MINERALIA SLOVACA

ROČNÍK 5 • ČÍSLO 1

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1973

MINERALIA SLOVACA

roč. 5 (1973) — č. 1

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, Dr.Sc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., Ing. Ján SLÁVIK, CSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan ŤAPÁK, doc. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

STRATIGRAFIA — STRATIGRAPHY
Ján Bystrický: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty) — On the Stratigraphy and Tectonic Appurtenance of Limestones of the Vajarská Deposit (Malé Karpaty Mts.) 1
INŽINIERSKA GEOLÓGIA — ENGINEERING GEOLOGY
Ján Šajgalík—Igor Modlitba: Vplyv prostredia vzniku sedimentu na niektoré fyzikálno-mechanické vlastnosti spraší — Influence of the Environment of Sediment Origin on Some Physical — Mechanical Properties of Loes 9
BIOCHÉMIA — BIOCHEMISTRY
Ivan Matula: Poznatky z aplikácie biochemickej metódy vyhľadávania ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí — Experience from application of biochemistry in metallometric prospection in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 21
HYDROGEOLÓGIA, HYDROGEOCHÉMIA — HYDROGEOLOGY, HYDROGEOCHEMISTRY
Michal Lukaj: Návrh hydrogeologickej klasifikácie ložísk nerastných surovín — Proposal of hydrogeochemical — mining classification of raw material mineral deposits 29
Nasry Zaky Bishay: Hydrogeochemical Characteristics of Brines in the Western Coast of the Gulf of Suez — Hydrogeochemická charakteristika slaných vôd západného pobrežia Suezského zálivu 43
SPRÁVY — REPORTS
Milan Tréger: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí — Occurrences of uranium — bearing phosphates in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 61
Ivan Matula—Pavol Grecula: Kasiteritová mineralizácia v gemeridnej žule medzi Zlatou Idkou a Poprečom — Cassiterite mineralization in gemeride granite between the villages of Zlatá Idka and Poproč (East Slovakia) 65
Ivan Horváth—Ivan Novák—Ľudmila Nováková: Možnosti využitia minerálu fire — clay ako suroviny na výrobu bieliacej hlinky — Utilization Possibilities of the „Fire—clay" Mineral as Raw Material for Bleaching Earths Production 69
Oto Miko: Geologická stavba SZ časti Ladožského jazera (Baltický štít) 73
Vendelín Radzo: Chromatografické a spektrofotometrické štúdium ílových minerálov — Chromatographic and Spectrophotometric Studies of Clay Minerals 75
KONFERENCIE
Ján Ilavský: Vzťahy medzi geochemickými a metalogenetickými provinciami 87
Pavol Grecula: Klasifikácia tektonických štýlov gemeríd 95
KRONIKA
Jaroslav Mazúrek: Juraj Teschler 101

MINERALIA SLOVACA

Vol. 5
(1973)
No 1
1—104

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologicko-prieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological society and of Slovak geological-research organizations

O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty)

JÁN BYSTRICKÝ*

Sur la stratigraphie et la structure tectonique des calcaires de Veterník à Vajarská (Petites Carpates).

L'auteur, se basant sur les études des Dasycladaceae, range les clairs calcaires massifs, provenant de la localité de Vajarská dans les Petites Carpates, aux calcaires de Havranica (Pelson-Fassan). Jusq úici, ils étaient désignés sous le nom de calcaires de Veterník. Par cette constatation l'auteur a determiné une nouvelle formation lithostratigraphique d'unités triassiques de la série de Veterník.

Vápencový komplex Vajarskej pri Rohožníku sa dnes pokladá viac-menej už len za okrajový problém stratigrafie triasu i tektoniky Malých Karpát. Množstvo nových paleontologických a stratigrafických dát o triase Malých Karpát a iných pohorí Slovenska odsunulo túto lokalitu do pozadia, takže lokalita, ktorá ešte na začiatku tohto storočia bola jedným z dvoch oporných bodov príkrovovej stavby (druhým boli tzv. chočské dolomity Považského Inovca), dnes sa v literatúre už takmer vôbec nespomína. Význam Vajarskej pre stratigrafiu triasu patrí skutočne už viac-menej minulosti, ale v tektonických interpretáciách Malých Karpát alebo mezozoického podložia Viedenskej panvy zostáva naďalej problémom, ku ktorému sa bude treba ešte vracať.

Vápencový komplex Vajarskej je zložený prevažne zo svetlých masívnych vápencov, ktoré sa od polovice minulého storočia až doteraz zvykli označovať ako „veternícke vápence" („Wetterlingkalk", K. Paul 1864). Tento komplex vápencov pôvodne pokladaný za vrchnokriedový (D. Štúr 1860, F. Andrian — K. Paul 1864) sa stal predmetom zvýšenej pozornosti práve svojím obsahom dasycladaceí, ktoré umožňovali priamu koreláciu s wettersteinskými vápencami Východných Álp (C. W. Guembel 1872). Prvý a vtedy ojedinelý nález druhu *Teutloporella aequalis* (Guemb.) Pia sa stal oporným bodom, ktorý umožnil stanoviť ladinský

* RNDr. Ján Bystrický, DrSc., Slovenská akadémia vied — Geologický ústav, Bratislava, ul. M. R. Štefánika 41.

vek svetlých vápencov v ostatných častiach Malých Karpát (H. Vetters in H. Beck — H. Vetters 1904), v Nedzovskom pohorí (L. Lóczy 1915), v Strážovskej hornatine (J. Vigh 1915, K. Kulcsár 1918) i v Považskom Inovci (S. Ferenczi 1917), teda tých svetlých vápencov, ktoré podľa pozície sa dovtedy pokladali za vrchnokriedové alebo za ekvivalent jurských „štramberských vápencov".

Zistenie, že „veternícke vápence" sú ladinského veku (H. Vetters 1904), a neskoršie zistenie ladinského veku tzv. chočských dolomitov v Považskom Inovci (J. Pia 1918) a v Chočskom pohorí (B. Dornyay 1913, 1918) značí začiatok novej etapy v interpretácii tektoniky nielen týchto pohorí, ale celých Západných Karpát. Skutočnosť, že v nadloží neokómu vystupujú masy svetlých vápencov alebo dolomitov stredného triasu, viedla k vymedzeniu nového príkrovu, ktorého názov chočský príkrov (A. Matejka 1925, 1927) sa prakticky používa dodnes, i keď jeho litostratigrafická náplň bola dlho rôzne vysvetľovaná. V Malých Karpatoch, ktoré v tom čase patrili z hľadiska tektoniky k najmenej preskúmaným pohoriam, chočský príkrov nebol zistený. Jeho miesto mal zaberať „veternícky príkrov" (D. Andrusov 1936), resp. strážovský príkrov (D. Andrusov 1938).

O otázke, či trias v nadloží krížňanského príkrovu je v Malých Karpatoch reprezentantom „veterníckeho príkrovu" alebo chočského príkrovu (M. Maheľ 1959, 1961, 1967, 1968), alebo či v ňom nie sú zastúpené dokonca oba skôr spomenuté príkrovy (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968), sa často uvažovalo najmä v súvislosti s riešením vzťahu tektonických jednotiek Západných Karpát k tektonickým jednotkám Východných Álp. Riešenie tohto problému sme už skôr načrtli (A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968), ale jeho podrobnejšie rozpracovanie bolo možné až v posledných rokoch po vyriešení niektorých sporných stratigrafických otázok (J. Bystrický — M. Maheľ 1970).

Tektonika Malých Karpát sa ukