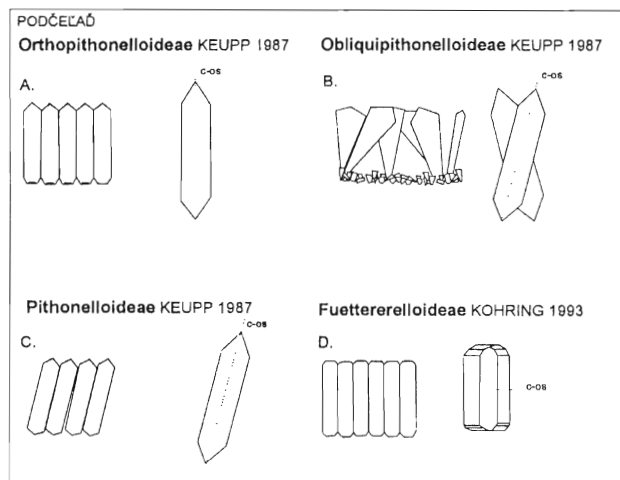
Stena vápnitých cyst je jednovrstvová až trojvrstvová, každá zložená z kalcitových nepravidelne orientovaných





Tab. II. Typy stien vápnitých dinoflagelát (upravené podľa Younga et al., 1997).

Pl. II. Wall types of calcareous dinoflagellates (modified after to Young et al., 1997).



Obr. 1. Systematika čeľade *Calciodinellaceae* Deflandre 1947 podľa Keuppa (1987) a Kohringa (1993).

Fig. 1. Systematics of the family *Calciodinellaceae* Deflandre 1947 (after to Keupp (1987) and Kohring 1993).

šikmých až tangenciálne usporiadaných kryštálikov (Tab. II, obr. 5, 6). Stratigrafické rozpätie je mezozoikum až recent.

Do podčľade patria:

**Obliquipithonella** Keupp 1984 in Keupp & Mutterlose 1984

**Pirumella** Bolli 1980

**Tetratropis** Willems 1990

**Cadosina** Wanner 1940

**Scrippsiella** Balech 1959

**Cadosinopsis** Scheibner 1967

**Crustocadosina** Řehánek 1985

**Colomisphaera** Nowak 1968

**Carpistomiosphaera** Nowak 1968

**Bicarinellum** Deflandre 1948

**Gonellum** Keupp 1987

**Cubodinellum** Keupp 1987

**Carinellum** Keupp 1981

**Calcicarpinum** Kienel 1994

**Dimorphosphaera** Keupp in Keupp & Michael 1979

**Geulhemmerbergia** Willems (v tlači)

Podčľad' **FUETTERERELLOIDAE** Kohring 1993

Cysta je sférická, jednovrstvová. Stenu tvoria kalcitové kryštáliky usporiadané s povrchom cysty (Tab. II, obr. 8, 9). Archeopyle je apikálne, úzke, štrbinovité a povrch cysty má kompletnú alebo redukovanú paratabuláciu. Ihličkovité kryštáliky na povrchu dávajú cyste špongiovitý vzhľad. Priemer cysty je 25–35  $\mu\text{m}$  a stratigrafické rozpätie vrchný eocén – vrchný miocén.

Doteraz boli opísané:

**Fuettererella** Kohring 1993

**Calciodinellum** Deflandre 1947

**Sphaerodinella** Keupp & Versteegh 1989

**Operculodinella** (Kienel 1994)

**Cervisiella** Stradner 1961

**Centosphaera** Wind & Wise 1977

**Calcipterellum** Deflandre 1948

**Calcigonellum** Deflandre 1948

Podčľad' **PITHONELLOIDAE** Keupp 1987

Kým ortopitonelidy a obliquipitonelidy nesporne patria medzi dinoflageláty, pretože majú kompletnú alebo aspoň redukovanú paratabuláciu (Deflandre, 1947; Keupp, 1980), o postavení pitoneloíd sa stále diskutuje. Keupp (1987) naznačil ich istú podobnosť s vápnitými dinoflagelátami, a to vo veľkosti, ktorá sa pri väčšine pohybuje pod 100  $\mu\text{m}$ , aj keď niektoré formy sú veľké aj vyše 200  $\mu\text{m}$  (Villain, 1977). Prevažná väčšina pitoneloíd má apikálne ústie. Otvor je väčšinou malý a len ťažko ho možno pokladať za archeopyle. Willems (1994) pozoroval kruhovú suturálnu zónu v mieste najväčšieho priemeru cysty *Pithonella pyramidalis* Willems a predpokladá, že je to pozostatok paracingula, oddeľujúceho epitrakt a hypotrakt. Pitoneloidy majú kalcitovú cystu s jednovrstvovou alebo dvojvrstvou stenou. Vonkajšia vrstva steny je tenká, vnútorná výrazne hrubá a obidve majú šikmú orientáciu kalcitových kryštálov (Tab. II, obr. 11, 12), sčasti so závitnicovošpirálovým efektom, usporiadaných do pravidelných radov a tvoriacich parketovitý vzor na proximálnom aj distálnom povrchu cysty. Organický materiál sa vo fosílnych pitoneloidných cystách zachoval veľmi zriedka. Jemné membrány na báze kalcitovej steny a zriedkavý lem kalcitových kryštálov opísal Villain (1977). Pitoneloidy vystupujú v sedimentoch vrchného báremu až spodného dáu.

Známe rody:

**Pithonella** Lorenz 1901

**Amphora** Willems 1994

**Lentodinella** Kienel 1994

**Wallia** Keupp 1990

**Bonetocardiella** Dufour 1968

Rad **THORACOSPHAERALES** Tangen 1982

Čľad' **THORACOSPHAERACEAE** Schiller 1930  
emend. Tangen 1982

Cysta je guľatá, jednovrstvová, s priemerom do 16  $\mu\text{m}$ . Má viac-menej kompaktný povrch a jednovrstvovú stenu s tangenciálnou kryštalografickou orientáciou. Povrch je takmer kompaktný, hrboľčekovitý, s tesným usporiadaním kryštálikov variabilného tvaru aj veľkosti. Vek je mezozoikum až recent. Enormné akumulácie *Thoracosphaera* sú známe z hraničného kriedovo-terciérneho intervalu.

Opísané rody:

**Thoracosphaera** Kamptner 1927

**Schizosphaerella** Deflandre et Dangeard 1938

## Systematika II (Fensom et al., 1993)

Pri úvahách o možnej fylogenetickej príslušnosti vápnitých dinoflagelát Fensomom et al. (1993) vyšli zo zásady, že *štruktúra steny cysty je podriadená jej tabulácii*, a preto uprednostnili zaradenie vápnitých peridiniaceí do jednej podčelade.

Medzi dinokaryotá zaradili dinoflageláta, pri ktorých aspoň jedno štádium životného cyklu obsahuje *dinokaryón*, t. j. jadro, v ktorom sú zvyčajne vláknovité chromozómy (obnažené fibrily DNA) počas mitotického cyklu viac alebo menej trvalo stlačené. To je v kontraste s konvenčným eukaryotickým jadrom, v ktorom v priebehu interfázy nastáva uvoľnenie (dekondenzácia) vlákien. Ako pri všetkých dinoflagelátach sa jadrový obal pri mitóze nerozpadáva, ale zostáva uzavretý a mitotické vretienko je mimojadrové. Bun-ka neobsahuje históny I – IV, aj keď histón podobný základným proteínom sa môže vyskytnúť. Dinokaryotá zahŕňajú výraznú väčšinu dinoflagelát a vlastné podrozdelenie sa vytvorilo len pre malú skupinu parazitických syndinaceí.

DINOKARYOTA Fensom et al., 1993

Trieda DINOPHYCEAE Pascher 1914

Podtrieda PERIDINIPHYCIDAE Fensom et al., 1993

Rad PERIDINIALES Haeckel 1894

Podrad PERIDINIINEAE (autonym)

Čelad' PERIDINIACEAE Ehrenberg 1931

Podčelad' CALCIODINELLOIDAE Fensome et al., 1993

1987 **Obliquipithonelloideae** Keupp

1987 **Orthopithonelloidea** Keupp

1987 **Pithonelloideae** Keupp

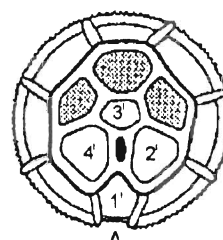
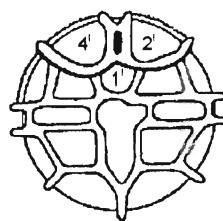
Do podčelade **Calciodinelloideae** zaradil Fensom et al. (1993) peridinoidné flagelát (bičíkovce) s episomálnou tabuláciou, ktorá je bipesoidálna, a druhá, anteriórna interkalárna doštička má hexagonálny tvar (obr. 2). Cysta je kalcitová a jej stena jednovrstvová alebo viacvrstvová. Archeopyle je v apikálnej oblasti. Podčelad' je známa najmä z fosilného záznamu (vrchná jura až neogén) patria do nej aj v súčasnosti žijúce rody *Scrippsiella* a *Ensiculifera*, lebo ich jedince produkujú kalcitové cysty s bipesoidnou tabuláciou s hexastredodorzálnou interkalárnou doštičkou. Obidva rody majú kónický episóm a subsférický hyposóm.

Cysty sú kalcitové, sférické, oválne alebo polygonálne. Suturaálne prvky na vonkajšom aj vnútornom povrchu cysty sú zvyškom tabulácie. V niektorých prípadoch je vyvinutá iba archeopyle, ktoré je zväčša apikálne – najčastejšie zaberá tretiu apikálnu doštičku, ale môže byť aj na druhej, štvrtej, zriedka aj na prvej – koferoidovú apikálnu doštičku alebo ostatné anteriórne interkalárne doštičky. Stena cysty je z jednej až troch vrstiev kalcitových kryštálikov, ktoré vzhľadom na povrch cysty môžu byť radiálne, tangenciálne resp. šikmo orientované. Stena cysty spravidla obsahuje aj dinosporínovú vrstvu.

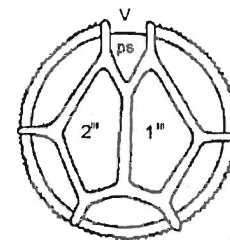
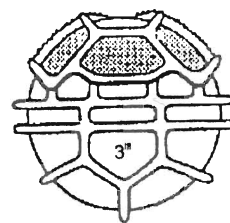
Typový rod:

**Calciodinellum** Deflandre 1947 (vrchný miocén)

ventrálna strana



dorzálna strana



apikálna strana

antapikálna strana

Obr. 2. Podčelad' *Calciodinelloideae*. Morfológia a paratabulácia *Calciodinellum operosum* (podľa Keuppa, 1984).

Fig. 2. Subfamily *Calciodinelloideae*. Morphology and paratabulation of *Calciodinellum operosum* (after to Keupp, 1984).

Ďalšie rody:

**Alasphaera** Keupp 1979 (krieda – hoteriv)

**Bicarinellum** Deflandre 1948 (stredný miocén)

? **Calcicarpinum** Deflandre 1948 (eocén)

**Calcigonellum** Deflandre 1948 (vrchný miocén)

**Calcipterellum** Deflandre 1948 (vrchný miocén)

**Carinellum** Keupp 1981 (krieda – hoteriv)

? **Cubodinellum** Keupp 1987 (alb – cenoman)

? **Dimorphosphaera** Keupp 1979 (barém)

? **Echinodinella** Keupp 1980 (apt)

**Ensiculifera** Balech 1967 (recentný)

**Gonellum** Keupp 1987 (alb – cenoman)

? **Heptasphaera** Keupp 1979 (barém)

? **Keuppisphaera** Lentin & Williams 1989 (alb – cenoman)

? **Nephrodinella** Keupp 1981 (hoteriv – barém)

? **Orthocarinellum** Keupp 1987 (alb – cenoman)

**Orthopithonella** Keupp in Keupp & Mutterlose 1984 (apt – alb)

**Pirumella** Bolli 1980 (hoteriv)

**Praecalcigonellum** Keupp & Versteegh 1989 (apt – alb)

? **Pithonella** Lorenz 1901 (recentný)

**Scrippsiella** Balech 1959 ex Loeblich III 1965 (recentný)

? **Sliteria** Krasheninnikov & Basov 1983 (turón – kampán)

**Sphaerodinella** Keupp & Versteegh 1989 (miocén)

**Tetramerosphaera** Willems 1985 (mástricht)

**Tetratropis** Willems 1990 (koňak)

**Biechelerella** Deflandre 1948 (vrchná jura)

**Calciogranellum** Deflandre 1948 (vrchný miocén)

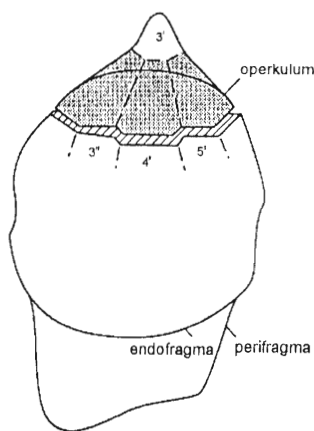
**Calcisphaerellum** Deflandre 1948 (oxford)

- Endodinium** Hovasse 1922 (recentný)  
**Obliquipithonella** Keupp in Keupp & Mutterlose 1984 (valanž – barém)  
**Stomiosphaera** Wanner 1940 (jura – spodná krieda)  
**Cadosinella** Vogler 1941 (jura – spodná krieda)  
**Calcisphaerula** Bonet 1956 (jura – spodná krieda)  
**Parastomiosphaera** Nowak 1968 (jura)  
**Carpistomiosphaera** Nowak 1968 (jura – spodná krieda)  
**Colomisphaera** Nowak 1968 (jura – spodná krieda)

Podčelád' OVOIDINIOIDEAE (Norris 1978) Bujak & Davies 1983

- 1978 Čelad' **Ovoidiniaceae** Norris 1978  
 1983 Podčelad' **Ovoidinioideae** (Norris 1978) Bujak & Davies 1983  
 1990 Podčelad' **Ascodinioideae** Harker & Sarjeant (nelegitímny termín)

Do tejto podčeláde patria peridinoidné dinoflageláty, pri ktorých je episomálna tabulácia bipesoidná a druhá anteriórna interkalárna doštička hexagonálna (obr. 3). Stenu cesty buduje dinosporín, zriedka aj kalcitová vrstva (alebo vrstvy) a archeopyle je v apikálnej oblasti cesty. Cesty sú najčas-



Obr. 3. Podčelad' Ovoidinioideae. Morfológia rodu *Ovoidinium* – pohľad z dorzálnej strany (podľa Williamsa et al., 1993).

Fig. 3. Subfamily Ovoidinioideae. Morphology of *Ovoidinium* genus – dorsal view (after to Williams et al., 1993).

tejšie bikavátne, tabulácia zvyčajne nerozlíšiteľná. Archeopyle je zachované, zahŕňa tretiu apikálnu, bežne aj druhú interkalárnu doštičku, ale jeho súčasťou môžu byť aj ostatné interkalárne, najmä apikálne doštičky. Podčelad' je známa iba z fosílného záznamu. Jej asociácie obývali morské aj sladkovodné prostredie v spodnej kriede až paleogéne.

Typový rod:

**Ovoidinium** Davey 1970 (cenoman)

Ďalšie známe rody:

**Ascodinium** Cookson & Eisenack 1960 (alb – cenoman)

**Bohaidina** Jiabo 1978 (spodný terciér)

**Bosedinia** He Chengquan 1984 (vrchný eocén, oligocén)

**Cepadinium** Duxbury 1983 (apt)

? **Corculodinium** Batten & Lister 1988 (barém)

? **Craspedodinium** Cookson & Eisenack 1974 (apt – alb)

**Epelidosphaeridia** Davey 1969 (cenoman)

**Holmwoodinium** Batten 1985 (barém)

**Huanghedinium** Zhu Shenzhao, He Chengquan & Jin Guangxing in He Chengquan et al., 1989 (spodný terciér)

**Leberidocysta** Stover & Evitt 1978 (alb – cenoman)

**Parabohaidina** Jiabo 1978 (spodný terciér)

? **Paraperidinium** Jin Guangxing, He Chengquan & Zhu Shenzhao in He Chengquan et al., 1989 (spodný terciér)

**Prominangularia** Jiabo 1978 (spodný terciér)

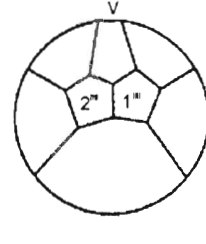
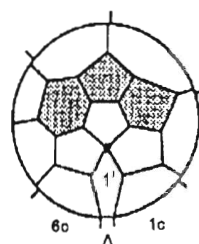
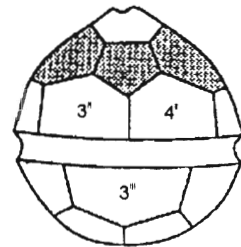
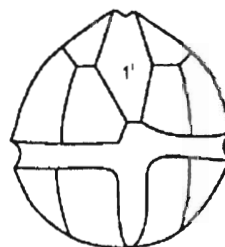
? **Ripea** Batten 1985 (?hoteriv)

Podčelad' LITHOPERIDINIOIDEAE (Deflandre 1945)  
 Fensome et al., 1993

Podčelad' združuje peridinoidné dinoflageláty produkujúce kremité cesty. Ich zástupcovia sú známi najmä z fosílného záznamu hlavne terciérnych uloženín; recentné formy produkujúce kremité cesty nie sú známe. Tabulácia podčeláde je slabo rozpracovaná. Podľa Bujaka a Daviesa (1983) má strednodorzálna anteriórna interkalárna doštička tvar päťuholníka (obr. 4). Archeopyle môže byť na episóme aj na hyposóme (Dale, 1978). Vozzhennikova (1963) uvádza, že jedince rodu *Jusella* nemusia mať iba kremité cesty.

ventrálna strana

dorzálna strana



apikálna strana

antapikálna strana

Obr. 4. Podčelad' Lithoperidinioideae. Morfológia a paratabulácia „*Peridinites*“ globulus (podľa Bujaka a Daviesa, 1983).

Fig. 4. Subfamily Lithoperidinioideae. Morphology and paratabulation of „*Peridinites*“ globulus (after to Bujak and Davies, 1983).

Typový rod:

**Lithoperidinium** Deflandre 1933 (terciér)

Ďalšie rody:

? **Jusella** Vozzhennikova 1963 (spodný oligocén)

## Evolúcia a ekológia

Dinoflageláta schopné produkovať vápnité cysty sú skupinou morských fototrofických rias patriacich medzi jednobunkové organizmy s vlastnosťami rastlín aj živočíchov. Predpokladá sa, že sa prvé dinokaryonty oddelili od prokaryontného predka pred vyše 900 miliónmi rokov. V pohyblivom štádiu žijú dinoflageláta v najvrchnejšej časti vodného stĺpca a tam pomocou dostupného svetla bunky fotosyntézou získavajú potrebnú energiu. Rápidny pokles koncentrácie živín – hlavne N a P – v prostredí spôsobuje pokles živinových rezerv v bunkách a bunky na to reagujú vyššou sexuálnou reprodukciou (Dale, 1996). Pôvodne sa predpokladalo, že štádium cysty vzniká za nepriaznivých podmienok, ale najnovšie prevláda názor, že môže byť aj štádiom hypnozygoty (odpočívajúca zygota) pri reprodukcii (Evitt, 1985). Mnohé formy vápnitých dinoflagelát prejavujú trend redukovať paratabuláciu. Príčinou je zmena teploty vody. Pri jej poklese sa redukuje hrúbka steny cysty aj počet jej vrstiev, paratabulácia je výraznejšia a cysta menej oválna.

## Ekológia a biogeografia

Dinoflageláta sú významnou zložkou morského planktónu, ale obývajú aj sladkovodné prostredie. Vápnité dinoflageláta sú primárnymi producentmi žijúcimi vo fotickej zóne oceánov a výnimočne sa im darí v tropickom a subtropickom pásme, kde ich vývoj a množstvo ovplyvňujú faktory prostredia, najmä teplota, salinita, stratifikácia, živinový režim povrchových vodných mas, ako aj rozvoj ďalších konkurenčných planktonických skupín (Höll et al., 1998). Aj keď sa väčšina prác o vápnitých dinoflagelátach predkvartérneho obdobia venovala práve taxonomickým otázkam, niektoré sa týkajú diferenciácie v dinoflagelátnych asociáciách, ich diverzity a morfolologickej variability (Kamptner, 1967; Keupp a Mutterlose, 1984; Keupp, 1993; Dale a Dale, 1992; Kohring, 1993; Zügel, 1994; Zonneveld et al., 1999; Reháková, 2000).

Asociácie dinoflagelát sú veľmi variabilné aj v závislosti od prostredia, ktoré obývajú. Na vonkajšom šelfe nie sú natoľko diverzifikované, a prevládajú v nich formy s radiálnou orientáciou steny. Vnútrošelfové asociácie sú najpestrejšie a prevažujú v nich druhy s hrubou dvojvrstvou stenou, budovanou prevažne široko orientovanými kalcitovými kryštálkami (Keupp, 1995; Zügel, 1994). Vápnité cysty môžu fosilizovať, a tak v sebe uchovávať záznam podmienok príslušného obdobia vo vrchných zónach vodného stĺpca. Zároveň sú aj nositeľmi informácií o diagenetických procesoch, ktoré môžu primárny signál potierať.

Wendler et al. (2000) uvádzajú, že sa vápnité cysty lepšie uchovávali uprostred zón kyslíkového minima (OMZ), a to pre menšiu korozitu pórovej vody, ktorá súvisí s redukovanou degradáciou organickej hmoty a so zníženou produkciou metabolického CO<sub>2</sub>, ako aj so zvýšenou redukciou sulfátov, vďaka čomu rastie alkalinita prostredia. Medzi jednotlivými druhmi je navyše rozdielna náchylnosť na rozpúšťanie vápnitých schránok. Autori tiež predpokladajú, že distribúciu recentných vápnitých

dinoflagelát významne ovplyvňujú ekologické aj diagenetické faktory.

Rastúce poznatky o asociáciách vápnitých dinoflagelát umožňujú robiť paleoekologické rekonštrukcie, v ktorých sa dajú dobre sledovať cyklické (krátkodobé alebo dlhotrvajúce) zmeny v ich vývoji. Sledujú sa aj ekologické dôsledky náhlych impaktových eventov na tieto asociácie. Napríklad na hranici mástricht/dán (známy K/T event) sa zistilo, že *Pithonelloideae*, ktoré v mástrichte v šelfových oblastiach boreálneho pásma dominovali, náhle vymreli, a preto sa v usadeninách dānu už nevyskytujú. Nad eventom sa nové formy objavujú, čo svedčí o obnove podmienok prostredia vhodných na vývoj asociácií vápnitých dinoflagelát (Wendler et al., 2000).

## Transport

Dinoflageláta patria do skupiny menej migrujúcich organizmov (Cullen a MacIntyre, 1998). Najviac žijúcich indivíduí je v povrchovej vodnej vrstve (zistili sa až do hĺbky 175 m). Experimenty s druhom *Scripsiella trochoidea* (Stein) ukázali, že rýchlosť klesania jedincov je okolo 0,013 cm/s. Z toho sa odvodilo, že cysty na dno do hĺbky 3000 m klesajú zhruba 58 dní (Anderson et al., 1985a). Na morské dno však dinoflageláta neklesajú ako indivíduá, ale najčastejšie ako súčasť flokulovanej organickej hmoty alebo fekálnych peliet, čo rýchlosť klesania agregátov zvyšuje a ich laterálny posun ovplyvňovaný prúdovým režimom znižuje (Mudie, 1996). V literatúre sa za rozhodujúci faktor – významne ovplyvňujúci distribúciu dinoflagelátnych asociácií – často pokladá druhotný transport vápnitých dinoflagelát v dnových sedimentoch (Dale a Dale, 1992; Versteegh, 1995; Dale, 1996), ale treba brať do úvahy, že rozvoj a distribúcia cystových asociácií sú determinované environmentálne (Matthiesen, 1994; Zonneveld, 1996, 1997) a že pri ich akumulácii má dôležitú úlohu sedimentačná rýchlosť a sila prúdu. Vplyv transportu na konečné prepracovanie cystového materiálu závisí od režimu konkrétneho prostredia a nemožno ho zovšeobecňovať. Na získanie objektívneho obrazu o vplyve transportných mechanizmov na akumuláciu a zachovanie dinoflagelátnych zvyškov bude treba detailne skúmať recentný materiál.

## Stratigrafický význam, paleogeografia a paleoceanografia

Vápnité dinoflageláta sú významnou súčasťou planktonických spoločenstiev recentných morí (Vink et al., 2000; Esper et al., 2000). Doteraz najstaršie nálezy týchto dutých, sférických až oválnych schránok sú známe z vrchnotriasových karnických až rétických uloženín (Janofske, 1992). Veľký význam majú jursko-kriedové asociácie. Ich taxonómii venoval pozornosť Bolli (1980), Laková et al. (1999) a Keupp a Ivanova (1999). Prínosom do poznania distribúcie vápnitých dinoflagelát a ich významu pre stratigrafiu oxfordsko-albských uloženín Západných Karpát je práca Rehákovvej (2000a). Táto autorka (Reháková, 2000b) sledovala odraz fluktuácií hladiny

oceána na jursko-spodnokriedové asociácie vápnitých dinoflagelát a konštatuje, že kým transgresívny režim a režim vysokej hladiny boli priaznivé pre rozvoj a distribúciu dinoflagelátových asociácií, obdobia morských regresíí boli späté s ich diverzitnou aj kvantitatívnou redukciou.

Horninotvorný význam vápnitých dinoflagelát sa potvrdil v albských a mástrichtských sedimentoch, bohaté a stratigraficky významné asociácie sú známe aj z paleogénnych a neogénnych sedimentov, a to tetýdného aj boreálneho pásma (Willems, 1992; Kohring, 1993).

Vo vrchnomástrichtských asociáciách vápnitých dinoflagelát boreálnej oblasti dominovali formy so šikmým usporiadaním kalcitových kryštálov v stenách, najmä oceánska forma *Pirumella krasheninnikovii* a *Orthopithonella congruens* (Hildebrand-Habel et al., 1999). Porovnateľné asociácie sa zaregistrovali z celej južnej časti Atlantického oceána (Bolli, 1978; Krasheninnikov a Basov, 1983; Fütterer, 1984, 1990; Hildebrand-Habel et al., 1999), z východnej časti severného Atlantického oceána (Pflaumann a Krasheninnikov, 1978), ako aj z východnej časti Indického oceána (Bolli, 1974). Pozorovania potvrdzujú bohatý výskyt oceánskych vápnitých dinoflagelát v latitudinálnych pásmach. Jednotná asociácia odráža najskôr redukovaný teplotný gradient oceánskej povrchovej vody počas teplého vyrovnaného vrchnokriedového podnebia (Zachos et al., 1994; Hay et al., 1997; Brinkhuis et al., 1998).

Vo vrchnokriedových asociáciách boreálneho pásma dominovali formy s pitoneloidným typom štruktúry stien (Kienel, 1994). V pobrežnom pásme južnej časti Atlantického oceána boli asociácie takého typu hojne zastúpené až do turónu. Z brazílskych lokalít ich zdokumentoval Dias-Brito (1994). Prakticky úplná absencia pitoneloidných foriem na rozhraní mástrichtu a dónu môže byť odrazom pohybu pobrežného pásma, ktorý ovplyvnil distribúciu foriem. Podľa Villaina (1981) pitoneloidné formy preferovali prostredia vonkajšieho šelfu.

Do masívnej zmeny bariéry vyústila rapídna zmena podmienok prostredia na hranici K/T. V mnohých skupinách morských pelagických organizmov vrátane vápnitého planktónu sa v niektorých pásmach zistila ich výrazná redukcia v množstve a diverzite (Thierstein, 1982; Henriksson, 1996). Fütterer (1990) zistil masové vymieranie mástrichtských druhov vo vyšších zemepisných šírkach tesne pod hranicou K/T. Na druhej strane bez väčšieho narušenia zostali skupiny vápnitého planktónu v stredných zemepisných šírkach v južnej časti Atlantického oceána (Hildebrand-Habel et al., 1999). Hlavná zmena v spoločenstvách vápnitých dinoflagelát, ktorá nastala na hranici K/T, bola spätá hlavne s enormným rastom ich množstva. V literatúre sa často spomína peľ „*Thoracosphaera*“ (Thierstein, 1981; Eshet et al., 1992). V rano-paleocénnych asociáciách teda dominovali formy s tangenciálnym usporiadaním (Kienel, 1994; Willems, 1996; Hildebrand-Habel et al., 1999).

Na hranici paleocén – eocén prebehla opätovná zmena s prevahou šikmého usporiadania kryštálov stien cýst (Hildebrand-Habel et al., 1999). Spoločenstvá vápnitých dinoflagelát zostali stabilné v celom paleocéne a eocéne aj

napriek mnohým paleooceanografickým a paleoklimatickým výkyvom zaznamenaným v týchto obdobiach. Globálne paleocénne oteplenie stlmilo hlbokovodnú cirkuláciu, čo sa negatívne odrazilo na asociáciách bentických foraminifer (Thomas a Shackleton, 1996). V eocéne sa naopak zaznamenal globálny pokles teploty a to viedlo k nástupu výraznejšej oceánskej cirkulácie. Veľkú diverzifikáciu morského mikrop planktónu (planktonické foraminifery, kokolity, organické dinoflageláty) začiatkom eocénu konštatuje Haq (1973) a MacRae et al. (1996).

Výrazný pokles teplotného gradientu vo vrchnom eocéne sa odrazil aj na vývoji vápnitých dinoflagelát (Boersma a Shackleton, 1977). Objavovali sa nové druhy a mierne rástla ich diverzita. Na hranici eocén – oligocén sa zistila výrazná zmena v štruktúre stien vápnitých cýst a všeobecný rast počtu paratabulátnych foriem (*Calciodinellum operosum*).

Aj keď sa v hraničnom intervale oligocén – miocén v spoločenstvách vápnitých dinoflagelát zaznamenali len mierne modifikácie, zistil sa značný rast počtu jednovrstvových cýst s prevažne šikmým usporiadaním komponentov ich stien. Táto zmena sa spravidla pripisuje krátkemu teplejšiemu intervalu, ktorý nastúpil v spodnom miocéne a mohol viesť k prudkému rozvoju monoasociácie s *Pirumella parva* (Berger a Wefer, 1996). Pri novom ochladení v strednom miocéne spoločenstvá vápnitých dinoflagelát zostali vcelku stabilné.

Posun k súčasným asociáciám sa začal okolo hranice miocén – pliocén (Streng et al., 2000), ale oproti vrchnému miocénu vo vrchnom pliocéne je pozorovateľné zmenšovanie priemeru cýst.

## Záver

Výskum vápnitých dinoflagelát dávnych aj recentných prostredí ukazuje, že tieto organizmy tvorili a tvoria podstatnú časť frakcie od 20 do 140 µm, ktorá významne prispieva k akumulácii karbonátového bahna na oceánskom dne. Rastúce poznatky o asociáciách vápnitých dinoflagelát potvrdzujú, že sú vhodným potenciálom pre paleoekologické a paleooceanografické rekonštrukcie, z ktorých možno dobre sledovať cyklické (krátkodobé alebo dlhotrvajúce) zmeny environmentálnych faktorov a podmienok.

*Podakovanie.* Štúdia vznikla ako súčasť grantovej úlohy VEGA 2/2074/22. Ďakujeme doc. RNDr. J. Michalíkovi, DrSc. a RNDr. N. Hudáčkovej, PhD. za konštruktívne pripomienky a M. Šípkovej za vyhotovenie obrazovej dokumentácie.

## Literatúra

- Anderson, D. M., Lively, J. J., Reardon, E. M. & Price, C. A., 1985: Sinking characteristics of dinoflagellate cysts. *Limnol. Oceanogr.*, 30 p. 1000–1009.
- Balech, E., 1959: Two new genera of dinoflagellates from California. *The Biological Bulletin*, 116, 2, pp. 195–203.
- Balech, E., 1967: Dinoflagelados nuevos o interesantes del Golfo de Mexico y Caribe. Museo Argentino de ciencias naturales “Bernardino Rivadavia” e Instituto nacionales de investigación de las ciencias naturales. *Rev. Hidrobiología*, 2, pp. 77–126.
- Batten, D. J., 1985: Two new dinoflagellate cyst genera from the non-



- marine Lower Cretaceous of southeast England. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., Mh.*, 7, pp. 427–437.
- Batten, D. J. & Lister, J. K., 1988: Early Cretaceous dinoflagellate cysts and chlorococcalean algae from freshwater and low salinity palynofacies in the English Wealden. *Cretaceous Research*, 9, pp. 337–367.
- Berger, W. H. & Wefer, G., 1996: Expeditions into the past: paleoceanographic studies in the South Atlantic. In: Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G. and Webb, D. J. (Eds.): *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer, pp. 363–410.
- Boersma, A. & Shackleton, N., 1977: Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy. Site 357 (mid latitude South Atlantic). *Init. Rep. DSDP*, 39, pp. 911–924.
- Bolli, H., 1974: Jurassic and Cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP Leg 27, Eastern Indian Ocean. *Init. Rep. DSDP*, 27, pp. 843–859.
- Bolli, H., 1978: Upper Jurassic Calcisphaerulidae from DSDP Leg 44, Hole 391C, Blake–Bahama Basin, western North Atlantic. *Init. Rep. DSDP*, 44, pp. 911–919.
- Bolli, H., 1980: Calcisphaerulidae and Calpionellidae from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Deep Sea Drilling Project Hole 416 A, Moroccan basin. *Init. Rep. DSDP*, 50, pp. 525–543.
- Bonet, F., 1956: Zonificación microfauística de las calizas cretácicas del Este de México. *Bol. Asoc. mex. Geol. petrol.*, 7, 7–8, pp. 389–488.
- Borza, K., 1972: Neue Arten der Gattungen Cadosina Wanner, Pithonella Lorenz und Palinosphaera Reinsch aus der oberen Kreide. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 23, 1, pp. 139–150.
- Brinkhuis, H., Bujak, J. P., Versteegh, G. J. M. & Visscher, H., 1998: Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstructions across the Cretaceous – Tertiary boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 141, pp. 67–83.
- Bujak, J. P. & Davies, E. H., 1983: Modern and fossil Peridiniineae. *AASP Contrib. Ser.*, 13, 203 p.
- Cookson, I. C. & Eisenack, A., 1960: Microplankton from Australian Cretaceous sediments. *Micropaleontology*, 6, 1, 18 p.
- Cookson, I. C. & Eisenack, A., 1962: Additional microplankton from Australian Cretaceous sediments. *Micropaleontology*, 8, 4, pp. 485–507.
- Cookson, I. C. & Eisenack, A., 1974: Microplankton aus australischen mesozoischen und tertiären Sedimenten. *Palaeontographica, Abt. A; B (Stuttgart)*, 148, 1–3, pp. 44–93.
- Costa, L. I., 1985: The Ascadinium plexus in the latest Albian to earliest Cenomanian offshore Arctic Norway. In: *Third International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates*, Egham, August, 1985. Abstract, unnumbered page.
- Cullen, J. J. & MacIntyre, J. G., 1998: Behaviour, physiology and the niche of depth-regulating phytoplankton. *NATO ASI. Ser. G*, 41, pp. 559–579.
- Dale, A. L. & Dale, B., 1992: Dinoflagellate contributions to the sediment flux of the nordic seas. In: Dale, B. and Dale, A. L. (Eds.): *Dinoflagellate Contributions to the Deep Sea*. WHOI, Woods Hole, pp. 45–73.
- Dale, B., 1983: Dinoflagellate resting cysts: “benthic plankton”. In: Fryxell, G. A. (Ed.): *Survival strategies of the algae*. Cambridge University Press, New York, pp. 69–136.
- Dale, B., 1996: Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. In: Jansonius, J. and McGregor, D. C. (Eds.): *Palynology: principles and applications*, Vol. 3. AASP Foundation, Salt Lake City, pp. 1249–1275.
- Davey, R. J., 1970: Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America, part II. *Brit. Mus. (Natural History) Geol., Bull.*, 18, 8, pp. 333–397.
- Deflandre, G., 1933: Note préliminaire sur un péridinien fossile Lithopéridinium oamaruense n. g. sp. *Bull. Soc. zool. France*, 58, pp. 265–273.
- Deflandre, G., 1945: Fichier micropaléontologique – série 5. Dinoflagellés II. Gymnodinales et dinoflagellés incertae sedis. Flagellés incertae sedis. *Arch. originales, Centre de documentation; Centre national de la recherche scientifique, France*, 207, 1–XII.
- Deflandre, G., 1947: Calciodinellum nov. gen., premier représentant d’une famille de Dinoflagellés fossiles à thèque calcaire. *C. R. Acad. Sci.*, 224, pp. 1781–1782.
- Deflandre, G., 1948: Les calciodinellidés dinoflagellés fossiles à thèque calcaire. *Botaniste*, 34, pp. 191–219.
- Dias-Brito, D., 1994: Comparison of Mid-Cretaceous pelagic carbonates of the marginal Atlantic of Brazil with those of the Gulf of Mexico: new evidence for a South Atlantic Tethys. *Bol. 3º Simpósio Cret. Brasil*, pp. 11–18.
- Dufour, T., 1968: Quelques remarques sur les organismes incertae sedis de la famille des Calcisphaerulidae BONET 1956. *C. R. Acad. Sci. (D)*, 266, pp. 1947–1949.
- Duxbury, S., 1983: A study of dinoflagellate cysts and acritarchs from the Lower Greensand (Aptian to Lower Albian) of the Isle of Wight, southern England. *Palaeontographica, Abt. A; B (Stuttgart)*, 186 (1–3), pp. 18–80.
- Ehrenberg, C. G., 1931: Animalia evertebrata. In: Hemprich, P. C. and Ehrenberg, C. G. *Symbolae physicae. Pars zoologica Abh. Akad. Wiss. (Berlin)*, pp. 1831–1832.
- Eshet, Y., Moshkovitz, S., Habib, D., Benjamini, C. & Magaritz, M., 1992: Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary at Hor Hahar, Israel. *Mar. Micropaleontol.*, 18, pp. 199–228.
- Esper, O., Zonneveld, K. A. F., Höll, C., Karwath, B., Kuhlmann, H., Schneider, R. R., Vink, A., Weise-Ihlo, I. & Willems, H., 2000: Reconstruction of paleoceanographic conditions in the South Atlantic Ocean at the last two Terminations based on calcareous dinoflagellate cysts. *Int. J. Earth Sci.*, 88, pp. 680–693.
- Evitt, W. R., 1985: Sporopollenin dinoflagellate cysts. Their morphology and interpretation. *A. A. S. P. Found., Austin, Texas*, 333 p.
- Fensome, R. A., Taylor, F. J. R., Norris, G., Sarjeant, W. A. S., Wharton, D. I. & Williams, G. L., 1993: A classification of living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology Spec. Publ.*, 351 p.
- Fott, B., 1959: Algenkunde. *Fischer, Jena*, 482 p.
- Fritsch, F. E., 1929: Evolutionary sequence and affinities among Proto-phyta. *Biol. Rev.*, 4, 2, pp. 103–151.
- Fütterer, D. K., 1976: Kalkige Dinoflagellaten (“Calciodinelloideae”) und die systematische Stellung der Thoracosphaeroideae. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., Mh.*, 151 (2), pp. 119–141.
- Fütterer, D. K., 1977: Distribution of calcareous dinoflagellates in Cenozoic sediments of Site 366, eastern Atlantic. *Init. Rep. DSDP*, 41, pp. 709–737.
- Fütterer, D. K., 1984: Pithonelloid calcareous dinoflagellates from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the southeastern Atlantic Ocean. Deep Sea Drilling Project 74. *Init. Rep. DSDP*, 74, pp. 533–541.
- Fütterer, D. K., 1990: Distribution of calcareous dinoflagellates at the Cretaceous-Tertiary boundary of Queen Maud Rise, western Weddell Sea, Antarctica (ODP Leg 113). *Proc. ODP Sci. Result*, 113, pp. 533–548.
- Haackel, E., 1894: Systematische Phylogenie. Entwurf eines natürlichen Systems der Organismen auf Grund ihrer Stammesgeschichte. I. Systematische Phylogenie der Protisten und Pflanzen. *Reimer, Berlin*, 400 p.
- Harker, S. D. & Sarjeant, W. A. S., 1990: B. Taxonomy. In: Harker, S. D., Sarjeant, W. A. S. & Caldwell, W. G. E. (Eds.): *Late Cretaceous (Campanian) organic-walled microplankton from the Interior Plains of Canada, Wyoming and Texas: biostratigraphy, palaeontology and palaeoenvironmental interpretation*. *Palaeontographica Abt. A; B (Stuttgart)*, 219, pp. 27–153.
- Haq, B. U., 1973: Transgressions, climatic change and the diversity of calcareous nannoplankton. *Mar. Geol.*, 15, pp. 25–30.
- Hay, W. W., De Conto, R. M. & Wold, C. N., 1997: Climate: Is the past the key to the future? *Geol. Rdsch.*, 86, pp. 471–491.
- He Chengquan, 1984: Tertiary dinoflagellates and acritarchs from the coastal region of the Beibu Gulf. Nanjing Institute of geology and Palaeontology. *Memoirs*, 19, pp. 143–192.
- He Chengquan, Zhu Shenzhao & Jin Guangxing, 1989: Early Tertiary microphytoplankton from the Dongpu Region. In: *Series on Stratigraphy and Palaeontology of Oil and Gas Bearing Areas in China, research Institute of Exploration and Development, Zhongyuan Petroleum Exploration Bureau, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica – The Petroleum Industry Press*, 99. (In Chinese with English summary).
- Henriksson, A. S., 1996: Calcareous nannoplankton productivity and succession across the Cretaceous – Tertiary boundary in the Pacific (DSDP Site 465) and Atlantic (DSDP Site 527) Oceans. *Cretaceous Research*, 17, pp. 451–477.
- Hildebrand-Habel, T. & Willems, H., 1997: Calcareous dinoflagellate

- cysts from the middle Coniacian to upper Santonian chalk facies of Lägerdorf (N. Germany). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 201, pp. 177–199.
- Hildebrand-Habel, T., Willems, H. & Versteegh, G. J. M., 1999: Variations in calcareous dinoflagellate associations from the Maastrichtian to Middle Eocene of the western South Atlantic Ocean (São Paulo Plateau, DSDP Leg 39, Site 356). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 106, pp. 57–87.
- Hovasse, R., 1922: Endodinium chattoni (nov. Gen. Et sp.) Son cycle de multiplication endogène. Variation du nombre de ses chromosomes. *La société de biologie (France). Comptes rendus hebdomadaires des séances et mémoires de la société de biologie et de ses filiales*, 87, pp. 845–846.
- Höll, Ch., Zonneveld, K. A. F. & Willems, H., 1998: On the ecology of calcareous dinoflagellates: The Quaternary Eastern Equatorial Atlantic. *Mar. Micropaleontology*, 33, 25 p.
- Ivanova, D. & Keupp, H., 1999: Calcareous dinoflagellate cysts from the Late Jurassic and Early Cretaceous of the Western Forebalkan, Bulgaria. *Berl. geowiss. Abh.*, 30, 3 p.
- Janofske, D., 1992: Kalkiges Nannoplankton, insbesondere kalkige Dinoflagellaten – Zysten der alpinen Ober – Trias: Taxonomie, Biostratigraphie und Bedeutung für die Phylogenie der peridinales. *Berl. geowiss. Abh. (E)*, 4, 53 p.
- Janofske, D., 1996: Ultrastructure types in Recent "calcspheres". *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, 14, 4, pp. 295–303.
- Janofske, D., 2000: Calcification in dinoflagellates as survival strategy in the open ocean. *J. nannopl. Res.*, 22, 2, pp. 110–111.
- Jiabo, 1978: On the paleogene dinoflagellates and acritarchs from the coastal region of Bohai. *Nanjing Institute of Geology and Palaeontology. Academia Sinica*, 190. (In Chinese with English summary).
- Kamptner, E., 1927: Beitrag zur Kenntnis adriatischer Coccolithophoriden. *Arch. Protistenk.*, 58, pp. 173–184.
- Kamptner, E., 1937: Neue und bemerkenswerte Coccolithineen aus dem Mittelmeer. *Arch. Protistenk.*, 89, pp. 279–316.
- Kamptner, E., 1958: Betrachtungen zur Systematik der Kalkdinoflagellaten, nebst Versuch einer neuen Gruppierung der Chrysomonadales. *Arch. Protistenk.*, 103, pp. 54–116.
- Kaufmann, F. J., 1865: Polythalamien des Seewerkalkes. In: *Heer, O. Die Urwelt der Schweiz*, pp. 194–199.
- Keupp, H., 1979: Lower Cretaceous Calcsphaerulidae and their relationship to calcareous dinoflagellate cysts. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 2, 651–663.
- Keupp, H., 1980: Calcigonellum Deflandre 1948 und Echinodinella n. gen. (kalkige Dinoflagellaten-Zysten) aus der nordwestdeutschen Unter-Kreide. *Facies*, 2, pp. 123–148.
- Keupp, H., 1981: Die kalkigen Dinoflagellaten – Zysten der borealen Unter-Kreide (Unter-Hauterivium bis Unter-Albium). Calcareous dinoflagellate cysts of the Boreal Lower Cretaceous (Lower Hauterivian to Lower Albian). *Facies*, 5, 1–190 p.
- Keupp, H., 1984: Revision der kalkigen Dinoflagellaten – zysten G. Deflandres, 1948. *Paläont. Z. (Stuttgart)*, 58, 1–2, pp. 9–31.
- Keupp, H., 1987: Die kalkigen Dinoflagellaten Zysten des Mittelalb bis Untercenoman von Escalles/Boulonnais (N-Frankreich). *Facies*, 16, pp. 37–88.
- Keupp, H., 1990: Fossil calcareous dinoflagellate cysts. In: *Riding, R. (Ed): Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer, Berlin, pp. 267–286.
- Keupp, H., 1993: Kalkige Dinoflagellaten – Zysten in Hell-Dunkel-Rhythmen des Ober-Hauterive/Unter-Barrême NW-Deutschlands. *Zitteliana*, 20, pp. 25–39.
- Keupp, H., 1995: Vertical distribution of calcareous dinoflagellate cysts of the Middle Aptian core section of the Hoheneggelsen KB 3 borehole, Lower Saxony, Germany. *Neu Jb. Geol. Paläont., Abh., Mh.*, 196, 221–233.
- Keupp, H. & Michael, E., 1979: Calciodinelloidea aus der Blätterton-Fazies des nordwestdeutschen Unter-Barremium. *Ber. Naturhist. Gesell. Hannover*, pp. 122, pp. 7–69.
- Keupp, H., Monnet, B. & Kohring, R., 1991: Morphotaxa bei kalkigen Dinoflagellaten-Zysten und ihre problematische Systematisierung. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 134, pp. 161–185.
- Keupp, H. & Mutterlose, J., 1984: Organismenverteilung in den D-Beds von Speeton (Unterkreide, England) unter besonderer Berücksichtigung der kalkigen Dinoflagellaten-Zysten. *Facies*, 10, pp. 153–178.
- Keupp, H. & Versteegh, G., 1989: Ein neues systematisches Konzept für kalkige Dinoflagellaten – Zysten der Subfamilie Orthophthelloidea Keupp 1987. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 106, pp. 207–219.
- Keupp, H., Kohring, R. & Kowalski, F. U., 1992: Neue Arten der Gattung Ruegenie Willems 1992 (kalkige Dinoflagellaten-Zysten) aus Kreide und Tertiär. *Berliner geowiss. Abh. (E)*, 3, pp. 191–209.
- Kienel, U., 1994: Die Entwicklung der kalkigen Nannofossilien und der kalkigen Dinoflagellaten-Zysten an der Kreide/Tertiär-Grenze im Westbrandenburg im Vergleich mit Profilen in Nordjütland und Seeland (Dänemark). *Berliner geowiss. Abh. (E)*, 12, 87 p.
- Kohring, R., 1993: Kalkdinoflagellaten aus dem Mittel und Obereozän von Jütland (Dänemark) und dem Pariser Becken (Frankreich) im Vergleich mit anderen Tertiär - Vorkommen. *Berliner geowiss. Abh. (E)*, 6, 164 p.
- Krashennikov, V. A. & Basov, I. A., 1983: Cretaceous calasphaerulids of the Falkland Plateau. D. S. D. P. Leg 71. In: *Deep sea Drilling Project. Washington, Initial Reports*, 71, pp. 977–997.
- Lakova, I., Stoykova, K. & Ivanova, D., 1999: Calpionellid, Nannofossils and Calcareous dinocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the West Balkan Mountains, Bulgaria. *Geol. Carpath.*, 50, pp. 151–168.
- Lefèvre, M., 1933: Recherches sur les péridiniens fossiles des Barbades. Muséum d'histoire naturelle. Paris. *Bulletin, Serie*, 2, 5, pp. 415–418.
- Lentin, J. K. & Williams, G. L., 1989: Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1989 edition. *Amer. Assoc. Stratigr. Palynol. Contr. Ser.*, 20, 473 p.
- Lentin, J. K. & Williams, G. L., 1993: Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1993 Edition. *AASP Contr. Ser.*, 28, 856.
- Loeblich, A. R. III., 1965: Dinoflagellate nomenclature. *Taxon*, 14, 1, pp. 15–18.
- Lohmann, H., 1920: Die Bevölkerung des Ozeans mit Plankton. Nach den Ergebnissen der Zentrifugenfänge während der Ausreise der "Deutschland" 1911. *Arch. Biontol.*, 4 (1916–1919) 617 p.
- Lorenz, T., 1901: Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Teil. Südlicher Rhaetikon. *Ber. Naturforsch. Gesell. Freiburg Br.*, 12, pp. 34–62.
- MacRae, R. A., Fensome, R. A. & Williams, G. L., 1996: Fossil dinoflagellate diversity, originations, and extinctions and their significance. *Canad. J. Bot.*, 74, pp. 1687–1694.
- Matthiessen, J., 1994: Verbreitung von marinen palynomorphen – Vergesellschaftungen in rezenten Sedimenten des Europäischen Nordmeeres. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., Mh.*, 194 (1), 24 p.
- Montresor, M., Janofske, D. & Willems, H., 1997: The cyst-theca relationship in Calciodinellum operosum emend. (Peridinales, Dinophyceae) and a new approach for the study of calcareous cysts. *J. Phycol.*, 33, pp. 122–131.
- Mudie, P. J., 1996: Fecal Pellets. Pellets of dinoflagellate-eating zooplankton. In: *Jansonius, J. and McGregor, D. C. (Eds.): Palynology: principles and applications. Vol. 3. AASP Foundation, Salt Lake City*, pp. 1087–1089.
- Norris, G., 1978: Phylogeny and a revised supra-generic classification for Triassic-Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts (Pyrrhophyta). Part II. Families and sub-orders of fossil dinoflagellates. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., Mh.*, 156, 1, 30 p.
- Nowak, W., 1968: Stoniosphaerids of the Cieszyn Beds (Kimmeridgian Hauterivian) in the Polish Cieszyn Silesia and their stratigraphic value. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 38, 2–3, pp. 275–327 [In Polish].
- Nowak, W., 1974: Stomiosphaerina nov. Gen. (incertae sedis) of the Upper Cretaceous in the Polish Flysch Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 44, 1, pp. 51–63.
- Pflaumann, U. & Krashennikov, V. A., 1978: Cretaceous calcsphaerulids from DSDP Leg 41, eastern North Atlantic. *Init. Rep. DSDP*, 41, pp. 817–839.
- Pascher, A., 1914: Über Flagellaten und Algen. *Dtsch. Botan. Gesell. Ber.*, 32, pp. 136–160.
- Reháková, D., 2000a: Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Mineralia Slov.*, 32, pp. 79–88.
- Reháková, D., 2000b: Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea level fluctuations recorded in the West Car-

- pathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geol. Carpath.*, 51, 4, pp. 229–243.
- Reháková, D., 1999: Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Geol. Carpath.*, 50, Spec. Issue, pp. 66–67.
- Reháková, D. & Michalík, J., 1996: Stomiosphaera or Orthopitonella? Cadosina or Obliquipithonella? notes to ultrastructure and systematic position of some Jurassic–Cretaceous calcareous dinoflagellates from Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 28, pp. 92–98.
- Řehánek, J., 1985: Cadosinidae Wanner and Stomiosphaeridae Wanner (incertae sedis) from the Mesozoic limestones of southern Moravia. *Čas. Mineral. Geol.*, 30, 4, pp. 367–380.
- Řehánek, J., 1992: Valuable species of cadosinids and stomiosphaerids for determination of the Jurassic–Cretaceous boundary (vertical distribution, biozonation). *Scripta*, 22, pp. 117–122.
- Řehánek, J. & Cecca, F., 1993: Calcareous dinoflagellate cysts biostratigraphy in Upper Kimmeridgian–Lower Tithonian Pelagic Limestones of Marches Apennines. *Rev. Micropaléont.* (Paris), 36, 2, pp. 143–163.
- Reinsch, P. F., 1905: Die Palinosphären, ein mikroskopischer vegetabilier Organismus in der Mucronatenkreide. *Centralbl. Min., geol. Paläont.*, 10, pp. 402–407.
- Rögl, F., 1976: Danian calcisphaerulidae of DSDP Leg 35. Site 323, Southeast Pacific Ocean. *Init. Rep. DSDP*, 35, pp. 701–711.
- Scheibner, E., 1967: Cadosinopsis, nouveau genre du Crétacé supérieur de la zone des Klippes (Carpathes occidentales). *Rev. Micropaléont.*, 10, 1, pp. 42–47.
- Schiller, J., 1930: Coccolithineae. In: Dr L. Rabenhorst's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. Zehnter Band. Flagellatae. Leipzig. *Akad. Verlagsgesellschaft*, pp. 87–273.
- Stover, L. E. & Evitt, W. R., 1978: Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. *Stanford Univ. Publ., geol. Sci.*, 15, 300 p.
- Streng, M., Hildebrand-Habel, T. & Willems, H., 2000: Cenozoic evolution of calcareous dinoflagellates in the eastern Indian ocean (OPD Legs 120 and 122). *J. nanopl. Res.*, 22, 2, 144 p.
- Tangen, K., Brand, L. E., Blackwelder, P. L. & Guillard, R. R. L., 1982: Thoracosphaera heimii (Lohmann) Kamptner is a dinophyte: observations on its morphology and life cycle. *Mar. Micropaleontol.*, 7, pp. 193–212.
- Thierstein, H. R., 1981: Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous–Tertiary boundary. In: Warme, J. E., Douglas, R. G. & Winterer, E. L. (Eds.): *The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress. SEPM Spec. Pub.*, 32, pp. 355–394.
- Thierstein, H. R., 1982: Terminal Cretaceous plankton extinctions: a critical assessment. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 190, pp. 385–399.
- Thomas, E. & Shackleton, N. J., 1996: The Paleocene–Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope Anomalies. In: Knox, R. W., O'Brien, R. M. & Dunay, R. E. (Eds.): *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 101, pp. 401–441.
- Versteegh, G. J. M., 1995: Paleoenvironmental changes in the Mediterranean and North Atlantic in relation to the onset of northern hemisphere glaciations – a palynological approach. *Ponsen and Looijen, Wageningen*, 134 p.
- Villain, J. M., 1977: Les calcisphaerulidae: Architectures, calcification de la paroi et phylogénese. *Palaentographica amer.*, 159, 5–6, pp. 139–177.
- Villain, J. M., 1981: Les Calcisphaerulidae: intérêt stratigraphique et paléocéologique. *Cret. Res.*, 2, pp. 435–438.
- Vink, A., Zonneveld, K. A. F. & Willems, H., 2000: Distribution of calcareous dinoflagellate cysts in surface sediments of the western equatorial Atlantic Ocean, and their potential use in paleoceanography. *Mar. Micropaleontology*, 38, pp. 149–180.
- Vogler, J., 1941: Ober-Jura und Kreide von Misol (Niederländisch-Ostindien). *Palaentographica. Suppl.*, 4, 4, pp. 243–293.
- Vozzhennikova, T. F., 1963: Klass Peridineae (Dinoflagellatae). Peridinei ili dinoflagellaty. In: Kiselev, A., Vachrameeva, V. A., Radchenko, G. P. & Tachmadzhana, A. L. (Eds.): *Tip Pyrrhophyta. Pirrofitovye Vodorosli. In: Vodorosli, Mochoobraznye, psilofitovye, Plaoonovidnye, Chlenistostebelnye, Paporotniki. Osnovy Paleontologii*, 14, pp. 171–186.
- Wanner, J., 1940: Gesteinbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen Ostindischen Archipels nebst Bemerkungen ueber andere verwandte Foraminiferen. *Paläont. Z. (Stuttgart)*, 22, 2, pp. 75–99.
- Wendler, J., Gräfe, K. U. & Willems, H., 2000: Calcareous dinoflagellate cysts in the Upper Cretaceous: Palaeoecology in cyclic sequences and sudden environmental changes. *J. nanopl. Res.*, 22, 2, 152 p.
- Willems, H., 1985: Tetramerosphaera lacrimula, eine intern gefächerte Calcisphaera aus der Ober-Kreide. *Senckenberg. lethaea*, 66, pp. 177–201.
- Willems, H., 1990: Tetratropis, eine neue Kalkdinoflagellaten – Gattung (Pithonelloideae) aus der Ober-Kreide von Lagerdorf (N-Deutschland). *Senckenberg. lethaea*, 70, 1–3, pp. 239–257.
- Willems, H., 1992: Kalk-Dinoflagellaten aus dem Unter-Maastricht der Insel Rügen. *Z. geol. Wiss.*, 20, 1/2, pp. 155–178.
- Willems, H., 1994: New calcareous dinoflagellates from the Upper Cretaceous white chalk of northern Germany. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 84, pp. 57–72.
- Willems, H., 1996: Calcareous dinocysts from the Geulhemmerberg K/T boundary section (Limburg, SE Netherlands). *Geol. Mijnbouw*, 75, pp. 215–231.
- Wise, S. W. Jr. & Wind, F. H., 1977: Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 Drilling on the Falkland Plateau, Southwest Atlantic sector of the southern Ocean. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 36, pp. 296–309.
- Young, J. R., Bergen, J. A., Bown, P. R., Burnett, J. A., Fiorentino, A., Jordan, R. W., Kleijne, A., van Niel, B. E., Romein, A. J. T. & von Salis, K., 1997: Guidelines for coccolith and calcareous nannofossil terminology. *Palaeontology*, 40, 4, pp. 875–912.
- Zonneveld, K. A. F., 1996: Paleoclimatic and paleoecologic changes in the Eastern Mediterranean and Arabian Sea regions during the last deglaciation: a palynological approach to land-sea correlation. *LPP contributions series*, 3. Ponsen & Looijen, Wageningen, 200 p.
- Zonneveld, K. A. F., 1997: Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments of the Arabian Sea (Northwestern Indian Ocean) in relation to temperature and salinity gradients in the upper water column. *Deep Sea Res.*, II 44, pp. 1411–1443.
- Zonneveld, K. A. F., Höll, C., Janofske, D., Karwath, B., Kerntopf, B., Rühlemann, C. & Willems, H., 1999: Calcareous Dinoflagellate Cysts as Paleo-Environmental Tools. In: Fischer, G. & Wefer, G. (Eds.): *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*, pp. 145–164.
- Zügel, P., 1994: Verbreitung kalkiger Dinoflagellaten-Zysten im Cenoman/Turon von Westfrankreich und Norddeutschland. *Cour Forsch – Inst Senckenberg*, pp. 176, 1–159.

## Výnosnosť investícií metódou čistej súčasnej hodnoty na príklade ložiska železnej rudy v Nižnej Slanej

PETER SEMAN

Katedra geológie a mineralógie FBERG Technickej univerzity, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 5. 3. 2001, revidovaná verzia doručená 15. 6. 2001)

### Investment profit by Net present value method on example of iron ore deposit in Nižná Slaná

Several methods occur to evaluate productivity of investments in conditions of market economy. All used appraisal methods of mining investments depend on development of cash flows for mining enterprises.

The paper discusses about one of these evaluation methods to estimate the investment profitability applied for exploitation of Mano-Gabriela and Kobeliarovo iron ore mines. The Net present value method expresses deviation between net discount cash flows and capital costs. All investment decision analysis with positive net present value are acceptable, and if investors have several investments alternatives, they prefer the highest effect.

Results of this study indicate that it is not possible to reach positive net present value at offered interest rates of government bonds and at given production costs and investments to the exploitation and beneficiation of siderite ore within 2010. It means that effective running of the mining and beneficiation plant in Nižná Slaná cannot be bestrewn with own financial resources because of pretention in production processes of pellets and the plant must find another resources of finances too.

**Key words:** appraisal methods, mining investments, net present value

### Úvod

V centrálne plánovanom hospodárstve do roku 1989 sa u nás ložiská nerastných surovín oceňovali a využívali podľa vopred plánovaných kondícií dobývateľnosti výhradných ložísk, technologických a ekonomických parametrov a pozitívny hospodársky výsledok ťažobných podnikov sa zabezpečoval cenovými dotáciami, ktorými štát vyrovnával rozdiely medzi skutočnými nákladmi podnikov a veľkoobchodnými cenami nerastných surovín.

Zmeny v hospodárskom mechanizme po roku 1989 mali viesť k prehodnoteniu klasifikácie zásob výhradných ložísk, ich oceňovania a využívania podľa trhových princípov. V tomto smere sa navrhli a prijali nové opatrenia uznesením vlády 661/1995 o surovínovej politike Slovenskej republiky v oblasti nerastných surovín, ktoré sa mali rozpracovať a využívať v rokoch 1996–1997. Najdôležitejšie opatrenia mali navrhnúť nový systém evidencie zdrojov nerastných surovín, novelizáciu banského a geologického zákona a ďalej sa mali hodnotiť a prehodnocovať surovínové zdroje štátu na základe metodiky oceňovania ložísk porovnateľnej s metodikou krajín OSN a EÚ (Tréger a Baláž, 1999c).

Väčšina spomenutých opatrení sa nespĺnila a dôsledkom je, že platná banská a geologická legislatíva ani v súčasnosti nemá ustanovenie ceny ložiska, § 13 banského zákona o podmienkach využiteľnosti výhradného ložiska neobsahuje požiadavku na zistenie závislostí

medzi cenou ložiska, jeho zásobou, priemernou a medznou kvalitou na základe viacvariantného výpočtu zásob. Tieto nedostatky spôsobujú, že výpočet zásob podľa súčasných podmienok ich využiteľnosti neumožňuje výhradné ložiská optimálne oceňovať a potom racionálne využívať (Tréger a Baláž, l. c.).

V krajinách s trhovou ekonomikou sa na ekonomickú analýzu ložiska používajú rozličné metódy, napr. čistej súčasnej hodnoty budúcich výnosov (net present value), vnútornej miery návratnosti (internal rate of return), času návratnosti investícií (payback period analysis), čistého ročného zisku (net profit) a i. Pri týchto metódach sa využívajú dynamicky sa meniace podmienky trhovej ekonomiky, ako sú rozdiely hodnoty peňazí v závislosti od času, pohyb úrokových mier a miery inflácie, plánovanie a sledovanie ročného peňažného toku.

Súčasným prístupom k oceňovaniu ložísk a posudzovaniu efektívnosti banských investícií na Slovensku sa v štúdiách venoval Tréger a Baláž (1999a, 1999b, 1999c), Rybár (1991, 1992), Rybár a Cehlár (1997) a Cehlár (1998).

V štúdiu sa pokúšam o aplikáciu výnosnosti investícií metódou čistej súčasnej hodnoty, ktorá poskytuje investorovi informácie o tom, koľko svojich peňazí a do ktorého ložiska by mal najvýhodnejšie investovať alebo či sa do ťaženého ložiska oplatí naďalej investovať. Metóda vyjadruje rozdiel medzi súčasnou (diskontovanou) hodnotou ročných peňažných príjmov a kapitálovými výdavkami a je založená na zohľadnení časovej hodnoty peňazí. In-

vestícia sa viaže na dlhšie obdobie, a preto sa hodnota peňažných tokov (cash flow) prepočítava na rok začatia investovania a tok peňažných príjmov na súčasnú hodnotu diskontovaním (úrokovaním).

Ako príklad som si zvolil hodnotenie využívania zdroja železnej rudy nižnoslanského ložiska so zreteľom na hospodárske výsledky bansko-úpravárskeho závodu OZ Siderit Nižná Slaná a cieľom je zistiť ekonomickú vhodnosť využívania ložiska.

Na zhodnotenie ložísk v trhovom hospodárstve je niekoľko metód odvíjajúcich sa od peňažného toku príjmov a výdavkov, a to stanovenie ročného zisku, určenie času návratnosti investícií, vnútorná miera návratnosti investície a čistá súčasná hodnota.

### Oceňovanie ložísk a klasifikácia zásob

Cena ložiska nerastných surovín sa určuje stanovením jeho bilančných a nebilančných zásob. *Bilančná zásoba* je zásoba využiteľná v súčasnosti a vyhovujúca súčasným technickým, technologickým a ekonomickým podmienkam využívania výhradného ložiska alebo jeho časti. *Nebilančná zásoba* je v súčasnosti nevyužiteľná, ale jej využiteľnosť sa vzhľadom na očakávaný technický, technologický a ekonomický vývoj predpokladá v budúcnosti.

Zásoby výhradného ložiska sa podľa stupňa preskúmanosti ložiska alebo jeho časti, stupňa poznania jeho úložných pomerov, akosti, technologických vlastností a banskotechnologických podmienok rozdeľujú na: *overené zásoby* (Z-1), *pravdepodobné zásoby* (Z-2) a *predpokladané zásoby* (Z-3).

Podľa možnosti dobývania, podmienenej technológiou dobývania, bezpečnosťou prevádzky a určenými ochrannými piliermi, sa rozlišujú *viazané* a *voľné zásoby*. *Viazané zásoby* sú v ochranných pilieroch povrchových a podzemných stavieb, zariadení a banských diel a v pilieroch určených na zaistenie bezpečnosti prevádzky a ochrany chránených záujmov. Ostatné zásoby sú *voľné*.

Na zaradenie zásob výhradného ložiska alebo jeho časti medzi bilančné alebo nebilančné zásoby sa používajú *podmienky využiteľnosti zásob výhradných ložísk* (ďalej PVZ), ktoré sú súborom geologických, banskotechnických a ekonomických ukazovateľov a podkladom na hodnotenie a výpočet zásob výhradného ložiska. PVZ výhradného ložiska určuje organizácia financujúca jeho prieskum a dobývanie alebo MŽP SR, ak ide o geologické práce financované zo štátneho rozpočtu SR (Tréger a Baláž, 1999b).

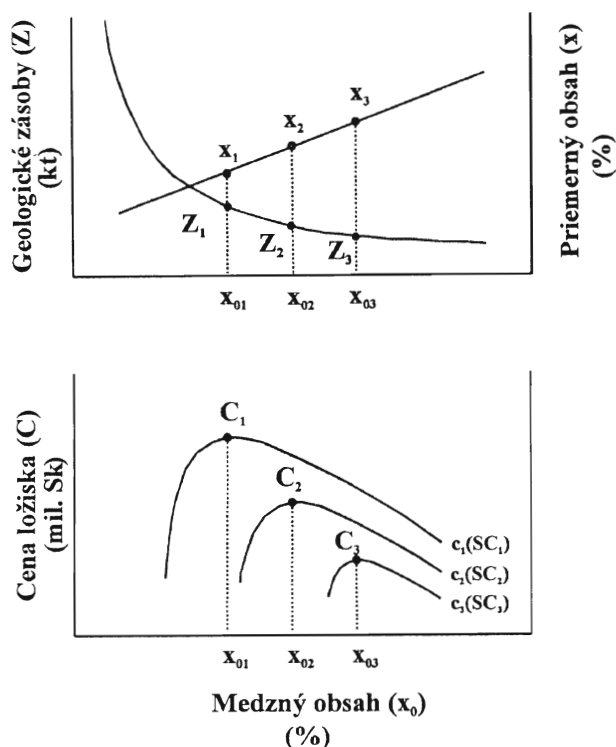
Doterajšie chápanie podmienok využiteľnosti zásob ako podkladu na hodnotenie a výpočet zásob ložiska spolu s požiadavkou na usmerňovanie geologických prác v etape vyhľadávacieho prieskumu podľa vopred určených podmienok využiteľnosti očakávaných zásob ložiska vedie k sporným metodickým postupom, ktoré majú nepriaznivý ekonomický vplyv na ocenenie ložiska. Doterajšia filozofia vopred určených PVZ totiž ani v súčasnosti neberie do úvahy závislosť medzi cenou ložiska a geologicko-ložiskovými parametrami, a tak neumožňuje určiť optimálnu kontúru bilančných zásob (Tréger a Baláž, 1999b).

### Variantný výpočet zásob a cena ložiska

Pri optimálnej klasifikácii overených zásob na bilančné a nebilančné je mimoriadne významné definovanie závislostí medzi zásobami ložiska ( $Z$ ), priemerným obsahom ( $x$ ) a medzným obsahom ( $x_0$ ) úžitkovej zložky, ktoré sa spravidla získavajú viacvariantným výpočtom zásob pri rozličnom medznom obsahu. Pri väčšine ložísk nerastných surovín geologická zásoba a jej priemerná kvalita závisia od prijatej hodnoty medzného obsahu. Ak je nízka, výsledkom výpočtu je veľká geologická zásoba s nízkym priemerným obsahom. S rastom medzného obsahu geologická zásoba klesá a priemerný obsah stúpa. V závislosti od variability zrudnenia a typu distribúcie úžitkových zložiek (lognormálna, normálna, ľavoasymetrická, pravoasymetrická, bimodálna, zložitá a pod.) sa mení aj krivka závislosti zásob  $Z$  od medzného obsahu  $x_0$ . Závislosť medzi  $Z$  a  $x_0$  býva väčšinou polynomicou funkciou vyššieho stupňa, ale pri normálnom rozdelení ide zväčša o lineárnu závislosť (Tréger a Baláž, 1999b).

Z uvedeného vyplýva, že každé ložisko nerastnej suroviny ako neopakovateľný prírodný objekt má špecifickú závislosť parametrov  $Z$ ,  $x$  a  $x_0$  a tú možno na základe variantných výpočtov zásob pri rozličnom medznom obsahu matematicky a graficky opísať. Nevyhnutnosť matematicky a graficky charakterizovať každé preskúmané ložisko a definovať funkčnú závislosť medzi  $Z$ ,  $x$  a  $x_0$  vychodí jednak z potreby určiť kontúry bilančných aj nebilančných zásob a jednak z nevyhnutnosti určiť optimálne  $Z$ ,  $x$  a  $x_0$ , zodpovedajúce maximálnej cene ložiska pri meniacich sa ekonomických a technicko-technologických parametroch (cena nerastu, výrobné náklady, znečistenie, výrubnosť, výťažnosť a i.). Napr. pri raste svetových cien nerastných surovín ( $SC1 \geq SC2 \geq SC3$ ) a konštantných výrobných nákladoch i technicko-technologických parametroch rastie nielen cena ložiska ( $C1 \geq C2 \geq C3$ ), ale zároveň sa posúvajú optimálne geologicko-ložiskové parametre  $Z$ ,  $x$  a  $x_0$  zodpovedajúce maximálnej cene ložiska (Tréger a Baláž, 1999b).

Podobná závislosť medzi cenou ložiska a geologicko-ložiskovými charakteristikami ( $Z$ ,  $x$ ,  $x_0$ ) platí aj v prípade významnejších zmien technicko-technologických parametrov (cena nerastu, výrobné náklady, znečistenie, výrubnosť, výťažnosť a i.). Cena ložiska ( $C$ ) závisí nielen od technicko-technologických parametrov ( $tp$ ), ale aj od geologicko-ložiskových parametrov ( $Z$ ,  $x$ ,  $x_0$ ), ktoré zásadne ovplyvňujú ekonomické a technicko-technologické parametre. Zo vzájomnej závislosti medzi tzv. *statickými* (geologicko-ložiskovými) a *dynamickými* (technicko-technologickými a ekonomickými) parametrami ložísk nerastných surovín vyplýva, že maximálnej cene ložiska pri konštantných technicko-technologických parametroch zodpovedá iba presne určené množstvo zásob, definované hodnotou medzného obsahu, priemerného obsahu a geologických zásob. Významné zmeny technicko-technologických parametrov sa prejavujú zmenou statických parametrov definujúcich maximálnu cenu ložiska. Pri rovnosti ceny suroviny a výrobných nákladov je cena ložiska nulová. Oceňované zásoby pod touto hodnotou sa považujú za nebilančné.



Obr. 1. Závislosť medzi statickými parametrami ( $Z$ ,  $x$ ,  $x_0$ ) a maximálnou cenou ložiska ( $C$ ) pri zmenách cien nerastných surovín ( $SC$ ).

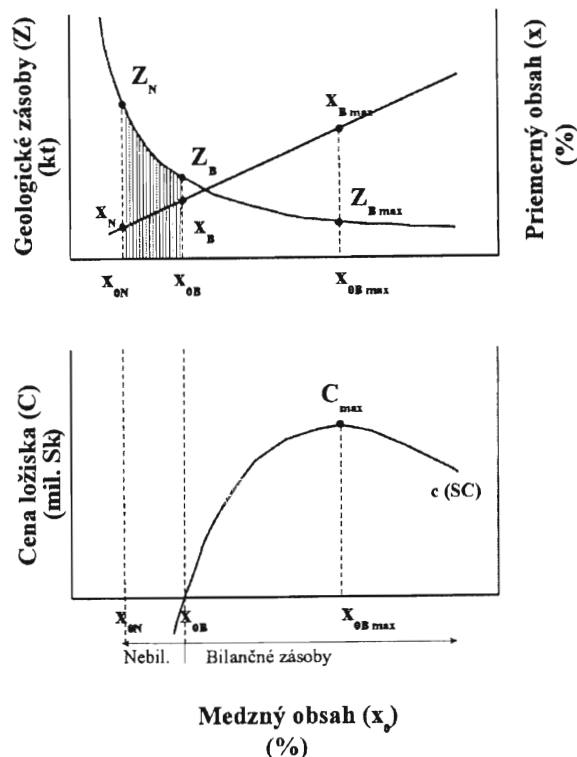
Fig. 1. Dependence between static parameters ( $Z$ ,  $x$ ,  $x_0$ ) and maximum prices of deposit ( $C$ ) at changes of mineral commodity prices ( $SC$ ).

Určiť cenu ložiska je dôležité aj preto, že sa práve na jej základe podľa miery vyťaženia (znehodnotenia) ložiska ako neobnoviteľného zdroja stanovuje ročný poplatok ťažobného subjektu (Tréger a Baláž, 1999b).

Rozlišovanie bilančných a nebilančných zásob v doterajšom chápaní neposkytuje najdôležitejšiu informáciu – informáciu o hodnote overenej zásoby ložiska. Podstata oceňovania ložiska nerastnej suroviny spočíva v určení podnikateľskej ceny prostredníctvom podnikateľskej metódy oceňovania každého ložiska osobitne s modelovaním ťažby a určením ceny ložiska pre každý variant vypočítanej zásoby. V závislosti od miery preskúmanosti ložiska a účelu oceňovania možno použiť oceňovanie metodikou NPV (net present value – čistá hodnota projektu), IRR (internal rate of return – vnútorné výnosové percento), cash-flows (peňažné toky počas životnosti ložiska) alebo aj iné metódy (Tréger a Baláž, 1999b).

### Ekonomické hodnotenie

Pri ekonomickom hodnotení projektu treba rozlišovať statické a dynamické metódy, aj keď statické sa využívajú zriedka, nezávisia od času a berú do úvahy vzťahy medzi ekonomickými premennými pomocou stavových ukazovateľov k istému okamihu. Takýmto ukazovateľom je napr. miera výnosu (pomer medzi ziskom a vloženým kapitálom do projektu) a miera investovania (pomer zisku



Obr. 2. Ohraničenie bilančných a nebilančných zásob na základe závislosti statických parametrov ( $Z$ ,  $x$ ,  $x_0$ ) a ceny ložiska ( $C$ ).

Fig. 2. Bordering of economic and subeconomic reserves with dependence between static parameters ( $Z$ ,  $x$ ,  $x_0$ ) and maximum prices of deposit ( $C$ ).

k investíciám). Dynamické metódy vyjadrujú vývoj ekonomických parametrov (výnosy, náklady) za určité obdobie. Skúmané hodnoty závisia od času (dĺžky obdobia) a ten ich výrazne ovplyvňuje (Vlachynský, 1993).

Najpoužívanějšími dynamickými metódami zisťovania výnosnosti investícií sú:

- metóda času návratnosti (payback period – PBP),
- metóda vnútornej miery výnosnosti (internal rate of return – IRR, IROR) a
- metóda čistej súčasnej hodnoty (net present value – NPV).

### Čas návratnosti

Je to tradičná metóda hodnotenia výnosnosti investičného projektu a jej výsledkom je počet rokov, za ktorý sa investovaný kapitál uhradí zo získaných peňažných príjmov. Kritériom výberu z viacerých investičných zámerov je kratší čas úhrady. Táto metóda nemá úplnú vypovedaciu hodnotu, pretože informuje o projekte iba počas návratnosti investícií, ale nie o ďalšom pokračovaní projektu z hľadiska vývoja peňažných príjmov (Vlachynský, 1993).

### Vnútorná miera návratnosti

Vnútorná miera výnosnosti je úroková miera, pri ktorej sa súčet diskontovaných peňažných príjmov rovná inves-



tíciám. Je to diskontná sadzba a čistá súčasná hodnota investičného zámeru sa pri nej rovná nule. Zisťuje sa ňou efektívna miera návratnosti investícií, pri ktorej sa investície vrátia bez toho, aby sa získali ďalšie peňažné prostriedky z projektu. Pri tejto metóde sa hľadá úroková miera zodpovedajúca tejto požiadavke (Wellmer, 1998):

$$NPV = 0 = -I + \sum NCF_n \cdot q^{-n}$$

$I$  – investície

$NCF_n$  – ročný peňažný príjem po zdanení

$q^n$  – odúčroenie (diskontovanie)  $q^n = 1/(1+i)^n$

$i$  – úroková sadzba

$n$  – dĺžka trvania projektu

Pri odlišných čistých príjmoch  $I = \sum NCF_n \cdot q^{-n}$ , pričom sa ročné príjmy nerovnejú  $NCF_1 \neq NCF_2 \neq \dots \neq NCF_n$ , pri rovnakých čistých peňažných tokoch  $I = \sum NCF \cdot q^{-n}$ , pričom  $NCF_1 = NCF_2 = \dots = NCF_n$ .

### Čistá súčasná hodnota

Čistá súčasná hodnota sa počíta diskontovaním ročného čistého peňažného príjmu (net cash flow) a odpočítaním investícií z čistého príjmu. Ak čistý ročný príjem nie je rovnaký ( $NCF_1 \neq NCF_2 \neq \dots \neq NCF_n$ ), potom sa čistá súčasná hodnota počíta zo vzťahu

$$NPV = -I + \sum NCF_n \cdot q^{-n}$$

$I$  – investície

$NCF$  – ročný peňažný príjem po zdanení

$q^n$  – odúčroenie (diskontovanie)  $q^n = 1/(1+i)^n$

$i$  – úroková sadzba

$n$  – dĺžka trvania projektu

Ak je podstatná časť čistého príjmu rovnaká ( $NCF_1 = NCF_2 = \dots = NCF_n$ ), výpočet súčasnej hodnoty sa značne zjednoduší.

$$NPV = NCF \cdot ((1+i)^{-1} + (1+i)^{-2} + \dots + (1+i)^{-n}) - I$$

Čistý príjem vytvára geometrickú postupnosť

$$NPV = \frac{NCF}{(1+i)} \cdot \frac{(q^n-1)}{q-1} - I, \text{ kde } q = (1+i)^{-1}$$

Čistá súčasná hodnota poskytuje investorovi informáciu, koľko a do ktorého ložiska je preňho najvýhodnejšie investovať. Prijateľné sú všetky projekty s kladnou čistou súčasnou hodnotou a pri výbere z viacerých investičných variantov sa uprednostňuje projekt s vyššou čistou súčasnou hodnotou.

Čistá súčasná hodnota najväčšmi závisí od zvolenej úrokovej miery. Východiskom pri jej stanovovaní sú výnosy štátnych dlhopisov, lebo pri nich nie je riziko insolventnosti (prípadný dlh zaplatí štát) a trhové riziko – zmena úrokov (Leščišin, 1998) – je najnižšie.

Nevýhodou tejto metódy je, že sa za predpokladu rovnakého čistého príjmu a úrokovej miery pri životnosti projektu nad 25 rokov v posledných piatich rokoch budú na tvorbe čistej súčasnej hodnoty zúčastňovať iba 3 % peňažných príjmov, lebo diskontný faktor výšku čistého príjmu v prvých rokoch znižuje pomaly, ale potom stále rýchlejšie (Wellmer, 1998).

### Ložisko Nižná Slaná (Mano-Gabriela a Kobeliarovo)

Ložiskové územie patrí do ankeritového pásma Hanková – Volovec – Holec, a to do betliarskeho súvrstvia staršieho paleozoika (súvrstvie čiernych fylitov). Základnou tektonickou štruktúrou rudného poľa v tejto oblasti je asymetrická antiklinála s redukovaným severným krídlom. Ložisko Mano-Gabriela je v južnom a Kobeliarovo v severnom krídle centrálnej antiklinály. Jadrom antiklinály je súvrstvie čiernych fylitov s karbonátmi a okrajovými časťami nadložné a podložné porfyroidy. Vlastné produktívne súvrstvie s telesami metasomaticky zmenených karbonátov tvoria sivé a čierne fylity s polohami lyditov. Podstatnou časťou súvrstvia sú polohy karbonátov, a to metasomatického sideritu, ankeritu, kryštalického vápenca a dolomitu, ktoré sú sčasti biogénneho, sčasti chemogénneho pôvodu a majú stratiformný charakter (Grecula et al., 1995).

Produktívna karbonátová poloha časti ložiska Mano-Gabriela má smernú dĺžku okolo 2,3 km, po sklone cca 1,2 km a generálny sklon 30° na J až JZ. V karbonátovom pruhu smeru V–Z siderit tvorí niekoľko samostatných polôh navzájom oddelených rozličnými medzivrstvami. Pravá hrúbka ložiskových telies je premenlivá a ojedinele prekračuje 50 m. Najväčšia hrúbka sideritu je v centrálnej časti ložiska Mano (Mihók, 1997).

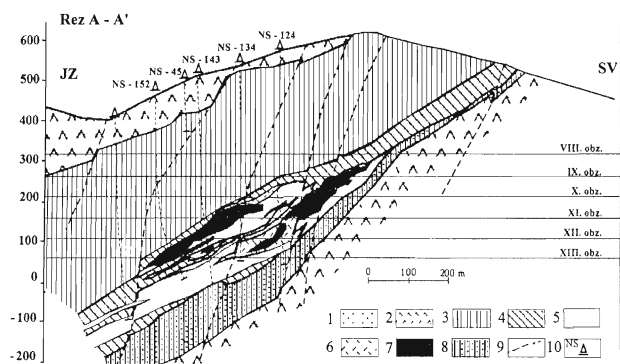
Ložisko Mano je preskúmané banskými dielami po úroveň XII. obzoru. Táto jeho časť je otvorená na XI. a XII. obzore podložnou a nadložnou smernou chodbou, z ktorých sú vyrazené prekopy na overenie bilančných telies s Fe akumuláciou. Prekopy sú od seba vzdialené 50 m a rovnako aj komíny overujúce siderit po sklone. Ložisko tvorí smerne súvislé rudné teleso veľmi premenlivej hrúbky (10–60 m). Na XIII. obzore zachytil povrchový vrt NS-135 samostatnú rudnú polohu so zásobou podstatnejšieho významu.

Z hľadiska bilančnej rudnej zásoby sú v súčasnosti najvýznamnejšie nadložné bloky otvorené na úrovni XII. obzoru a podľa dokumentácie povrchových vrtov vyklíňujúce okolo 30 m pod XIII. obzorom. Pravá hrúbka v niektorých rezoch dosahuje 70 m a smerná dĺžka samostatných telies 300 m.

V ložiskovej časti Gabriela je zásoba otvorená nad XI. obzorom a exploatuje sa 21 m nad ním. Vystupujú tam dve rudné telesá. Najcharakteristickejšou črtou časti je variabilnosť zrudnenia – prerastanie sideritu a ankeritu, ako aj značná tektonická porušenosť v niektorých blokoch (Záverečná správa a výpočet zásob, 1994).

Na ložisku Kobeliarovo sa pri prieskumných prácach po podrobnom prieskume otvorila hlavná nadložná produktívna poloha nad VI. obzorom. Z hľadiska bilančnosti je prvoradého významu a okrem nej sa povrchovými vrtmi overila aj podložná poloha karbonátov s metasomatickým Fe zrudnením.

Hlavná ložisková poloha má smerný rozsah 350 m na VI. obzore, resp. 200 m na V. obzore, priemernú pravú hrúbku 35 m a sklon 50° na SSV. Sideritové teleso sprešvádzajú ankeritové vložky, ktoré s hĺbkou vyklíňujú. V podloží rudnej polohy sa zistila pomerne značná hrúbka



Obr. 3. Priečný rez (A-A') západnou časťou ložiska Mano. 1 – sutina. 2 – porfýroid. 3 – sivé a čierne fylity. 4 – čierne fylity s vložkami lyditov. 5 – vápenec. 6 – ankerit. 7 – siderit. 8 – podložný sericitický fylit. 9 – zlomy. 10 – vrty

Fig. 3. Transversal cross-section (A-A') of the western part of Mano deposit. 1 – debris. 2 – porphyroid. 3 – black and grey phyllites. 4 – black phyllites with lyditite intercalations. 5 – limestone. 6 – ankerite. 7 – siderite. 8 – underlying sericite phyllite. 9 – faults. 10 – drill works.

nebilančného ankeritu a mramorizovaného vápenca (Mihók, 1997).

### Kvalitatívna a technologická charakteristika surovín

Hlavnú masu ložiska tvorí metasomatický siderit, ktorý je nositeľom ťžitkových prvkov – Fe a Mn. Z obidvoch ložísk boli opísané bohatšie zastúpené minerály. Sú to: 1. karbonáty (siderit, ankerit, kalcit, dolomit). 2. sulfidy As, Fe, Cu, Pb a Zn (arsenopyrit, galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, boulangerit, jamesonit). 3. kyslíčniky (kremeň, hematit) a 4. hydroxidy (limonit).

Kvalita ťžitkových zložiek sa zisťuje odoberaním a analýzou zásekových vzoriek pri podrobnom a ťžobnom prieskume z bokov banských diel. Interval vzorkovania v rudnom telese je 2–3 m pri podrobnom a 5 m pri ťžobnom prieskume. Vzorky sa odoberajú kolmo na zvrstvenie sideritových polôh, priamo v bani sa kvartujú, na povrchu banskej prevádzky homogenizujú, spracúvajú sa na analytickú jemnosť a odovzdávajú na analýzu do závodného laboratória. Zo vzoriek sa zisťuje obsah Fe, SiO<sub>2</sub> a As. As sa stanovuje z rudných telies, v ktorých sa už zistil a jeho výskyt v nich dokázal. Obsah Mn sa odvodzuje z korelačných závislostí Fe – Mn zistených na ložisku Mano-Gabriela a Kobeliarovo (Záverečná správa a výpočet zásob, 1994).

As, najmä v podobe arsenopyritu, sa vyskytuje na kontaktoch v niektorých nadložných blokoch s grafitickými metalýditmi. Arsenopyrit je najbohatšie zastúpený v nadložnej rudnej polohe. Najväčšie polohy sú hrubé 4 m a maximálny obsah As v nich je 8 %. Smerom do podložia množstvo As klesá až na 0,001 %. Okrem arsenopyritu sa As viaže aj v grafitickom pigmente a z chemickej analýzy je známe, že má zastúpenie, a to 0,01 až 0,001 %, aj v ostatných rudných telesách.

V hlavnom ložiskovom telese Kobeliarovo sa obsah As pohybuje od 0,01 po 0,001 % a vyšší (0,3 %) je v podložnej ložiskovej polohe. Medzi nežiaduce prvky patrí ešte Pb a Zn, ktoré vystupujú vo forme sírníkov a sulfosolí.

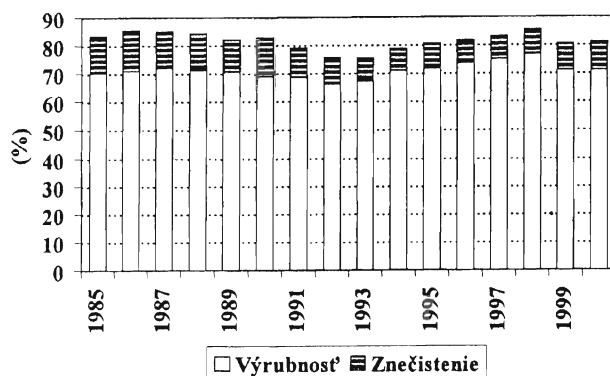
Dôležitým ukazovateľom z hľadiska úpravy je bazicita finálneho výrobku – vysokopecných peliet – ako podiel bázičných a kyslých komponentov ťažených sideritov. Na ložisku Mano-Gabriela má hodnotu 1,4–1,7 a v Kobeliarove je hodnota pre nízky obsah kremeňa vyššia (5 %; Mihók, 1997).

Z pohľadu Fe a Mn ako ťžitkových zložiek možno konštatovať, že ložiská majú rovnomerný obsah týchto prvkov (koeficient variácie 7 %). Väčšia variabilita je v hrúbke metasomatických telies a v obsahu škodliviny, ktorou je As.

Na posúdenie typu rozdelenia dát v ložiskovej časti Kobeliarovo sa pre Fe a SiO<sub>2</sub> zostrojili histogramy absolútnych triednych početností. Histogram Fe poukazoval na nesymetrické bimodálne vpravo vychýlené normálne rozdelenie alebo na inverzné logaritmickonormálne rozdelenie. Histogram pre SiO<sub>2</sub> poukazoval na symetrické logaritmickonormálne rozdelenie. Priemerný obsah v ložisku určený z 1577 vzoriek bol 31,53 % Fe pri koeficiente variácie 31,61 % a 3,06 % SiO<sub>2</sub> pri rovnakom koeficiente 270,59 % (Blišťan, 1999).

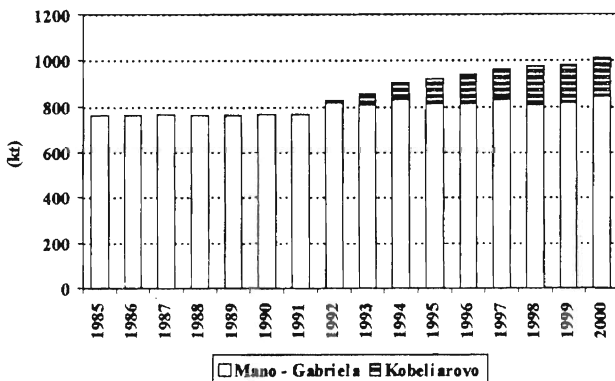
### Banskotechnické podmienky dobývania

Na ložisku Mano-Gabriela sa používajú dva varianty medziobzorového dobývania na zával, a to odťažba suroviny



Obr. 4. Výrubnosť a znečistenie v rokoch 1985–2000.

Fig. 4. Mining recovery and dilution of mined ore in 1985–2000.



Obr. 5. Ťažba sideritu v rokoch 1985–2000.

Fig. 5. Siderite ore output in 1985–2000.

škrabákovými vrátkami a odíážba pomocou prepravníkových nakladačov. Ďalšou dobývacou metódou, používanou pri väčšej akumulácii metasomatického zrudnenia, je medziobzorové dobývanie na zával bez akumuláčného priestoru.

Uvedené metódy umožňujú dobývať rudné telesá hrubé od 2 do 50 m so sklonom 20–90° a s výrubnosťou 65–75 pri znečistení 8–10 %. Výrubnosť nepriaznivo ovplyvňuje značná tektonická porušenosť rudných telies a veľmi nepriaznivo aj doteraz nelokalizovaná zápara s výronom SO<sub>2</sub> v rozsiahlej časti podložných blokov ložiska Mano. Na znečistenie má rozhodujúci vplyv prerastanie sideritu a ostatných karbonátov vo vnútri ložiskových telies, ako aj charakter obnaženia nadložných hornín – ich stabilita počas odíážby (Mihók, 1997).

### Technologický postup spracúvania sideritovej rudy

Sideritová ruda z Nižnej Slanej aj Kobeliarova je jemnozrnná, popraskaná a ťažko upraviteľná. Jej úprava zahŕňa drvenie, magnetizačné praženie, mokré mletie, filtráciu koncentráta, magnetickú separáciu a peletizáciu.

Surová ruda sa drví dvojstupňovo v čelustovom drviči (pri zrnitosti rudy nad 80 mm) a v kuželovom drviči (pri zrnitosti nad 20 mm). Podrvená ruda spolu s podsitným produktom (20 mm) putuje dopravnými pásmi do zásobníkov rotačných pecí alebo do priestoru skládky.

Ruda zo zásobníkov alebo skládky sa podáva do rotačných pecí, kde sa pri teplote 400 °C z rudy odparuje voda, nastáva dekarbonizácia a tvorí sa umelý magnetit. Vypažená ruda sa na 110 °C ochladí vodnými tryskami v bubnovom chladiči.

Praženec sa dopravuje do úpravne, kde sa podáva do guľových mlynov GM-27. Po mokrom mletí na zrnitosť pod 0,063 mm sa materiál triedi na špirálových triedičoch a odtiaľ sa rmut dávkuje na linky magnetických rozdrúvačov. Magnetický podiel sa filtruje na vákuových bubnových filtroch, v ktorých sa zbavuje vody na úroveň 14–16 % H<sub>2</sub>O. Nemagnetický podiel sa dávkuje kalovými čerpadlami na odkalisko.

Odfiltrovaný koncentrát sa z úpravne dopravuje na peletizáciu. Postup výroby vysokopecných peliet zahŕňa zbalovanie koncentráta, sušenie tzv. zbalčiek, predohrev, vypaľovanie a chladenie. Koncentrát sa zbaluje v zbalovacích bubnoch. Zbalčky sa po triedení na valčekových triedičoch dopravujú na tepelnú úpravu, surové sa sušia a predohrievajú v rošte Lepoll, z neho postupujú do rotačných pecí, kde sa vypaľujú pri teplote 1250–1300 °C. Vo vypaľovacích zbalčkoch prebieha premena magnetitu na hematit.

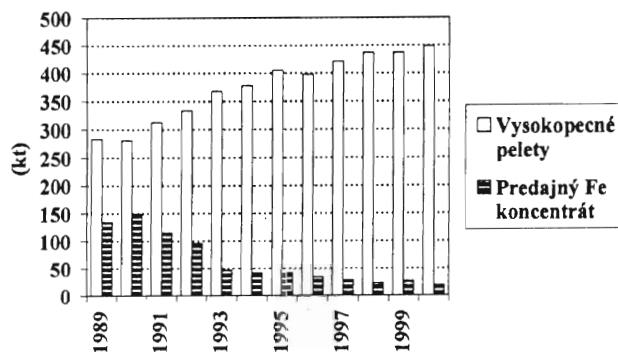
Vypálené pelety z rotačných pecí sa sklom dopravujú do bubnového chladiča a tam sa v protiprúde nasávaním vonkajšieho vzduchu ochladzujú na 110 °C. Pás pod chladičom dopravuje pelety nad expedičné zásobníky, kde je vibračné sito. Podsitný podiel (5 mm) prepadáva do zásobníka a vyváža sa nákladnými autami. Podsitný produkt sa zmieša s koncentrátom z úpravne a vedno s ním tvorí tzv. predajný Fe koncentrát. Nadsitné pelety sa hromadia v zásobníkoch, z nich sa naplňujú železničné vozne a posielajú odberateľom (Mihók, 1997).

Priemerný obsah parametrov vsádzky, vysokopecných peliet a predajného Fe koncentráta:

– vsádzka: 31,0 % Fe, 2,05 % Mn, 10,5 % SiO<sub>2</sub>, 3,6 % CaO, 4,9 % MgO, 1,9 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,6 % S, 0,12 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,06 % As

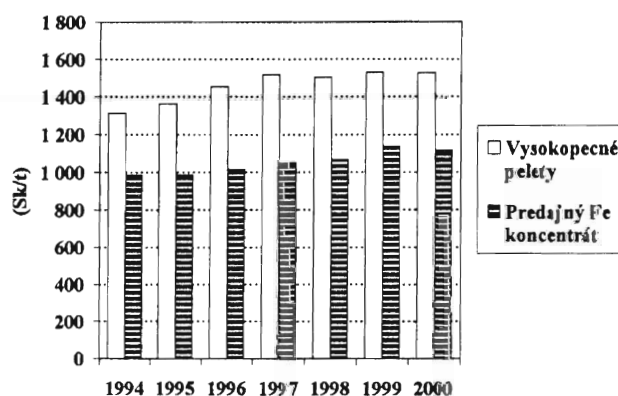
– pelety: 56,0 % Fe, 3,55 % Mn, 4,7 % SiO<sub>2</sub>, 1,7 % CaO, 6,7 % MgO, 1,35 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,05 % S, 0,15 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,045 % As

– predajný Fe koncentrát: 55,5 % Fe, 3,5 % Mn, 4,75 % SiO<sub>2</sub>, 1,7 % CaO, 6,65 % MgO, 1,4 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,05 % S, 0,15 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,04 % As.



Obr. 6. Výroba OZ Siderit Nižná Slaná v rokoch 1989–2000.

Fig. 6. OZ Siderit Nižná Slaná plant production in 1989–2000.



Obr. 7. Predajná cena výrobkov závodu v rokoch 1994–2000.

Fig. 7. Selling price of the plant products in 1994–2000.

### Zásoby ložísk

Pri podrobnom prieskume sa v ložiskovej časti Mano overila priemyselná rudná zásoba nad XII. a v časti Gabriela nad XI. obzorom. V rokoch 1994–1995 sa overila a otvorila geologická zásoba časti Gabriela nad úrovňou XII. obzoru. Ložisko sideritu v Kobeliarove je otvorené prekopom vyrazeným ako pokračovanie dedičnej štôlne Mano VI smerom na Z na úrovni VI. obzoru. Druhým otvárkovým banským dielom je úpadnica 2 z povrchu pod úroveň V. obzoru. Podrobný prieskum je skončený nad VI. obzorom.

V roku 1993 sa v nižnoslanskom závode preklasifikovala a vypočítala geologická zásoba dobývaného ložiska

Mano-Gabriela a Kobeliarovo so stavom k 1. januáru 1994. Zásoba metasomatického sideritu ložiska Mano-Gabriela i Kobeliarovo sa vyrátala metódou geologických blokov, pričom sa vychádzalo z horizontálneho rezu ložiskovej polohy v dvoch rozličných nadmorských výškach. Podklady horizontov pod XII. a VI. obzorom sú spracované na základe predbežného vrtného prieskumu (Záverečná správa a výpočet zásob, 1994).

Geologické zásoby (v kt) tvorí nasledujúce množstvo v kategórii Z-1 (overené), Z-2 (pravdepodobné) a Z-3 (predpokladané):

a obsah Fe v bloku väčší ako 23 %, musí byť súčin hrúbky a obsahu Fe väčší ako 69.

- Minimálny obsah do vsádzky je 31 % Fe pri znečistení 8 %.

2. *nebilančné zásoby:*

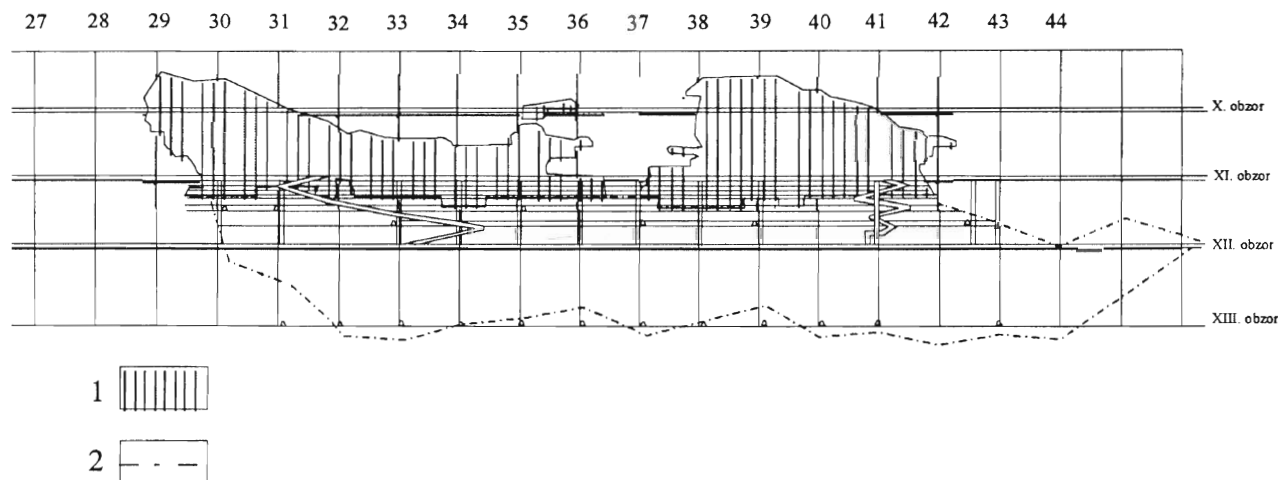
- Patria tam bloky zásoby, ktoré nebolo možno zaradiť do bilančnej zásoby (výron  $\text{SO}_2$ , možnosť vzniku samovznietenia).

- Minimálny priemerný obsah úžitkovej zložky v ložisku, skupine blokov, okrajovom diele a v okrajovej vzorke je pod 23–28 % Fe.

Tab. 1

Zásoba Fe rudy ložiska Mano-Gabriela a Kobeliarovo v kt (Bilancia zásob výhradných ložísk SR, stav k 1. 1. 2000)  
Iron ore reserve in Mano-Gabriela and Kobeliarovo deposit in kt (Bilancia zásob výhradných ložísk SR, stav k 1. 1. 2000)

| Bilančné zásoby |                |              |                |              |                | Nebilančné<br>zásoby | Zásoby<br>spolu | Úbytok zásob<br>ťažbou | zásob<br>stratami | Kvalita bilančných<br>zásob |       |
|-----------------|----------------|--------------|----------------|--------------|----------------|----------------------|-----------------|------------------------|-------------------|-----------------------------|-------|
| Z-1<br>voľné    | Z-2<br>viazané | Z-2<br>voľné | Z-2<br>viazané | Z-3<br>voľné | Z-3<br>viazané |                      |                 |                        |                   | Fe                          | Mn    |
| 13 242          | 0              | 11 132       | 0              | 2413         | 0              | 1250                 | 28 037          | 891                    | 362               | 33,84 %                     | 2,2 % |



Obr. 8. Bloky zásob ložiska Mano-Gabriela. 1 – vyťažená, 2 – geologicky overená zásoba.

Fig. 8. Blocks of reserve in Mano-Gabriela deposit. 1 – exploited reserve, 2 – identified geologic reserve.

Podmienky využiteľnosti zásob ložiska, podľa ktorých sa vypočítala ich bilančná a nebilančná časť, sa stanovili takto:

1. *bilančné zásoby:*

- Minimálny priemerný obsah úžitkovej zložky v ložisku je 27,9 % Fe, v skupine blokov 27,0 % Fe, v okrajovom diele 27,0 % Fe a v okrajovej vzorke 23 % Fe.

- Maximálny obsah As v skupine blokov alebo v ložiskovom telese je 0,03 % As.

- Maximálna hrúbka horninovej vložky v bloku započítateľnej do zásoby je 3 m.

- Minimálna hrúbka ložiska na okraji bloku je 2 m a minimálna priemerná hrúbka bloku 3 m.

- Ak je priemerná hrúbka v bloku menšia ako 3 m a obsah Fe vyšší ako 27 %, musí byť súčin hrúbky a obsahu Fe väčší ako 81.

- Ak je priemerná hrúbka v bloku menšia ako 3 m

Takto určené PVZ ložísk na jednovariantný výpočet zásoby neprihliadajú na závislosť medzi statickými parametrami (zásoba, priemerný obsah a medzný obsah) a to zneumožňuje stanoviť závislosť medzi týmito parametrami a cenou ložiska, určiť maximálnu cenu ložiska a optimálne ohraničiť bilančné ( $x_{0B}$ ,  $x_B$ ,  $Z_B$ ,  $x_{0Bmax}$ ,  $x_{Bmax}$ ,  $Z_{Bmax}$ ) a nebilančné ( $x_{0N}$ ,  $x_N$ ,  $Z_N$ ) zásoby ložiska.

Druhým nedostatkom PVZ je určenie jednej hodnoty okrajovej vzorky (medzného obsahu  $x_0$ ) pre bilančné a nebilančné zásoby. Dôsledkom takéhoto prístupu je zvyšovanie zásoby a znižovanie priemernej kvality s negatívnym vplyvom na cenu ložiska, bilančnosť a nebilančnosť zásoby.

Ďalším nedostatkom je možnosť zaradiť chudobnejšie bloky do zásoby s kvalitnejšími blokmi, čo môže znížiť cenu ložiska znižovaním priemernej kvality bilančnej zásoby  $x_B$ , (Rybár et al., 2000).

### Náklady, investície a ich zdroje

Investície vynaložené v hodnotenom období smerovali viac-menej do troch skupín významných inovačných akcií, pri ktorých išlo o rešpektovanie nových legislatívnych požiadaviek, nové nároky na hygienu práce, racionalizáciu a rast výkonových parametrov. Investičné zámery nižnoslanského závodu sú: 1. stavba OŽP Nižná Slaná, 2. modernizácia závodu v Nižnej Slanej, 3. každoročné drobné investície v rámci geologickoprieskumných prác, stroje a zariadenia nezahrňané do rozpočtu a pod.

Geologickoprieskumné práce (GPP), stroje a zariadenia nezahrňané do rozpočtu (v tab. SZNR) a pod. sú každodenným organickým sprievodcom výrobného procesu v závode. Stavby súvisiace s ochranou životného prostredia (OŽP a modernizácia závodu) boli samy osebe ucelenými investičnými akciami a sledovali konkrétny ekonomický a legislatívny cieľ. Stavba OŽP, zameraná na neutralizáciu vôd a odprášenie rotačných pecí, napriek vysokým nákladom (okolo 126 miliónov Sk) nepriniesla očakávaný výsledok, ba technológia tkaninových filtrov v nižnoslanských podmienkach sa ukázala ako vonkoncom neprijateľná. Modernizácia závodu bola druhou významnou akciou. Začala sa v závere roka 1995 a niektoré jej časti nie sú úplne dokončené.

Napriek nezmeneným cenám za vlastné výrobky, ba aj všeobecnému rastu nákladov (tab. 2) prínos z realizácie investícií eliminoval možný katastrofický scenár existencie resp. likvidácie závodu (Bolaček, 1999).

Tab. 2  
Niektoré položky tvorby hospodárskeho výsledku za roky 1993–1999  
v miliónoch Sk (Bolaček, 1999)  
Some items of economic result formation in 1993–1999  
(mil. Sk) (Bolaček, 1999)

|             | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
|-------------|------|------|------|------|------|------|------|
| Náklady     | 512  | 532  | 581  | 621  | 650  | 656  | 696  |
| Výnosy      | 529  | 560  | 598  | 641  | 688  | 704  | 765  |
| Zisk/strata | 17   | 28   | 17   | 20   | 38   | 48   | 61   |

Tab. 3 naznačuje, že napriek zložitému súčasnému ekonomickému vývoju spoločnosti, nekoncepčnosti a absencii smerodajného programu sanácie banského podnikania, osobitne v ťažbe rúd a úprave kovov, je ešte istá možnosť investovať, ale aj splácať úvery. V rokoch 1993–1998 bola hodnota investícií 307,1 miliónov Sk, podiel cudzieho kapitálu neprekračoval 40 % a celkové zdroje predstavovali vyše 316 miliónov Sk (Bolaček, 1999).

Tab. 3  
Investície a zdroje v rokoch 1993–1999 v miliónoch Sk (Bolaček, 1999)  
Investments and their sources in 1993–1999 (mil. Sk) (Bolaček, 1999)

|            | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997  | 1998 | 1999 |
|------------|------|------|------|------|-------|------|------|
| Investície | 28,2 | 10,3 | 3,4  | 63,5 | 109,3 | 11,8 | 31   |
| SZNR       | 3,6  | 11,2 | 7,2  | 2,9  | 9,1   | 1,9  |      |
| Odpisy     | 15,1 | 13,7 | 16,3 | 20,9 | 28,7  | 38,3 | 37   |

Nedostupné – vysokými úrokmi a kurzovými stratami zaťažené – domáce aj zahraničné bankové úvery už v tomto období neumožňujú ani len priamu reprodukčnú náhradu za už odpísané a technicky zastarané strojno-technologické zariadenia.

Priaznivé hospodárske výsledky z prevádzkovej činnosti sú stále viac znižované nákladmi na finančné operácie. Vysoké úrokové sadzby, kurzové rozdiely, faktoringové poplatky a pod. čoraz viac negatívne vplyvajú na konečný výsledok hospodárenia, prezentovaný cez hospodársky výsledok. Aj v OZ treba stále častejšie a intenzívnejšie hľadať aj iné zdroje príjmu, ako je samo banské podnikanie (napr. prostredníctvom tovaru a služieb), aby bol výsledok napokon prijateľný (Bolaček, 1999).

### Výpočet čistej súčasnej hodnoty ložísk v Nižnej Slanej

Podklady na ekonomickú kalkuláciu sú prevzaté z hospodárskeho rozboru Želba, a. s., OZ Siderit Nižná Slaná (tab. 2 a 3). Na ich základe sa urobil výpočet v tabulkovej forme (tab. 4 až 7), pri ktorom sa sledujú náklady (N), výnosy (V), hospodársky výsledok (zisk; HV) zložkami výpočtu čistej súčasnej hodnoty za roky 1998–2010. Náklady, výnosy a ďalšie zložky výpočtu čistej súčasnej hodnoty na roky 2001–2010 sa odhadli na základe novej koncepcie výrobnej a hospodárskej činnosti závodu Nižná Slaná na roky 2002–2010.

Náklady, výnosy a investície sa odhadli podľa plánu ťažby Fe rúd a výroby Fe peliet v rokoch 2002–2010. Overená bilančná zásoba ložiska Mano-Gabriela a Kobeliarovo dáva predpoklad na ťažbu do roku 2006. Hlavnou úlohou je začať prehlbovať jamu Gabriela, čím by sa predĺžila životnosť závodu na ďalších 15 rokov pri ročnej ťažbe 1000–1020 kt rudy, a to v závislosti od životnosti kobeliarovského ložiska (Lukáč et al., 2000). Objem výroby vysokopepných peliet a predajného Fe koncentráту by mal byť 450–500 kt ročne.

Úrokové sadzby predstavujú nominálnu hodnotu úrokových sadzieb štátnych dlhopisov (od 0,08 do 0,24) predávaných na Burze cenných papierov SR alebo komerčnými bankami.

Postup výpočtu čistej súčasnej hodnoty:

Vypočíta sa hrubý hospodársky výsledok (zisk) pred zdanením ( $HV_{predz}$ ) ako rozdiel výnosov (V) a nákladov (N),  $HV_{predz} = V - N$ .

Ďalej sa vypočíta zisk po zdanení ( $HV_{poz}$ ), pričom daň predstavuje 40 % zo zisku,  $HV_{poz} = HV_{predz} \cdot 0,4$ .

Ročné čisté peňažné príjmy (NCF) sa počítajú zo zisku po zdanení a odpisov,  $NCF = HV_{poz} + O$ .

Diskontný faktor  $q^n$  sa vypočíta zo vzťahu  $q^n = 1 \cdot (1 + i)^{-n}$ , pričom reálna úroková sadzba  $i = 0,08, 0,10, 0,12, 0,14, 0,16, 0,18, 0,20, 0,22, 0,24$ .

Pomocou diskontného faktora sa vypočítal diskontovaný ročný čistý príjem (DNCF),  $DNCF = NCF \cdot q^n$ .

Na základe diskontovaného čistého príjmu (DNCF) a investícií (I) sa spočíta kumulatívny diskontovaný čistý príjem (KDNCF),

$$KDNCF_{1998} = DNCF_{1998} - I_{1998},$$

$$KDNCF_{1999} = KDNCF_{1998} + DNCF_{1999} - I_{1999}, \dots$$

Tab. 4

Položky výpočtu ročného čistého príjmu a vypočítaný ročný čistý príjem na roky 1998–2010  
Items of net cash flows and calculated net cash flows for 1998–2010

| Roky | Výnosy<br>V | Náklady<br>N | Odpisy<br>O | Zisk<br>(HV <sub>predz</sub> ) | Daň | Zisk<br>(HV <sub>poz</sub> ) | Ročný čistý príjem<br>NCF | Investície<br>I |
|------|-------------|--------------|-------------|--------------------------------|-----|------------------------------|---------------------------|-----------------|
| 1998 | 704         | 656          | 36          | 48                             | 19  | 29                           | 65                        | 15              |
| 1999 | 765         | 696          | 37          | 69                             | 28  | 41                           | 78                        | 31              |
| 2000 | 760         | 720          | 42          | 40                             | 12  | 28                           | 70                        | 31              |
| 2001 | 825         | 738          | 42          | 87                             | 25  | 62                           | 104                       | 90              |
| 2002 | 832         | 869          | 42          | -37                            | 0   | -37                          | 5                         | 108             |
| 2003 | 874         | 919          | 50          | -45                            | 0   | -45                          | 5                         | 80              |
| 2004 | 918         | 984          | 71          | -66                            | 0   | -66                          | 5                         | 17              |
| 2005 | 964         | 1029         | 71          | -65                            | 0   | -65                          | 6                         | 19              |
| 2006 | 964         | 1009         | 71          | -45                            | 0   | -45                          | 26                        | 15              |
| 2007 | 964         | 994          | 71          | -30                            | 0   | -30                          | 41                        | 15              |
| 2008 | 964         | 979          | 71          | -15                            | 0   | -15                          | 56                        | 15              |
| 2009 | 964         | 964          | 71          | 0                              | 0   | 0                            | 71                        | 15              |
| 2010 | 964         | 949          | 71          | 15                             | 4   | 11                           | 82                        | 15              |

Tab. 5

Vypočítaný diskontný faktor, diskontovaný ročný čistý príjem a kumulatívny diskontovaný čistý príjem na roky 1998–2010  
Calculated discount factors, discounted net cash flows and cumulative discounted net cash flows for 1998–2010

| Roky | Diskontný faktor<br>q <sup>n</sup> |       |       |       |       |       |       |       | Diskontovaný ročný čistý príjem<br>DNCF |     |      |      |      |      |     |      |      |
|------|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------------------------------|-----|------|------|------|------|-----|------|------|
|      | 0,08                               | 0,1   | 0,12  | 0,14  | 0,16  | 0,18  | 0,2   | 0,22  | 0,08                                    | 0,1 | 0,12 | 0,14 | 0,16 | 0,18 | 0,2 | 0,22 | 0,24 |
| 1998 | 0,926                              | 0,909 | 0,893 | 0,877 | 0,862 | 0,847 | 0,833 | 0,820 | 0,806                                   | 60  | 59   | 58   | 57   | 56   | 55  | 54   | 53   |
| 1999 | 0,857                              | 0,826 | 0,797 | 0,769 | 0,743 | 0,718 | 0,694 | 0,672 | 0,650                                   | 67  | 65   | 63   | 60   | 58   | 56  | 54   | 53   |
| 2000 | 0,794                              | 0,751 | 0,712 | 0,675 | 0,641 | 0,609 | 0,579 | 0,551 | 0,524                                   | 56  | 53   | 50   | 48   | 45   | 43  | 41   | 39   |
| 2001 | 0,735                              | 0,683 | 0,636 | 0,592 | 0,552 | 0,516 | 0,482 | 0,451 | 0,423                                   | 76  | 71   | 66   | 61   | 57   | 54  | 50   | 47   |
| 2002 | 0,681                              | 0,621 | 0,567 | 0,519 | 0,476 | 0,437 | 0,402 | 0,370 | 0,341                                   | 3   | 3    | 3    | 3    | 2    | 2   | 2    | 2    |
| 2003 | 0,630                              | 0,564 | 0,507 | 0,456 | 0,410 | 0,370 | 0,335 | 0,303 | 0,275                                   | 3   | 3    | 3    | 2    | 2    | 2   | 2    | 1    |
| 2004 | 0,583                              | 0,513 | 0,452 | 0,400 | 0,354 | 0,314 | 0,279 | 0,249 | 0,222                                   | 3   | 3    | 2    | 2    | 2    | 1   | 1    | 1    |
| 2005 | 0,540                              | 0,467 | 0,404 | 0,351 | 0,305 | 0,266 | 0,233 | 0,204 | 0,179                                   | 3   | 3    | 2    | 2    | 2    | 1   | 1    | 1    |
| 2006 | 0,500                              | 0,424 | 0,361 | 0,308 | 0,263 | 0,225 | 0,194 | 0,167 | 0,144                                   | 13  | 11   | 9    | 8    | 7    | 6   | 5    | 4    |
| 2007 | 0,463                              | 0,386 | 0,322 | 0,270 | 0,227 | 0,191 | 0,162 | 0,137 | 0,116                                   | 19  | 16   | 13   | 11   | 9    | 8   | 7    | 6    |
| 2008 | 0,429                              | 0,350 | 0,287 | 0,237 | 0,195 | 0,162 | 0,135 | 0,112 | 0,094                                   | 24  | 20   | 16   | 13   | 11   | 9   | 8    | 6    |
| 2009 | 0,397                              | 0,319 | 0,257 | 0,208 | 0,168 | 0,137 | 0,112 | 0,092 | 0,076                                   | 28  | 23   | 18   | 15   | 12   | 10  | 8    | 7    |
| 2010 | 0,368                              | 0,290 | 0,229 | 0,182 | 0,145 | 0,116 | 0,093 | 0,075 | 0,061                                   | 30  | 24   | 19   | 15   | 12   | 9   | 8    | 6    |

Tab. 6

Vypočítaný kumulatívny diskontovaný čistý príjem pre 1998–2010  
Calculated cumulative discounted net cash flows for 1998–2010

| Roky | Kumulatívny diskontovaný čistý príjem<br>KNCF |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|-----------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|      | 0,08                                          | 0,1  | 0,12 | 0,14 | 0,16 | 0,18 | 0,2  | 0,22 | 0,24 |
| 1998 | 45                                            | 44   | 43   | 42   | 41   | 40   | 39   | 38   | 37   |
| 1999 | 81                                            | 78   | 74   | 71   | 68   | 65   | 62   | 60   | 57   |
| 2000 | 47                                            | 41   | 34   | 29   | 23   | 18   | 13   | 9    | 4    |
| 2001 | 33                                            | 21   | 10   | 0    | -9   | -18  | -27  | -35  | -42  |
| 2002 | -71                                           | -83  | -95  | -105 | -115 | -124 | -133 | -141 | -148 |
| 2003 | -148                                          | -161 | -172 | -183 | -193 | -202 | -211 | -219 | -227 |
| 2004 | -162                                          | -175 | -187 | -198 | -208 | -218 | -227 | -235 | -243 |
| 2005 | -178                                          | -191 | -204 | -215 | -225 | -235 | -244 | -253 | -261 |
| 2006 | -180                                          | -195 | -209 | -222 | -234 | -244 | -254 | -263 | -272 |
| 2007 | -176                                          | -194 | -211 | -226 | -239 | -252 | -263 | -273 | -282 |
| 2008 | -167                                          | -190 | -210 | -228 | -243 | -257 | -270 | -282 | -292 |
| 2009 | -154                                          | -182 | -207 | -228 | -246 | -263 | -277 | -290 | -302 |
| 2010 | -139                                          | -174 | -203 | -228 | -250 | -268 | -285 | -299 | -312 |

$$KDNCF_n = KDNCF_{n-1} + DNCF_n - I_n$$

Vypočítané hodnoty sa berú do úvahy v tabuľkách 4, 5 a 6 (v miliónoch Sk).

Z tabuliek vyplýva, že čistá súčasná hodnota na úrokové sadzby je (pozri tab. 7):

Všetky vypočítané hodnoty NPV sú pri zvolených úrokových mierach (tab. 7) záporné. Pozitívna čistá súčasná hodnota by sa dosiahla pri 2 % úrokovej miere. Výsledky naznačujú, že by sa vložené investície do roku 2010 nevrátili ani pri najnižšej možnej úrokovej miere.

Vývoj hospodárskej činnosti podniku bol priaznivý do roku 1998 až 1999. Vidno to aj z hospodárskeho výsledku (tab. 4) a prejavuje sa aj pri kumulovaných diskontovaných čistých príjmoch. Kladný ekonomický vývoj narušilo radikálne zvýšenie ceny zemného plynu v rokoch 2000 až 2001. Dôsledkom bol rast energetickej náročnosti výroby vysokopevných peliet a predajného Fe koncentráta, ktorú predajná cena týchto výrobkov nepokrýva.



Tab. 7

Vypočítaná čistá súčasná hodnota na rozličné úrokové sadzby  
Calculated net present value for different interest rates

| Úroková sadzba (i) | Čistá súčasná hodnota (NPV)<br>milióny SK |
|--------------------|-------------------------------------------|
| 0,08               | -138,7                                    |
| 0,1                | -173,5                                    |
| 0,12               | -202,9                                    |
| 0,14               | -228,0                                    |
| 0,16               | -249,5                                    |
| 0,18               | -268,2                                    |
| 0,2                | -284,5                                    |
| 0,22               | -298,8                                    |
| 0,24               | -311,5                                    |

Celkové investície na inováciu technológie prekračujú možnosti podniku, preto je nevyhnutné získať cudzie finančné zdroje a to alebo od štátu, alebo od súkromného podnikateľského subjektu (podnikateľských subjektov). V tejto ekonomickej situácii podnik požiadal o štátnu pomoc Ministerstvo hospodárstva SR na zavedenie novej technológie s nižšou spotrebou energie na výrobu. V žiadosti doložil aj spôsob financovania a návratnosť zdrojov. Vedenie podniku popri finančno-ekonomických výpočtoch vzalo do úvahy aj predpokladanú štátnu investíciu a dospelo k záveru, že vstup štátu do inovácie by umožnil ťažbu a spracúvanie sideritovej rudy v Nižnej Slanej tak, že by sa kladný hospodársky výsledok dosiahol už v roku 2006 až 2007.

### Záver

Na zistenie ekonomickej výnosnosti využívania ložísk v Nižnej Slanej sa zvolila metóda čistej súčasnej hodnoty. Na výpočet sa uviedli hodnoty investícií, ročného čistého príjmu (NCF), diskontného faktora ( $q^n$ ) pri rozličnej úrokovej sadzbe ( $i$ ), diskontovaného ročného a kumulatívneho čistého príjmu (DNCF a KDNCF).

Na základe plánu výrobného a hospodárskej činnosti OZ Siderit Nižná Slaná na roky 2002–2010 sa získali zložky hospodárenia, ktoré zahŕňajú výšku výnosov, nákladov, ročných odpisov a predpokladaných investícií na dosiahnutie hospodárskeho výsledku v období 2002–2010.

Výsledné hodnoty pre metódu čistej súčasnej hodnoty zohľadňujú, že pri daných ročných nákladoch, odpisoch, investíciách, ako aj úrokových mierach do roku 2010 nemožno dosiahnuť kladné výsledky čistej súčasnej hodnoty ani pri najnižšom stanovenom úroku. Z toho rezultuje, že vlastné zdroje financovania závodu v Nižnej Slanej nestačia na dosiahnutie ekonomickej efektívnosti ťažby a spracúvania sideritovej rudy, a preto musí podnik hľadať ďalšie finančné zdroje.

Vedenie závodu požiadalo Ministerstvo hospodárstva SR o štátnu pomoc. Žiadosť doložilo aj svojou predstavou o budúcom vývoji ekonomickej situácie so zreteľom na vstup štátnych investícií do technológie spracúvania vysokopečných peliet, ktoré by radikálne znížili energetickú náročnosť výroby, t. j. zvýšili mieru zisku. Štát ako podnikateľský subjekt by mal z hľadiska štátnej suro-

vinovej (cena výrobkov, krytie domácej potreby, obchod atď.), sociálnej (zamestnanosť, podpora, kriminalita) i fiskálnej politiky zvážiť, či sa oplatí vložiť finančné prostriedky do novej technológie.

**Podakovanie.** Za poskytnutie vstupných údajov a odborné konzultácie o hospodárskej činnosti závodu Želba, a. s., OZ Siderit Nižná Slaná ďakujem Ing. O. Bolačkovi a za odborné konzultácie z oceňovania ložísk nerastných surovín Ing. M. Trégerovi, CSc., z regionálneho centra ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi.

### Literatúra

- Blištan, P., 1999: Možnosti aplikácie geografických systémov pri spracovaní dát na ložisku Nižná Slaná-Kobeliarovo. [Dizertačná práca.] Košice. TU FBERG. 95 s.
- Bolaček, O., 1999: Investície a ich zdroje za roky 1993–1999. Manuscript. Archiv Želba, a. s., OZ Siderit Nižná Slaná. 3 s.
- Cehlár, M., 1998: Posúdenie ekonomickej efektívnosti banskej činnosti [Autoreferát dizertačnej práce.] Košice. TU FBERG. 19 s.
- Grečula, P., Abonyi, Á., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnčík, E., Ďuda, R., Gargulák, M., Gazdačko, L., Hudaček, J., Kobulský, J., Lörincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rozložník, L., Rozložník, O., Varček, C. & Zlocha, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. Bratislava. Geocomplex. 834 s.
- Leščišin, J., 1998: Finančné trhy. Košice, Media Group, v. o. s. 189 s.
- Lukáč, S. & Oravec, D., 2000: Súčasný stav a perspektíva závodu Želba, a. s., OZ Siderit Nižná Slaná. In: Zbor z konferencie Aktuálne problémy baníctva a geológie. Demänovská dolina 12.–13. 10. 2000. s. 196–201
- Mihók, J., 1997: Banská-úpravárenský závod Siderit Nižná Slaná. Acta Montanistica Slovaca, 2, 2. s. 125–136.
- Rybár, P. & Cehlár, M. et al., 1991: Hodnotenie ekonomickej efektívnosti ťažby a spracovania nerastných surovín v podmienkach trhovej ekonomiky. [Čiastková správa grantovej výskumnej úlohy.] Archiv Katedry dobývania ložísk a geotechnológií FBERG TU Košice.
- Rybár, P. & Cehlár, M. et al., 1992: Hodnotenie ekonomickej efektívnosti ťažby a spracovania nerastných surovín v podmienkach trhovej ekonomiky [Čiastková správa grantovej výskumnej úlohy 1/990464/92.] Archiv Katedry dobývania ložísk a geotechnológií FBERG TU Košice.
- Rybár, P. & Cehlár, M., 1997: Oceňovanie ložísk a posudzovanie investícií v baníctve. Učebné texty. Manuscript. Archiv Katedry dobývania ložísk a geotechnológií FBERG TU Košice. 150 s.
- Rybár, P., Cehlár, M. & Tréger, M., 2000: Oceňovanie ložísk nerastných surovín. Košice, Štroffek. 136 s.
- Tréger, M. & Baláž, P., 1999a: Geologicko-ekonomické hodnotenie ložísk a výskytov zlata na Slovensku. Príspevky z konferencie Zlato na Slovensku. Banská Štiavnica 15.–18. júna 1999. Mineralia Slov., 31. s. 187–192.
- Tréger, M. & Baláž, P., 1999b: Nerastné bohatstvo Slovenska, problémy jeho klasifikácie a oceňovania. Acta Montanistica Slovaca, 4, 2. s. 89–100.
- Tréger, M. & Baláž, P., 1999c: Surovinová politika a legislatívne problémy správy, ochrany a racionálneho využívania nerastného bohatstva Slovenskej republiky. In: Zbor Surovinová a energetická politika Slovenskej republiky. Hotel Repiská, Demänovská Dolina. s. 139–145.
- Vlachynský, K., 1993: Čo by mal vedieť podnikateľ o financiách. Bratislava. Firma a Trh. 96 s.
- Wellmer, F. W., 1998: Economic evaluation in exploration. Springer Verlag. 180 p.
- Záverečná správa a výpočet zásob podľa nových podmienok využiteľnosti na ložiskách Mano-Gabriela a Kobeliarovo. Želba, a. s., OZ Siderit Nižná Slaná, 1994. 26 s.
- Rozbor hospodárskej činnosti závodu Želba, a. s., OZ Siderit Nižná Slaná za roky 1996–2000.

## SÚHRNNÝ REFERÁT

### Čo vieme o vývoji podnebia na Zemi? Projekt Visegrádskeho fondu Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth

JOZEF MICHALÍK

Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 19. 9. 2001, revidovaná verzia doručená 29. 5. 2002)

**What do we know on the Earth climate development? A Project of the Visegrád Foundation Warning against abrupt climate (greenhouse) changes as followed from geological knowledge of the Earth**

Despite of its incompleteness and occasional problems with interpretations, the geological record yields reliable data on the Earth climate evolution. Many arguments indicate close relationships between orbital controlling factors, endogene (volcanism, orogenesis), and exogene systems (oceans, terrigenous ecosystems and the global climatic system). Contemporary climate is the product of long-termed activity of these components, which must be included in prognoses of future development. The article stress primary importance of the paleoclimatologic study in interpretations of Recent climatic trends.

**Key words:** paleoclimate evolution, oceanographic regimes, global warming

#### Úvod

V júli 2001 sa začal plniť Projekt IVF 45-2001 Visegrádskeho fondu, ktorý združuje geológov desiatich vedeckých inštitúcií všetkých štyroch „visegrádskeho“ krajín. Jeho cieľom je na základe geologických a paleoklimatologických poznatkov získaných štúdiom horninového záznamu a rekonštrukcie dávnych náhlych a extrémnych udalostí v dlhodobom vývoji podnebia na území strednej Európy hodnotiť reálnosť a dosah hrozby klimatického zvratu.

15.–18. septembra 2001 sa v Starej Lesnej konalo pracovné stretnutie projektu, na ktorom zástupcovia riešiteľských organizácií zhodnotili rozsah a úroveň doterajších poznatkov a perspektívy ďalšej práce. Rok výskumu, ktorý má projekt pred sebou, isto nebude stačiť na vyriešenie problematiky, ale je dobrou príležitosťou na prípravu reálnych podkladov na objektívne posúdenie a hodnotenie viacerých pálčivých otázok súvisiacich s budúcim osudom životného prostredia našich krajín.

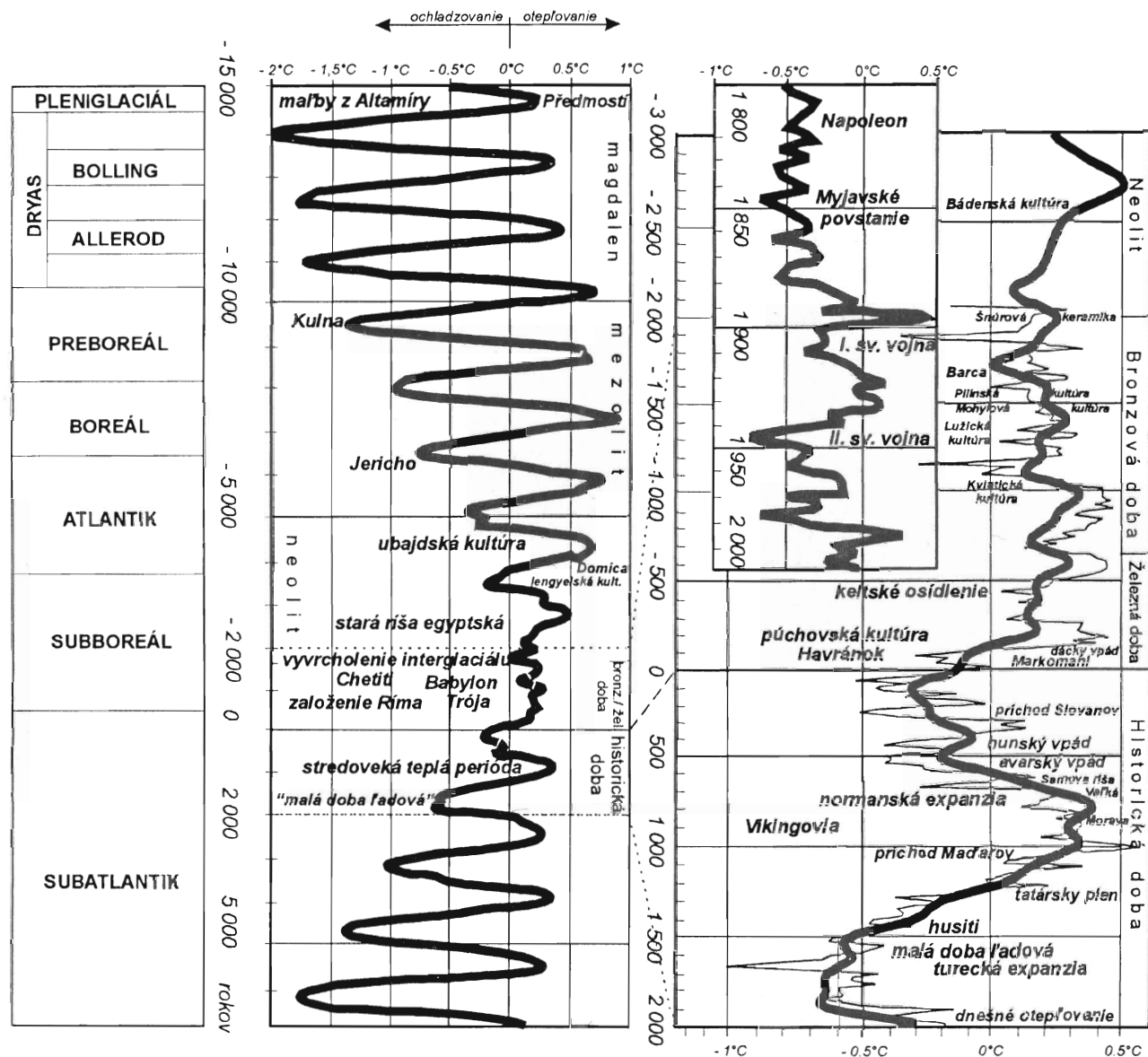
#### Stav problematiky

Podľa oceánografických pozorovaní (Van de Plassche et al., 1988) hladina svetových oceánov už temer tristo rokov každoročne stúpa o jeden milimeter. V dvadsiatom storočí sa (napr. v Kalifornskom zálive; Wienheimer et al., 1999) zvyražňovalo vrstevité usporiadanie rozlične teplej (a tým aj nerovnako hustej) vodnej masy, čo bráni

výstupu chladnej hlbinej vode (obsahujúcej rozpustené živiny) k hladine, a tak klesá množstvo organizmov žijúcich v teplej povrchovej vrstve vody pri hladine (Herguera a Berger, 1991). Pred dôsledkami takéhoto vývoja varuje priemysel spracujúci stále menšie úlovky rybníkov. Sledovanie izotopov uhlíka indikuje, že morskou vodou stále viac preniká oxid uhličitý, uvoľňovaný z priemyslových exhalátov (Beveridge a Shackleton, 1994).

Sledovaná téma prerástla rámec vedeckej diskusie a stala sa predmetom katastrofických vízií v bulvárnej tlači. Zem údajne čaká skorá apokalypsa, speje do záhuby, celá zanikne v doteraz nepoznanom horúcom pekle, porovnateľnom iba s pomermi na Venuši, a pod morskými vlnami vzdutými roztopenými polárnymi ľadovcami, pretože odveký pokoj a rovnováha prírodných podmienok, ktorá tu bola „odnepamäti“, boli porušené. „Nikdy“ ešte nebolo toľko záplav, zemetrasení, požiarov, sopečných výbuchov a to všetko je vraj predzvesťou blížaceho sa konca.

V hluku poplašných správ tohto druhu si málokto všimá pozorovania vyúsťujúce do úplne opačných záverov. Napr. v Antarktíde sa našli (Baroni a Orombelli, 1994) opustené kolónie tučniakov na odľahlých miestach, ktoré tieto vtáky už dávno nenavštevujú. Sú nerovnako staré: od trinásťtisíc rokov po niekoľko storočí. Najhustejšie osídlenie bolo pred tromi-štyrmi tisícročiami, odvtedy stále redne a opustené hniezdiská pokrýva hrubnúci ľad. Aj analýza izotopov kyslíka zo severných polárnych morí potvrdzuje, že boli pred niekoľkými tisícročiami o 6 °C teplejšie ako dnes a navyše sa postupne ochladzujú ďalej



Obr. 1. Paleoklimatická chronológia znázorňujúca zákonitú zmenu podnebia počas najmladšej časti geologického záznamu. Súčasná civilizácia sa zrýchlila v období klimatického optima – vyvrcholenie práve prebiehajúcej medziladovej doby pred dvomi tisícami rokov. Významné udalosti v ľudskej histórii (sťahovanie národov a pod.) boli do značnej miery podmienené klimatickými výkyvmi.

Fig. 1. Paleoclimatic chronology illustrating causal climate changes during youngest part of the geological record. Contemporaneous civilisation accelerated during the climatic optimum – peak of the recent interglacial two thousand years ago. Important events in human history (nations migration etc.) were substantially conditioned by climatic fluctuations.

a sú skôr na ceste ku glaciálu ako k otepľovaniu (Koc a Jansen, 1994). Čelá ľadovcov v arktickej Kanade (Nunavut, England et al., 2000) za ostatné tisícročie dokonca už postúpili.

#### Zákonitosti vývoja podnebia

Aká je teda pravda? Bolo by, prirodzene, ľahkovážne pochybovať o tom, že ľudstvo ničí svoje prírodné prostredie, mení krásne scenérie na zapáchajúce smetiská, znečisťuje zem, vodu aj atmosféru a že dokáže zmeniť

kvitnúce krajiny na neobývateľné pustatiny. Na druhej strane ani zveličovanie faktom na vierohodnosti nepridá, ba môže diskreditovať i cenné a naliehavé posolstvá. Skúsme teda reálne zhodnotiť, čo sa to vlastne s našim podnebiem deje.

Predovšetkým si treba uvedomiť, že príroda okolo nás sa ustavične mení, je hnaná mohutnými silami prírodných živlov. Dnešný – nás azda znepokojujúci stav podnebia na Zemi – je iba nepatrným zlomkom dlhodobého vývoja, ktorým naša planéta prechádza po stálmilióny rokov, a preto ho treba chápať v prírodných súvislostiach.

Výnimočne horúce a suché a na druhej strane extrémne vlhké a chladnejšie roky sa striedajú v pravidelných jedennástročných a dvadsaťdvaročných intervaloch. Tieto intervaly sa zhodujú s tzv. Haleovými cyklami na Slnku, ktoré vyvoláva výmena magnetických pólov tejto hviezdy každých dvadsaťdva rokov (Kippenhahn, 1993), no sú iba drobnými výchyľkami dlhších periód – kratšej, opakujúcej sa zhruba po dvesto rokoch, a dlhšej, nadradenejšej, objavujúcej sa približne každých dva a pol tisíc rokov. Nepravidelnosť v množstve slnečného tepla prijímaného zemským povrchom spôsobujú aj výchyľky parametrov pohybu našej planéty, opakujúce sa každých dvadsaťtisíc, stotisíc a štyristotisíc rokov, čím sa nápadne zhodujú s Milankovičovými cyklami zaľadnenia na Zemi.

Zemskú atmosféru ovládajú systémy schopné vyrovnávať jej náhle zmeny. Rastu množstva oxidu uhličitého v atmosfére, a teda i jej nasledujúcemu zahrievaniu bráni tvorba karbonátov a hydrolytické zvetrávanie granitových hornín bohatých na živce. Obidva procesy spotrebúvajú veľmi veľa vzdušného oxidu uhličitého (Velbel, 1993; Eyles, 1996). Z hornín bohatých na apatit sa uvoľňuje množstvo fosforu, ktorý rieky prenášajú do morí (Guidry a MacKenzie, 2000). Fosfor je jednou zo základných živín umožňujúcich búrlivý rozvoj morských organizmov, ktoré vo svojich telách viažu množstvo uhlíka odčerpávaného z atmosféry. Ak sa tento pokles kombinuje so znižovaním prísunu slnečného tepla počas výchyľiek v orbitálnom režime planéty (Shaffer et al., 1996; Muller a MacDonald, 1997), rastie množstvo zrážok a rýchlejší rast rastlín v predtým pustinných oblastiach viaže oxid uhličitý. Znižovanie jeho obsahu v atmosfére vedie k poklesu teploty na zemskom povrchu, v usadeninách hlbokých morí sa tvoria hydráty metánu viažuce ďalší uhlík z atmosféry (Ruppel, 1997; Bratton, 1999) a znižuje sa teplota okolitej vody. Znižovanie teploty v subpolárnych oblastiach umožňuje pretrvávajúce snehovej pokrývky a morského ľadu. Biely povrch týchto oblastí odráža veľké množstvo slnečného žiarenia naspäť do kozmického priestoru (tzv. efekt albedo), teplota zemského povrchu naďalej klesá, až sa pokryje trvalou vrstvou snehu a ľadu. Hladina oceána klesá, pretože stále väčšia masa vody viaže ľad a sneh. Zdalo by sa, že Zem je odsúdená na to, aby sa stala ľadovou pustatinou.

Poklesom hladiny sa odкрývajú sedimenty, v ktorých je ukrytý hydrát metánu. Ak sa zahreje slnečným alebo zemským teplom, môže sa začať rýchlo uvoľňovať. Rast obsahu skleníkových plynov v atmosfére vedie k jej zahrievaniu, topeniu snehu a k zastaveniu efektu albeda. Obnovenie cirkulácie v moriach vrátane výstupných prúdov, zvyšovanie morskej hladiny, zvýšenie humidít a prínosu živín z pevnín vyvolávajú vyššiu produkciu organických spoločenstiev (Herguera a Berger, 1994).

### Súčasný poznatky o vývoji fanerozoického podnebia

Najstaršie údaje o podnebí na Zemi pochádzajú pred 3,2 miliárd rokov z južnej Afriky (Eriksson a Simpson, 2000). Ak by záznam výčasných lamín bol úplný, mesiac v tom čase trval 18–28 a rok 240–300 dní (Chan et

al., 1994). Mesiac už obiehal po dráhe podobnej dnešnej, ale zloženie atmosféry bolo ešte zrejme svojrázne: počas pozitívnej výchyľky izotopu  $\delta^{13}\text{C}$  pred 2,6 miliardami rokov by mal byť podiel  $\text{CO}_2$  v nej 12–22 ráz vyšší ako dnes.

Podnebie na konci proterozoika (800 miliónov rokov) malo síce sezónne črty, ale celkovo bolo teplé. Hladina kyslíčnika uhličitého v atmosfére dosahovala dvadsaťnásobok súčasného stavu (Karhu a Holland, 1996) a ešte aj na konci ordovika (pred 480 miliónmi rokov; Kump et al., 1999) jeho množstvo zodpovedalo desaťnásobku dnešného. Prekvapuje, že na južnom superkontinente – Gondwane aj v takýchto podmienkach zanechalo stopy zaľadnenie (Brenchley et al., 1994; Sutcliffe et al., 2000). Jeho príčinou mala byť takonská orogenéza, ktorá vyvolala rozsiahle zvetrávanie obnažených silikátových hornín. Hlavný glaciál trval sotva milión rokov, ale stačil krátkodobou zmeniť režim oceánov z teplého salinárneho na glaciálny. Pokles hladiny svetového oceána sa odhaduje na 45–60 metrov. Ale „chladničkové“ pomery sa v skleníkovom svete dlho neudržali, hoci v silúre vznikli štyri ďalšie glaciálne epizódy oddelené dlhými obdobiami s podnebí skleníkového typu.

Podnebie pred 310 miliónmi rokov bolo relatívne chladné a humidné, citlivé na zmeny slnečnej aktivity (Gill a Yemane, 1996; Rankey, 1997). Sedimenty tohto veku odrážajú množstvo hierarchických sezónnych aj orbitálnych cyklov (Algeo a Woods, 1994). Gondwanu opäť postihlo niekoľko zaľadnení, ktoré na jej povrchu zanechali komplexy ľadovcových uloženín.

Globálne oteplenie na sklonku permu (pred 250 miliónmi rokov) sa spravidla vysvetľuje obnažením a eróziou výplní uhoľných paniev s nasledujúcim rýchlym prínosom oxidu uhličitého do atmosféry (Faure et al., 1995; Mii et al., 1997; Stephens a Carroll, 1999). Hoci žiarivosť Slnka v nasledujúcom druhohornom období bola asi o 2,3 % nižšia ako dnes, množstvo oxidu v zemskej atmosfére dosahovalo niekoľkonásobok terajšieho stavu (Rampino et al., 2000). Podnebie pred 230–190 miliónmi rokov (trias) sa pokladá za vôbec najsuchšie v histórii Zeme (Haq, 1984). V systéme morských prúdení prevládali pomalé prúdy teplej vody s vysokou salinitou (Burchell et al., 1990). Obdobia so zvýšenou zrážkovou činnosťou boli vzácne, najmä vo vrchnom triase, spodnej a vrchnej jure (Barron et al., 1981; Waterhouse, 1999), ale monzúny častejšie, búrlivejšie, a najmä dlhšie ako v dnešnom svete, ba na niektorých miestach mohli trvať aj celý rok (Moore et al., 1992; Weissert a Mohr, 1996) a ich produktom boli veľké riečne delťové systémy (Ruffell a Rawson, 1994).

Počas spodnej kriedy bolo podnebie chladnejšie (počítavé modely dokonca predpokladajú občasnú existenciu morského ľadu) a citlivejšie na vonkajšie podnety (vrátane slnečných a obehových cyklov; Barron et al., 1989; Longo et al., 1994; Erba a Premoli Silva, 1994; Bellanca et al., 1996). Klimatické poruchy vyvolali aj zmeny v raste útesov v Tichom oceáne a v rovníkovom oceáne Tethys (Grötsch a Flügel, 1992). Známe sú poruchy sprežované zvýšenou zrážkovou (monzúnovou) činnosťou

a niektorí autori (Bennett a Doyle, 1996) uvažujú aj o glaciálnych eventoch. Zhruba pred 100 miliónmi rokov sa zrýchlila produkcia oceánskej kôry (Kaiho a Saito, 1994), zosilnel čadičový vulkanizmus a do ovzdušia sa dostával štvornásobok dnešného množstva oxidu uhličitého. Hoci intenzita monzúnov prudko vzrástla, vyrovnaná teplota (v severnom Atlantickom oceáne 30–31 °C) spomalila morské prúdenia. Do oceánov postupovalo nebývalé množstvo živín (Föllmi, 1995), na dno morských paniev sa nedostával kyslík, organická hmota sa nemohla rozkladať a bola pochovávaná v sedimente (Oschmann, 1995). Tak vznikli dnešné najväčšie zásoby ropy. Pokiaľ jestvovali morské prúdy, poháňali ich skôr rozdiely v slanosti vody ako jej rozdielna teplota (Watkins, 1986; Herbert a Sarmiento, 1991).

Počas vrchnej kriedy už jestvovali prúdy studenej vody z vysokých šírok a vyplňali hlboké morské panvy (Baron et al., 1985; Park a Oglesby, 1994; Hay, 1995; Barrera et al., 1997). Teplé slané prúdy zoslabli, podnebný režim poznamenali sezónne a dlhodobejšie cyklické zmeny (Boyd et al., 1994; Buonocunto et al., 1999). Chladnejšie podnebie sa odrazilo vo zvýšenej produktivite planktónnych organizmov a z ich kostier vznikli známe uloženiny písacej (školskej) kriedy.

Kolízia južných subkontinentov s Euráziou pred 60 miliónmi rokov vystavila veľké plochy zemskej kôry zvetrávaniu (Gaweda et al., 1999). Hoci tento proces a nasledujúci vulkanizmus spolu s impaktovou katastrofou v Mexickom zálive uvoľnili veľké množstvo uhlíka do atmosféry (Beck et al., 1995), organizmy v povrchových vodách ho čoskoro spotrebovali a premenili na organickú hmotu v ukladaných sedimentoch. Podľa paleoklimatických modelov sa pred 46 miliónmi rokov (azda účinkom oceánskeho vulkanizmu; Bralower et al., 1997) z nich do zemskej atmosféry pomerne náhle uvoľnil zhruba desaťnásobok predindustriálneho množstva metánu a dvojnásobok dnešného množstva oxidu uhličitého (Dickens et al., 1997; Peters a Sloan, 2000): spolu s polárnymi stratosférickými oblakmi vyvolali výnimočne vysoké zrážky v Antarktíde a všeobecný rast celoročnej teploty vo vysokých zemepisných šírkach (priemerne 11 °C v južnom, ale až 26 °C v severnom Atlantickom oceáne; Lu et al., 1996; O'Connell et al., 1996). Ale skutočne skleníkové podmienky nevznikli a rozdiel medzi teplotou v lete a v zime bol stále výrazný (Sloan, 1994; Markwick, 1994; Andreasson a Schmitz, 1996). Napriek tomu bola táto epizóda predzvesťou výrazných globálnych zmien podnebia.

### Podnebie počas kenozoického zaľadnenia

Prvé zaľadnenie tretého-štvrtého cyklu (prejavilo sa najmä v Antarktíde a v Tasmánii) prebehlo o desať miliónov rokov neskôr (Ehrmann a MacKensen, 1992) a zrejme ho inicioval posun Antarktídy do polárnej pozície (smerovala tam už od konca mezozoika), drift Austrálie, ktorý sa začal už v eocéne, a vytvorenie cirkumpolárneho oceánskeho prúdu po úplnom otvorení Drakeovho a Tasmanianskeho zálivu na začiatku oligocénu (Diester-Haas

a Zahn, 1996). Ľadové hory zo zaľadnenej Antarktídy sa očividne ďaleko nedostali, pretože teplota povrchovej vody oceána bola pomerne vysoká (MacPhall et al., 1993). Nasledujúce, miocéne obdobie bolo všeobecne teplé (v našej oblasti subtropické), ale prerušovali ho intervaly globálneho ochladenia poznamenané rastom antarktického ľadového pokryvu, ktorý napokon pokryl aj Nový Zéland, južný cíp Afriky a časť Austrálie a Južnej Ameriky (Flower a Kennett, 1993).

Najväčšia časť antarktického ľadovca sa vytvorila asi pred 14 miliónmi rokov, keď sa ponoril Islandský chrbát a uzatvoril sa Stredoamerický prieliv. Týmto procesmi sa zintenzívnilo severojužné prúdenie. Relatívne teplé prúdy sa vynárali južne od antarktíckej prúdovej konvergencie a vyvolávali hojné (snehové) zrážky.

Pliocéne obdobie (pred 1–5 miliónmi rokov) všeobecne charakterizovalo ešte aridné, ale už chladnejšie podnebie. Vytvoril sa Golský prúd, prenášajúci oceánske teplo k polárnym oblastiam (Willard et al., 1993). Zvetrávanie silikátových hornín na vyzdvihovanej alpsko-himalájskej, ale i andsko-kordillerskej horskej sústave (spotrebúvajúcej masu vzdušného oxidu uhličitého) zintenzívnilo ázijské a americké monzúny (Filippelli, 1997).

Tento vývoj podnebia pred viac ako miliónom rokov viedol k zvratu nastoľujúcemu terajšie pomery glaciálneho typu (Smith et al., 1993). Odvtedy dodnes sa vystriedalo dovedna 29 glaciálnych intervalov po 40 tisíc rokov, keď priemerná celoročná teplota nevystúpila nad nulu, s teplejšími interglaciálmi, v ktorých priemerná zimná teplota neklesla pod 4 °C a letná bola v priemere vyššia ako 13–15 °C (Berger et al., 1994; Phillips a Grantz, 1997). Počas zaľadnenia pred 485–445 tisíc rokmi bola morská hladina 140 m pod súčasnou. Ľadové hory plávali až do oblasti Bermúd (Poli et al., 2000) a teplota povrchovej vody oceánov poklesla v priemere o 5 °C (King a Howard, 2000).

Najteplejší interglaciál počas posledného milióna rokov trval od 423 do 360 tisíc rokov. Morská hladina bola 20 m nad dnešnou, polárne čiapy boli oveľa menšie ako dnes a tropická fauna (slony, levy, hrochy) obývala i krajiny dnešného mierneho pásma. Posledná (resp. predposledná, ak sa ráta súčasnosť) z medziladových dôb (ems) sa začala pred 125 tisícmi a skončila sa pred 80 tisíc rokmi. Podnebie bolo suché, topiaci sa zimný sneh dával menej vody ako dnes (Klein et al., 1997), menšie boli aj rozdiely medzi ročnými obdobiami, aj v stredných a nízkych šírkach dominoval zimný a letný monzún (Rousseau a Wu, 1997; Zhisheng a Porter, 1997). Južnú pologuľu ovplyvňoval najmä oceánsky prúd El Niño (Bull et al., 2000).

Doteraz posledné zaľadnenie (začalo sa pred 80 tisíc a vyvrcholilo pred 23 tisíc rokmi) úbytkom obrovskej masy vody viažucej sa v pevninských a morských ľadovcoch spôsobilo pokles hladiny svetového oceána (odhaduje sa, že až o 200 metrov) a obnaženie dna šelfových morí. Vymŕzaním z hladinového ľadu vznikla ťažký, extrémne slaný a na kyslík chudobný roztok a klesal do hlbokjej oceánskej vody (Rasmussen et al., 1996; Cannariato a Kennett, 1999). Atmosférické zrážky a voda z občas sa

topiaceho snehu a ľadu naopak vytvárali v moriach povrchovú, temer neslanú, a preto ľahko mrznúcu vrstvu vody (DeVernal et al., 2000). Slabý Golfský prúd neprenikal na sever, ale obracal sa ešte v strednom Atlantickom oceáne (Chapman a Maslin, 1999). Pre nedostatok zrážok sa na pevninách rozširovali púšte a vo vegetácii prevládali nahosemenné rastliny (Heusser a Sirocko, 1997). Antarktické ľadovce, ale aj hlbokomorské usadeniny uprostred Atlantického oceána, ba až v karibskej oblasti obsahujú púštny prach, schránky rozsievok (mikroskopických rias) a pelové zrná (Reid et al., 1996). Zistilo sa, že tieto zvyšky pochádzajú z hornín, aké vystupujú na planinách Južnej Ameriky a Afriky. Odtiaľ ich dopravili vetry prenášajúce polárne vzduchové masy k rovníku na konci zaľadnenia pred 15 tisíc rokmi (Lézine a Denéfle, 1997). Zosilnené zimné monzúnové vetry, vychádzajúce zo sibírsko-severoeurópskej tlakovej výše, bičovali aj Euráziu.

Pred 14 tisíc rokmi začali ľadovce ustupovať. Z okrajov ľadovcových štítov sa oddeľovali plávajúce ľadové hory, pomaly sa roztápali v silnejúcich teplých morských prúdoch a z ich útrobov do hlbokomorských usadenín vypadávali ohromné balvany (oceánológovia takéto vrstvy volajú Heinrichove eventy; Mooers a Lehr, 1997). Okraj ustupujúceho a rozpadajúceho sa ľadového pokryvu mora „zakvitol“ hojným planktónom a živé organizmy využívali potravu prinášanú uvoľnenými prúdmi (Nees et al., 1997). V tropických moriach sa zrýchlil rast koralových útesov. Povrch pevnín, odľahčený od ľadovcového bremena, sa postupne dvíhal, z plochej tundrovitej krajiny sa stávali močaristé vysočiny a v dažďovom podnebí na nich rástla smreková tajga (Hu et al., 1997).

Pred 11 tisíc rokmi (v tzv. dryase) zavládlo na Zemi opäť drsnejšie podnebie. Severné polárne krajiny opätovne pokryl ľadovec, a jeho topenie dlhý čas znižovalo teplotu v priliehlej časti Sibíri, Škandinávie, Grónska a Severnej Ameriky (Anderson a Mullins, 1997). Lesný porast dočasne znovu ustúpil otvoreným lesostepiam (Matthews et al., 1993). Morský ľad bránil výmene vody medzi hladinou a hlbokými oceánskymi panvami (Bard et al., 1994). Nízku teplotu hlbinných vôd však dlho udržiaval nielen nedostatok cirkulácie, ale aj hydráty metánu, ktoré sa v obrovskom množstve hromadili v usadeninách hlbokých morí: ich pomalé uvoľňovanie odčerpáva teplo z okolia, a tak pomáha udržiavať mrazivý stav, v ktorom sa nachádzajú.

Pred 9 tisíc rokmi sa mokrá tundrovito-tajgovitá krajina v cykloch po 84 a 400 rokoch striedala so suchou prašnou pustatinou, ale Zem postupne strácala ľadový pokryv a ľadovce mizli z horských štítov aj z fjordovitých dolín. Postupné otepľovanie vyvrcholilo v antickom období pred štyrmi až dvomi tisícami rokov (Gasse a VanCampo, 1994). Toto dlhé – z nášho hľadiska extrémne horúce obdobie bez výrazných klimatických výkyvov (Anderson et al., 1997) – znamenalo vyvrcholenie súčasnej poslednej medziľadovej doby. Priemerná ročná teplota stúpla oproti glaciálu o 9–10 °C. Toto obdobie zanechalo vápnitú kôru v juhoaustrálskych, západoázijských, severoafrikaných aj v kanadských jazerách (Yu et al., 1997; Ahmad, 1996), ba možno ho vystopovať aj v ľadovom zázname

z antarktických aj grónskych ľadovcov, ktoré sa vtedy rýchlo zmenšovali (Baroni a Orombelli, 1994; Leventer et al., 1996; Kellogg a Kellogg, 1996).

V polovici prvého tisícročia nášho letopočtu prišlo nové ochladzovanie. Studená, drsná klíma prinútila celé kmene a národy sťahovať sa do Európy, kde dúfali nájsť obživu. Toto sťahovanie neprekazila ani moc starovekého Ríma.

Teplé podnebie raného stredoveku umožnilo expanziu Vikingov nielen do Európy, ale i do vtedy „Zelenej krajiny“ (Grónska) a do „Krajiny vína“ (dnešné Nové Škótsko).

Potom sa však opäť začal sedemsto rokov trvajúci pokles teploty a vyvrcholil kataklyzmatickou „malou ľadovou dobou“ Van de Plassche et al., 1988; Campbell et al., 1998). Severná pologuľa mala v tomto období drsnú, surovú klímu s neúrodnými letami a dlhými, mrazivými zimami, keď sa po zasnežených pustých krajinách Európy (navyše sužovaných vojnami a nájazdmi lúpežných hôr) prehánali svorky vlkov.

### Možnosti klimatologických predpovedí

Pred zhruba štvrttisícročím sa postupne začalo nové otepľovanie, a jeho účinky pociťujeme aj v súčasnosti. Je zrejmé, že klimatické anomálie boli počas celého fanerozoika skôr periodickými zjavmi ako výsledkom jedinečných neperiodických udalostí. Extrapolovanie tohto pravidelného vývoja do budúcnosti indikuje, že bez vplyvu človeka by prirodzené otepľovanie pokračovalo zhruba do roku 2400 a potom by malo nasledovať (Campbell et al., 1998) náhle ochladenie, ešte výraznejšie ako „malá ľadová doba“. Je prirodzené, že nevieme, ako bude s prirodzenými cyklami koincidovať emisia antropogénnych skleníkových plynov do atmosféry planéty, ktorá môže deformovať (ale nie zmeniť) jej prirodzený vývoj.

V možnostiach interpretácií geologického záznamu kombinovaných s poznatkami fyziky, zemskej dynamiky a dynamiky atmosféry, počítačovým modelovaním súhry faktorov pôsobiacich na vývoj podnebia je aj predikcia ich budúceho vývoja. Predpokladom na tvorenie akýchkoľvek detailnejších (a spoľahlivejších) záverov je vyšší, dokonalejší stupeň poznania vo všetkých spomenutých a v ďalších disciplínach, ku ktorému sa ľudstvo, ak sa chce naďalej zaujímať o svoj osud na tejto planéte, musí dopracovať v relatívne blízkej budúcnosti.

### Literatúra

- Ahmad, R., 1996: Late Holocene major Australian arid period revealed by direct sedimentological evidence from lakes in the Coorong region of south Australia. *Geology*, 24, 7, pp. 619–622.
- Algeo, T. J. & Woods, A. D., 1994: Microstratigraphy of the Lower Mississippian Sunbury Shale: A record of solar-modulated climatic cyclicity. *Geology*, 22, 8, pp. 795–798.
- Anderson, L. C., Sen Gupta, B. K., McBride, R. A. & Byrnes, M. R., 1997: Reduced seasonality of Holocene climate and pervasive mixing of Holocene marine section: Northeastern Gulf of Mexico shelf. *Geology*, 25, 2, pp. 127–130.
- Anderson, W. & Mullins, H. T., 1997: Stable isotope record from



- Seneca Lake, New York: Evidence for a cold paleoclimate following the Younger Dryas. *Geology*, 25, 2, pp. 135–138.
- Andersson, F. P. & Schmitz, B., 1996: Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from *Turritella*  $\delta^{18}\text{O}$  profiles. *Geology*, 24, 12, pp. 1067–1070.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Meli res, M. A., Sonstegard, E. & Duplessy, J. C., 1994: The North Atlantic atmosphere – sea surface  $^{14}\text{C}$  gradient during the younger dryas climatic event. *Earth planet. Sci. Lett.*, 126, pp. 275–287.
- Burchell, M. T., Stefani, M. & Masetti, D., 1990: Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: The importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. *Sedimentology*, 37, pp. 795–815.
- Baroni, C. & Orombelli, G., 1994: Abandoned penguin rookeries as Holocene paleoclimatic indicators in Antarctica. *Geology*, 22, 1, pp. 23–26.
- Barrera, E., Savin, S. M., Thomas, E. & Jones, C. E., 1997: Evidence for thermohaline circulation reversals controlled by sea-level change in the latest Cretaceous. *Geology*, 25, 8, pp. 715–718.
- Barron, E. J., Harrison, C. G. A., Sloan, J. L. II. & Hay, W. W., 1981: Paleogeography, 180 million years to the present. *Eclogae geol. Helv.*, 74, 2, pp. 443–470.
- Barron, E. J., Arthur, M. A. & Kauffman, E. G., 1985: Cretaceous rhythmic bedding sequences: A plausible link between orbital variations and climate. *Earth planet. Sci. Lett.*, 72, pp. 327–340.
- Barron, E. J., Hay, W. W. & Thompson, S., 1989: The hydrologic cycle: A major variable during Earth history. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 75, pp. 157–174.
- Beck, R. A., Burbank, D. W., Sercombe, W. J., Olson, T. L. & Khan, A. M., 1995: Organic carbon exhumation and global warming during the early Himalayan collision. *Geology*, 23, 5, pp. 387–390.
- Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Premoli Silva, I. & Venezia, F., 1966: Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian/Cenomanian Cison section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 126, 3–4, pp. 227–260.
- Bennett, M. R. & Doyle, P., 1996: Global cooling inferred from dropstones in the Cretaceous: Fact or wishful thinking? *Terra Nova*, 8, 2, pp. 182–185.
- Berger, W. H., Yasuda, M. K., Bickert, T., Wefer, G. & Takayama, T., 1994: Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for the Ocean Drilling Program Site 406. *Geology*, 22, 4, pp. 463–467.
- Beveridge, N. A. S. & Shackleton, N. J., 1994: Carbon isotopes in recent planktonic foraminifera: A record of anthropogenic  $\text{CO}_2$  invasion of the surface ocean. *Earth planet. Sci. Lett.*, 126, pp. 259–273.
- Boyd, R., Huang, Z. & O'Connell, S., 1994: Milankovitch cyclicity in Late Cretaceous sediments from Exmouth Plateau off northwest Australia. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 19, pp. 145–166.
- Bralower, T. J., Thomas, D. J., Zachos, J. C., Hirschmann, M. M., Rohl, U., Sigurdsson, H., Thomas, E. & Whitney, D. L., 1997: High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? *Geology*, 25, 11, pp. 963–966.
- Bratton, J. F., 1999: Clathrate eustasy: Methane hydrate melting as a mechanism for geologically rapid sea-level fall. *Geology*, 27, 10, pp. 915–918.
- Brenchley, P. J., Marshall, J. D., Carden, G. A. F., Robertson, D. B. R., Long, D. G. F., Meidla, T., Hints, L. & Anderson, T. F., 1994: Bathy-metric and isotopic evidence for a short-lived late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, 22, 2, pp. 295–298.
- Bull, D., Kemp, A. E. S. & Weedon, G. P., 2000: A 160-k.y.-old record of El Niño-Southern Oscillation in marine production and coastal runoff from Santa Barbara Basin, California, U. S. A. *Geology*, 28, 11, pp. 1007–1010.
- Buonocunto, F. P., D'Argenio, B., Ferreri, V. & Sandulli, R., 1999: Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmus, southern Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, 20, 1, pp. 81–95.
- Campbell, I. D., Campbell, C., Apps, M. J., Rutter, N. W. & Bush, A. B. G., 1998: Late Holocene 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology*, 26, 5, pp. 471–473.
- Cannariato, K. G. & Kennett, J. P., 1999: Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k. y. *Geology*, 27, 11, pp. 975–978.
- Chan, M. A., Kvale, E. P., Archer, A. W. & Soneit, C. P., 1994: Oldest direct evidence of lunar-solar tidal forcing encoded in sedimentary rhythmites, Proterozoic Big Cottonwood Formation, central Utah. *Geology*, 22, 6, pp. 791–794.
- Chapman, M. R. & Maslin, M. A., 1999: Low-latitude forcing of meridional temperature and salinity gradients in the subpolar North Atlantic and the growth of glacial ice sheets. *Geology*, 27, 10, pp. 875–878.
- De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Turon, J. L. & Matthiesen, J., 2000: Reconstruction of sea-surface temperature, salinity and sea-ice cover in the northern North Atlantic during the last glacial maximum based on dinocyst assemblages. *Canad. J. Earth Sci.*, 37, pp. 725–750.
- Dickens, G. R., Castillo, M. M. & Walker, J. C. G., 1997: A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, 25, 3, pp. 259–262.
- Diester-Haass, L. & Zahn, R., 1996: Eocene-oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, 24, 2, pp. 163–166.
- Ehrmann, W. U. & Mackensen, A., 1992: Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93, pp. 85–112.
- England, J., Smith, R. I. & Evans, D. J. A., 2000: The last glaciation of east-central Ellesmere Island Nunavut: Ice dynamics, deglacial chronology, and sea-level change. *Canad. J. Earth Sci.*, 37, pp. 1355–1371.
- Erba, E. & Premoli Silva, I., 1994: Orbitally driven cycles in trace-fossil distribution from the Piobbico core (late Albian, central Italy). *Spec. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 19, pp. 211–225.
- Eriksson, K. A. & Simpson, E. L., 2000: Quantifying the oldest tidal record: The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, 28, 9, pp. 831–834.
- Eyles, N., 1996: Passive margin uplift around the North Atlantic region and its role in Northern Hemisphere late Cenozoic glaciation. *Geology*, 24, 2, pp. 103–106.
- Faure, K., de Witt, M. & Willis, J. P., 1995: Late Permian global coal hiatus linked to  $^{13}\text{C}$  depleted  $\text{CO}_2$  flux into the atmosphere during the final consolidation of Pangea. *Geology*, 23, 3, pp. 507–510.
- Filipelli, G. M., 1997: Intensification of the Asian monsoon and a chemical weathering in the late Miocene-early Pliocene: Implications for late Neogene climatic change. *Geology*, 25, 1, pp. 27–30.
- Flower, B. & Kennett, J. P., 1993: Relations between Monterey Formation deposition and middle Miocene global cooling: Naples Beach section, California. *Geology*, 21, 8, pp. 877–880.
- F llmi, K. B., 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology*, 23, 6, pp. 503–506.
- Gasse, F. & VanCampo, E., 1994: Abrupt post-glacial climate events in west Asia and north Africa monsoon domains. *Earth planet. Sci. Lett.*, 126, pp. 435–456.
- Gaweda, P., Winkler, W., Schmitz, B. & Adatte, T., 1999: Climate and bioproductivity control on carbonate turbidite sedimentation (Paleocene to earliest Eocene, Gulf of Biscaya, Zumaia, Spain). *J. sed. Res.*, 69, 6, pp. 1253–1261.
- Gill, S. & Yemane, K., 1996: Implications of a Lower Pennsylvanian Ultisol for equatorial Pangean climates and early oligotrophic forest ecosystems. *Geology*, 24, 10, pp. 905–908.
- Gr tsch, J. & Flügel, E., 1992: Facies of sunken Early Cretaceous atolls and their capping late Albian drowning succession (NW Pacific). *Facies*, 27, pp. 153–174.
- Guidry, M. V. & Mackenzie, F. T., 2000: Apatite weathering and the Phanerozoic phosphorus cycle. *Geology*, 28, 7, pp. 631–634.
- Haq, B. U., 1984: Paleooceanography: A synoptic overview of 200 millions years of ocean history. In: Haq, B. U. & Milliman, J. D. (Eds.), *Marine geology and oceanography of Arabian sea and Coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold Co., New York, pp. 201–231.
- Hay, W. W., 1995: Cretaceous paleooceanography. *Geol. Carpath.*, 46, 5, pp. 257–266.

- Herbert, T. D. & Sarmiento, J. L., 1991: Ocean nutrient distribution and oxygenation: Limits on the formation of warm saline bottom water over the past 91 m. y. *Geology*, 19, 7, pp. 702–705.
- Herguera, J. C. & Berger, W. H., 1991: Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to post-glacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19, 12, pp. 1173–1176.
- Herguera, J. C. & Berger, W. H., 1994: Glacial to postglacial drop in productivity in the western equatorial Pacific: Mixing rate vs nutrient concentrations. *Geology*, 22, 6, pp. 629–632.
- Heusser, L. E. & Sirocko, F., 1997: Millenian pulsing of environmental change in southern California from the past 24 k. a.. A record of Indo-Pacific ENSO events? *Geology*, 25, 3, pp. 243–246.
- Hu, F. S., Wright, H. E. Jr., Ito, E. & Lease, K., 1997: Climatic effects of glacial Lake Agassiz in the mid-western United States during the last glaciation. *Geology*, 25, 3, pp. 207–210.
- Kaiho, K. & Saito, S., 1994: Oceanic crust production and climate during the last 100 Myr. *Terra Nova*, 6, pp. 376–384.
- Karhu, J. A. & Holland, H. D., 1996: Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology*, 24, 10, pp. 867–870.
- Kellogg, D. E. & Kellogg, T. B., 1996: Diatoms in South Pole ice: Implications for eolian contamination of Sirius Group deposits. *Geology*, 24, 2, pp. 115–118.
- King, A. L. & Howard, W. R., 2000: Middle Pleistocene sea-surface temperature change in the SW Pacific Ocean an orbital and suborbital time scales. *Geology*, 28, 7, pp. 659–662.
- Kippenhahn, R., 1993: Der Stern von dem wir leben. *Dtsch. Verlagsgesellschaft (Stuttgart)*, 275 p.
- Klein, R. T., Lohmann, K. C. & Kennedy, G. L., 1997: Elemental and isotopic proxies of paleotemperature and paleosalinity: Climatic reconstruction of the marginal northeast Pacific ca. 80 ka. *Geology*, 25, 4, pp. 363–366.
- Koç, N. & Jansen, E., 1994: Response of the high-latitude Northern Hemisphere to orbital climate forcing: Evidence from the Nordic seas. *Geology*, 22, 6, pp. 523–526.
- Kump, L. R., Arthur, M. A., Patzkowsky, M. E., Gibbs, M. T., Pinkus, D. S. & Sheehan, P. M., 1999: A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric pCO<sub>2</sub> during the late Ordovician. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 152, pp. 152–187.
- Leventer, A., Domack, E. W., Ishman, S. E., Brachfeld, S., McLennen, C. E. & Manley, P., 1996: Productivity cycles of 200–300 years in the Antarctic Peninsula: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 12, pp. 1626–1644.
- Lézine, A. M. & Denéfle, M., 1997: Enhanced anticyclonic circulation in the eastern North Atlantic during cold intervals of the last deglaciation inferred from deep sea pollen records. *Geology*, 25, 2, pp. 119–122.
- Longo, G., d'Argenio, B., Ferreri, V. & Iorio, M., 1994: Fourier evidence for high-frequency astronomical cycles recorded in Early Cretaceous carbonate platform strata, Mte Maggiore, southern Apennines, Italy. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 19, pp. 77–85.
- Lu, G., Keller, G., Adatte, T., Ortiz, N. & Molina, E., 1996: Long-term (10<sup>5</sup>) or short-term (10<sup>3</sup>)  $\delta^{13}\text{C}$  excursions near the Paleocene-Eocene transition: Evidence from the Tethys. *Terra Nova*, 8, 4, pp. 347–355.
- MacPhail, M. K., Colhoun, E. A., Kienan, K. & Hannan, D., 1993: Glacial climates in the Antarctic region during the late Paleogene: Evidence from northwest Tasmania, Australia. *Geology*, 21, 2, pp. 145–148.
- Markwick, P. J., 1994: "Equability", continentality, and Tertiary "climate": The crocodilian perspective. *Geology*, 22, 7, pp. 613–616.
- Matthews, R. W., Heusser, L. E. & Patterson, R. T., 1993: Evidence for a Younger Dryas – like cooling event on the British Columbia coast. *Geology*, 21, 2, pp. 101–104.
- Mii, H. S., Grossman, E. L. & Yancey, T., 1997: Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen: Global change or diagenetic artifact? *Geology*, 25, 3, pp. 227–230.
- Moore, H. D. & Lehr, J. D., 1997: Terrestrial record of Laurentide Ice Sheet reorganization during Heinrich events. *Geology*, 25, 11, pp. 987–990.
- Moore, G. T., Hayashida, D. N., Ross, C. A. & Jacobson, S. R., 1992: Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93, 1–2, pp. 113–150.
- Muller, R. A. & MacDonald, G. J., 1997: Simultaneous presence of orbital inclination and eccentricity in proxy climate records from Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, 25, 1, pp. 3–6.
- Nees, S., Altenbach, A. V., Kassens, H. & Thiede, J., 1997: High resolution record of foraminiferal response to late Quaternary sea-level retreat in the Norwegian-Greenland Sea. *Geology*, 25, 7, pp. 659–662.
- O'Connell, S., Chandler, M. A. & Ruedy, R., 1996: Implications for the creation of warm saline deep water: Late Paleocene reconstructions and global climate model simulations. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 3, pp. 270–284.
- Oschmann, W., 1995: Black shale models: An actualistic approach. *Europal*, 8, 26–35.
- Park, J. & Oglesby, R. J., 1994: The effect of orbital cycles on late and middle Cretaceous climates: A comparative general circulation model study. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 19, pp. 609–629.
- Peters, R. B. & Sloan, L. C., 2000: High concentrations of greenhouse gases and polar stratospheric clouds: A possible solution to high-latitude faunal migration at the latest Paleocene thermal maximum. *Geology*, 28, 11, pp. 979–982.
- Phillips, R. L. & Grantz, A., 1997: Quaternary history of sea ice and paleoclimate in the Amerasia Basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109, 9, pp. 1101–1115.
- Plag, H. P., Austin, W. E. N., Belknap, D. F., Devoy, R. N. J., England, J., Josenhans, H., Peacock, J. D., Petersen, K. S., Rokoengen, K., Scourse, J. D., Smith, D. E. & Wingfield, R. T. R., 2000: Late Quaternary relative sea-level changes and the role of glaciation upon continental shelves. *Terra Nova*, 8, pp. 213–222.
- Poli, M. S., Thunell, R. C. & Rio, D., 2000: Millennial-scale changes in North Atlantic Deep Water circulation during marine isotope stages 11 and 12: Linkage to antarctic climate. *Geology*, 28, 9, pp. 807–810.
- Rampino, M. R., Prokoph, A. & Adler, A., 2000: Tempo of end-Permian event: High-resolution cyclostratigraphy at the Permian/Triassic boundary. *Geology*, 28, 7, pp. 643–646.
- Rankey, E. C., 1997: Relations between relative changes in sea-level and climate shifts: Pennsylvanian-Permian mixed carbonate-siliclastic strata, western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109, 9, pp. 1089–1100.
- Rasmussen, T. L., Thomsen, E., Labeyrie, L. & Van Weering, T. C. E., 1996: Circulation changes in the Faeroe-Shetland Channel correlating with cold events during the last glacial period (58–10 ka). *Geology*, 24, 10, pp. 973–940.
- Reid, R. P., Carey, S. N. & Ross, D. R., 1996: Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles island arc. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 1, pp. 78–100.
- Rousseau, D. D. & Wu, N., 1997: A new molluscan record of the monsoon variability over the past 130 000 years in the Luochuan loess sequence, China. *Geology*, 25, 3, pp. 275–278.
- Ruffel, A. H. & Rawson, P. F., 1994: Paleoclimate control on sequence stratigraphic patterns in the late Jurassic to mid-Cretaceous, with a case study from eastern England. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 110, pp. 43–54.
- Ruppel, C., 1997: Anomalously cold temperatures observed at the base of the gas hydrate stability zone on the U. S. Atlantic passive margin. *Geology*, 25, 8, pp. 699–702.
- Shaffer, J. A., Cerveny, R. S. & Dorn, R. I., 1996: Radiation windows as indicators of an astronomical influence on the Devil's Hole chronology. *Geology*, 24, 11, pp. 1017–1020.
- Sloan, L. C., 1994: Equable climates during the early Eocene: Significance of regional paleogeography for northern American climate. *Geology*, 22, 8, pp. 881–884.
- Smith, G. A., Wang, Y., Cerling, T. E. & Geissmann, J. W., 1993: Comparison of a paleosol-carbonate isotope record to other records of Pliocene-early Pleistocene climate in the western United States. *Geology*, 21, 6, pp. 691–694.
- Smith, G. A., 1994: Climatic influences on continental deposition during late-stage filling of an extensional basin, south-east Arizona. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, pp. 1212–1228.
- Stephens, N. P. & Carroll, A. R., 1999: Salinity stratification in the Permian Phosphoria Sea: A proposed paleoceanographic model. *Geology*, 27, 10, pp. 899–902.
- Sutcliffe, O. E., Dowdeswell, J. A., Whittington, R. J., Theron, J. N. &

- Craig, J.. 2000: Calibrating the late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. *Geology*, 28, 11, pp. 967–970.
- Van de Plassche, O., Van der Borg, K. & de Jong, A. F. M.. 1988: Sea level – climate correlation during the past 1400 years. *Geology*, 26, 4, pp. 319–322.
- Velbel, M. A.. 1993: Temperature dependance of silicate weathering in nature: How strong a negative feedback on long-term accumulation of atmospheric CO<sub>2</sub> and global greenhouse warming? *Geology*, 21, 10, pp. 1059–1062.
- Waterhouse, H. K.. 1999: Orbital forcing of palynofacies in the Jurassic of France and the United Kingdom. *Geology*, 27, 6, pp. 511–514.
- Watkins, D. K.. 1986: Calcareous nannofossil paleoceanography of the Cretaceous Greenhorn Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, pp. 1239–1249.
- Weissert, H. & Mohr, H.. 1996: Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 122, 27–43.
- Wienheimer, A. L., Kennett, J. P. & Cayan, D. R., 1999: Recent increase in surface – water stability during warming off California as recorded in marine sediments. *Geology*, 27, 11, pp. 1019–1022.
- Willard, D. A., Cronin, T. M., Ishman, S. E. & Litwin, R. J.. 1993: Terrestrial and marine record of climatic and environmental changes during the Pliocene in subtropical Florida. *Geology*, 21, 6, pp. 679–682.
- Zhisheng, A. & Porter, S. C., 1997: Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. *Geology*, 25, 7, pp. 603–606.
- Yu, Z., McAndrews, J. H. & Eicher, U.. 1997: Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: Evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, 25, 3, pp. 251–254.

## DISKUSIA

# The origin of the high pressures in the metamorphosed rock massives

VLADIMÍR ŠKVOR

Dvouramenná 915/6, Prague 4, 140 00, Czech Republic

*(Received 5 December 2000)*

### Abstract

High metamorphic pressures are explained as a consequence of the suppressed thermal expansion of the rock sequences in a confined space. This phenomenon, up to now not considered in the geological literature, is designated as the metamorphic squeeze. The application of the above intensive variable may give a new view for the discussion for the high pressures and pressure heterogeneities during the metamorphism of the rock massives.

**Key words:** high metamorphic pressures, pressure heterogeneities, rock massives

### Introduction

The explanation of the pressure heterogeneities known in the metamorphosed rock massives represent an attractive topic in the geological literature. Special attention has been given to the anomalies presented by the high-pressure metamorphites as the eclogites or granulites situated in the country rocks formed by mica-schists or para-gneisses. Such occurrences have been mostly interpreted as structural complication caused by specific tectonic processes. The present author believes that at least some of these features may be explained in a more simple way based on the thermal expansion of different rock materials during the metamorphism. The thermal expansion of the solid bodies is proportional to the rise of the temperature and material properties. The expansion of a heated matter in a sealed space is reduced or disabled. The resulting squeeze is related to the rate of the seal. The intensity of the acting forces can be for illustration compared to those which in winter crash the water-cooled engines due to the volume increase of the water frozen to ice.

### Discussion

The application of the above principle to the geological processes is the task of this contribution. The history of a common massive formed by various types of sediments and volcanites involves the dehydration and compaction of the accumulated material. The conditions of this development are drastically changed in case of the metamorphism. The laboratory experiments confirm the geological conclusions on the role of a high temperature and pressure during the metamorphism.

The elevation of the temperature is geologically reasonably explained by the rise of the heat flows, plutonic

processes and decay of radioactive elements. On the contrary the grounds of the high pressures, quoted often in the literature, are less convincing. The pressure responsible for the origin of common metamorphites corresponds usually to the level of the lower crust. The high pressure metamorphites should have been generated in the conditions of the mantle. However, the great depth designated by the experimental data is often not in agreement with reconstructed geological history and geological setting of the regions. Tens of kilometres high uprise would bring the lower crustal or the upper mantle complexes to the surface, what did not happen.

The mentioned paradox may be easily explained taking into account the behaviour of the heated mass. Any geological massif represents a confined space. If thermally affected, the massive tends to expand. The rate of the expansion in the sealed space is more or less reduced or disabled. The suppressed expansion of the sequences results in the increase of the pressure which is here designated as the metamorphic squeeze. The metamorphic pressure is an integration of the weight of the overburden, tectonic pressure and the metamorphic squeeze. The depths of the particular metamorphism is therefore always considerably lower than the column of the assumed sequences calculated according to the correlation of the mineral associations with the experimental data.

Let us consider an idealised massif formed by homogeneous and unique material. When heated, the rocks would lose the mineralogical stability and the metamorphic squeeze would appear in the confined space. Its distribution would be homogeneous. The role of the metamorphic squeeze for the generation of the pressure heterogeneities stems in the presence and nature of different types of rock sequences.

When the massif is heated, the fluids, plastic beds and rigid rock bodies behave distinctly. The fluid escapes. The

beds are folded and tend to be transported to the zones of lower pressure. On the contrary the rigid bodies formed e. g. by primary fine-grained magmatites or sandstones remain relatively undeformed in place. Their contacts with the surrounding beds become the boundary between differently suppressed thermal expansion. The internal parts of these bodies is the domain of a high metamorphic squeeze which under considerable temperature may reach enormous value. Such conditions are believed to be responsible for the generation of the high-pressure metamorphites lying within the lower metamorphosed country rocks.

The relation of the eclogites, eclogitic amphibolites and amphibolites to the surrounding mica-schists have been studied in many crystalline areas. These high-pressure metabasites form usually lenticular bodies lying conformably in the lower metamorphosed country rocks. The mentioned sequences are generally considered to be metamorphosed equivalents of primary effusives and pyroclastic intercalations. The high pressure metamorphism, known exclusively within the metabasites, can be interpreted in the following way: the rigid effusive bodies have been in the temperature conditions of the amphibolite facies eclogitized due to the high squeeze located in the sealed heated bodies. The primary pyroclastics represented lesser rigid rocks and have been transformed to the garnet or common amphibolites. The country rocks forming plastic beds have been folded and never reached the conditions of a high-pressure metamorphism. The strong amphibolization, often observed in the eclogites, may be interpreted in the terms of the release of the squeeze during the cooling stages of the metamorphism.

A similar problem probably concerns the granulites and granulite gneisses lying in the complexes of paragneisses or mica-schists. The primary rocks of the granulites are mostly considered as acid volcanites and sandstones.

As far as the present author is aware, the briefly discussed features of the metamorphism are not taken into account in the geological literature. This fact could be understood in the light of the lack of experiments simulating the processes in the rock massive. The quantitative treatment in the field of simulation experiments are badly needed. Nevertheless, the defined metamorphic squeeze, based directly on the physical principle, should be brought to the geological approach already before the availability of the experimental data.

### Comment

It should be noted that the presented model cannot be applied for the interpretation of the origin of the high-pressure blue-schists. The present author had the opportunity to study the locally developed blue-schists in the Escambray Mts. in Cuba. All observed occurrences, scattered in the phyllites, are located in the vicinity or around the serpentinite bodies. This observation might be eventually useful in the discussion on the blue-schists origin. Very high pressure can be caused by the hydration of the ultramafites. The volume increase of the serpentinitized rock (up to 25 %) induces super-high pressure inside the sealed serpentinitized bodies and probably also in their close vicinity.

## Pôvod vysokého tlaku pri metamorfóze horninových masívov

Opísaný model je založený na tepelnej expanzii pevných látok. Keď je zahrievané teleso v uzavretom prostredí, expanduje obmedzene alebo neexpanduje vôbec. Platí to aj o horninových masívoch, lebo aj ony tvoria viac-menej uzavretý priestor. Potlačená tepelná expanzia sa prejavuje zvýšením tlaku, ktorý sa v štúdiu označuje ako **metamorfne zovretie**. Na ilustráciu možno intenzitu pôsobiacich síl porovnať k tlaku pôsobiacemu pri premene vody na ľad.

Rozdiely v metamorfom tlaku horninových masívov vyplývajú z odlišných fyzikálnych vlastností telies. Kým

prchavé látky pri prehriatí masívu unikajú na povrch, plastické vrstvy sa vrásnia a sú vytláčané do zón nižšieho tlaku, rigidné horninové telesá zostávajú s relatívne nízkou deformáciou na mieste. Kontakty takýchto telies sa pri metamorfóze stávajú rozhraním odlišného tlaku a ich vnútorné časti doménou metamorfneho zovretia.

Na takomto základe sa dá interpretovať vznik vysokého tlaku vedúceho k eklogitizácii a granulitizácii rigidných telies uzavretých v horninách, ktoré vysokotlaková metamorfóza nepostihla.

## Nálezy bauxitu v Slovenskom raji

LADISLAV NOVOTNÝ a JÁN TULIS

Speleologický klub Slovenský raj, Letná 53, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 14. 2. 2002)

### Discovery of bauxite in the territory of Slovak Paradise (Národný park Slovenský raj)

Karst plateau named Glac is formed by limestone type of wetterstein. On the site three occurrences of bauxite ore with mineralogical importance were found. The content of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  is varied from 25.16 up to 48.88 %. A mineral diaspor was determined by RTG analyses. One of above mentioned findings is created by ferrous ore in nodular form with content of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  58.26 %. Next determined minerals are limonite, lepidocrocite and diaspor. The occurrences are located in Quaternary layers and their surroundings gravels from mouldered basal conglomerate belong to Paleogene. Accumulation of bauxite is probably connected with Pre-Paleogene (Upper Cretaceous) when the karst relief was formed and developing.

**Key words:** bauxite ore – diaspor, ferrous ore – limonite, lepidocrocite, karst relief, Upper Cretaceous

### Úvod

Pri karsologickom a geomorfologickom výskume Slovenského raja sme na krasovej planine Glac vo wettersteinských vápencoch lagunárneho typu (Mello et al., 2000) zistili niekoľko výskytov bauxitovej rudy. Ide o úlomky v kvartérnej sutine tvoriacej pokryv v hrúbke 1–3 m.

### Opis výskytov

Prvý výskyt N-155 je blízko lesnej cesty na krasovom chrbte sv. smeru medzi roklinou Malého Kysela a Suchej Belej (obr. 1) 60 m na JJV od kóty 924,5 m n. m. V dĺžke okolo 70 m v smere na SSZ a v šírke do 5 m sa tu lokálne vyskytuje mnoho úlomkov (veľkých 5–15 cm) bauxitovej rudy s ojedinelými úlomkami špinavožltej pelitickej bridlice.

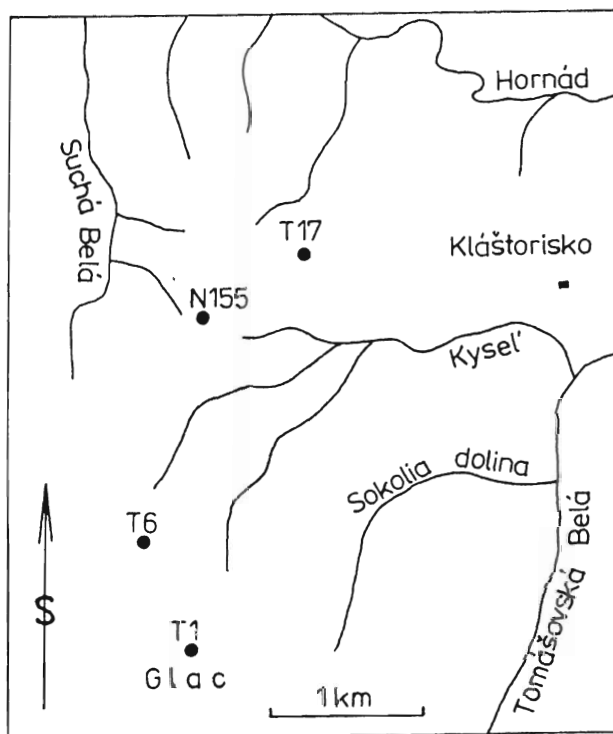
Makroskopicky je ruda tmavohnedá, pevná, pelitická, s nerovným i lastúrovitým lomom a hnedým vrypom. Má subparalelnú textúru podmienenú podlhovastými (1–10 mm) fragmentmi pelitov okrovej, lokálne tmavohnedej farby v množstve 10–20 %. Na plochách deliteľnosti rudy je tvrdý pololesklý čiernohnedý povlak. Mikroskopicky svetlohnedá až tmavohnedá hmota má brekciovito-chuchvalcovitú štruktúru, zvýraznenú neostro ohraničenými svetlejšími, ako aj čiernohnedými zhlukmi (veľkými 0,1–3,5 mm). Akcesórie sa nenašli.

Rtg. difrakčnou analýzou (Bragg – Brentano) sa zistilo, že nájdené minerály sú diaspor a hematit. Obsah oxidov a prvkov v rude uvádza tab. 1. Napriek tomu, že podľa modulu ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  :  $\text{SiO}_2$ ) ide o bauxit horšej kvality (modul 5,2), má nízky, a teda z hľadiska využívania priaznivý obsah škodlivín (CaO, MgO, MnO).

Druhý výskyt T-6/2 a T-6/1 je na sz. okraji krasovej plošiny Glac na lesnej ceste 80 m na VJV od kóty

987,0 m n. m. (turistické rázcestie). Tvoria ho lokálne úlomky bauxitovej rudy veľké 10–15 cm.

Vzorku T-6/2 tvorí pevná hnedočervená pelitická pórovitá ruda s nerovným lomom. Póry tvoria 10–40 % hmoty, majú guľkovitý a hroznovitý tvar a veľkosť 1–10 mm. Výplňou pórov je hnedočierny lesklý povlak, pravdepod-



Obr. 1. Nálezy bauxitu v Slovenskom raji.

Fig. 1. Occurrences of bauxite in the Slovak Paradise.



Tab. 1  
Obsah oxidov a prvkov  
Content of oxides and elements

|       | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | Chemická analýza               |                  |      |  |  | MgO  | MnO   | >1 | 1,0–0,1 | Spektrálna analýza                              |                                                             |
|-------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|------|--|--|------|-------|----|---------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
|       |                                |                  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | CaO  |  |  |      |       |    |         | 0,1–0,01                                        | 0,01–0,001                                                  |
| N-155 | 48,88                          | 9,40             | 24,61                          | 1,771            | 0,44 |  |  | 0,34 | 0,159 |    |         | Pb<br>V<br>Zn<br>B<br>Ca<br>Mg<br>B<br>Mg<br>Pb | Cr<br>Zr<br><br>Cr<br>Cu<br>Na<br>Cr<br>Cu<br>Ga<br>Sr<br>V |
| T-6/2 | 42,13                          |                  | 14,34                          |                  |      |  |  |      |       | Si | Ti      | –                                               |                                                             |
| T-6/1 | 34,74                          |                  | 16,34                          |                  |      |  |  |      |       | Si | Ti      | Na Ca                                           | Zr<br>Mn<br>Zr<br>Zn<br>V                                   |
| T-17  | 25,16                          |                  | 30,77                          |                  |      |  |  |      |       |    |         |                                                 |                                                             |
| T-1   | 7,28                           |                  | 58,26                          |                  |      |  |  |      |       | Si | K Ti    | Ca Zn<br>Mg                                     | Cu<br>Mn<br>Pb<br>Na<br>Ni                                  |

Poznámka: Obsah oxidov a prvkov je v hmot. %. Prázdne miesta v tab. značia, že sa obsah nezisťoval. Analýzy obsahu a rtg. difrakčné analýzy minerálov vyhotovili geoanalytické laboratória regionálneho centra ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi roku 2001.

dobne goethit (limonit), a ich vnútro tvorí čiernohnedá krehká až sypká hmota (limonit?). Ruda má obsah Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 42,13 % a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,34 %. Rtg. difrakčnou analýzou sa zistilo, že minerálom je diaspor.

Vzorka T-6/1 je pevná pelitická a zároveň pórovitá žltookrová až svetlohnedá ruda (tvar a veľkosť pórov sú rovnaké ako pri T-6/2). Výplň pórov je tmavohnedá, prevažne pevná (limonit?). Pre nižší obsah Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 34,74 % (tab. 1) a obsah Fe možno rudu kvalifikovať ako železitý bauxit. Obsah Ca, Mg aj Mn je pod 0,1 %.

Tretí výskyt T-17 je na krasovom chrbte na Z od Kláštoriska na lesnej ceste 260 m na JZ od kóty 905,5 m n. m. V jeho blízkosti sú dve pingy. Malé úlomky sú pevné, hnedožlté, zemitého vzhľadu a lomu, majú subparalelnú textúru s výskytom tenkých puklín s limonitom. Podľa prevahy Fe nad Al už ide o bauxitickú železnú rudu nízkej kvality.

Štvrtý výskyt T-1 má osobitné postavenie. Zaberá väčšiu plochu v sz. časti krasového úvalu plošiny Glac vo výške 980 m n. m. 850 m na JV od kóty 987,0 m n. m. (turistické rázcestie). Rovnaké výskyty sú bežné aj na krasovom chrbte, ktorý vybieha smerom na SV z krasovej plošiny Glac medzi Veľkým Kyselom a Sokolou dolinou.

Sú tu pomerne početné nálezy konkrécií železnej rudy. Ich bežným sprievodcom sú obliaky prevažne veľmi drobného kremenného štrku ako reliktu z úplne zvetraného zlepenca bazálneho paleogénu. Konkrécie sú hnedé, tmavohnedé, pevné, tvrdé, s hnedým vrypom. Sú veľké 1–5 cm, mierne podlhovasté (2:1; 2:1,5), nepravidelne oválne, lokálne ploché, valcovité, zväčša s nerovným povrchom, vzáčne s vyhlbeninami alebo bradavičnaté. Povrch konkrécií nemá nijaké znaky transportu. Na lome je hmota jemnopiesčitého vzhľadu, pričom dve tretiny až tri štvrtiny objemu konkrécie tvorí obal tmavohnedej až čiernohnedej farby s tmavnutím smerom k jadrú. Jadro je krehké až sypké, svetlohnedé, hnedé, zriedka červenohnedé s rovnakým vrypom. Obal je pravdepodobne z goethitu a limonitu, v jadre je limonit a možno aj hematit a lepidokrokrit. Dve malé konkrécie sú silno magnetické, čo ukazuje na prítomnosť magnetitu.

Podľa analýz (tab. 1) majú konkrécie obsah Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 58,26 % s prímiesou Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,28 %. Rtg. difrakčnou analýzou sa identifikoval limonit (hydrogoethit), lepidokrokrit a diaspor. Akcesoricky je pravdepodobný magnetit. Konkrécie teda možno označiť ako dobrú železnú rudu.

### Záver

Význam opísaných výskytov je mineralogický. Väčší rozmer sa dá očakávať iba pri prvom, najkvalitnejšom výskyte (N-155). V miestach výskytu predpokladáme čiastkové krasové depresie, v ktorých sa ako produkt kôry zvetrávania preplavenej z prostredia mimo územia Slovenského raja zachovali zvyškové akumulácie bauxitu. Zdrojový materiál Fe konkrécií môže mať rovnaký pôvod, ale ich sformovanie je zjavne diagenetického a epigenetického pôvodu. Primárnym prostredím výskytu a formovania konkrécií boli pravdepodobne vrstvy paleogénu, ktoré pokrývali toto územie, no nevyklúčujeme, že sa formovali na predpaleogénnom paleoreliéfe.

Opísané prvé nálezy minerálov bauxitových rúd (diaspor) a reziduálnych Fe minerálov v širšom priestore krasovej planiny Glac spolu s niektorými výskytmi sedimentov paleogénu poukazujú na predpaleogénne fázy formovania krasového reliéfu (Novotný a Tulis, 2002) a na osobitné paleoklimatické podmienky, a preto aspoň enklávy depresného a elevačného reliéfu v priestore výskytu týchto minerálov a hornín možno považovať za vrchnokriedový reliéf.

*Podakovanie.* Za pomoc pri výskume ďakujeme Ing. J. Danielovi z organizácie URANPRES, s. r. o., Spišská Nová Ves.

### Literatúra

- Mello, J. et al., 2000: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny, M 1 : 50 000. Bratislava, ŠGÚDŠ.  
Novotný, L. & Tulis, J., 2002. Skalné okno – predpaleogénny kras v Slovenskom raji. In: *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš.*

## Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačennú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písma, hrúbka čiar) možno reprodukovat aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtm čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1,6 mm.

### Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odlačkou musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

### Text

1. Úprava textu vrátane zoznamu literatúry prispôbte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlišiť 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 píšate 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 obľahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slov a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

### Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objašňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť. V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie vrátane 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, čiernebiele, 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 píše 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 dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

### Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

### Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:  
**Kniha**  
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.  
**Časopis**  
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.  
**Zborník**  
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.  
**Manuskript**  
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.  
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.  
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.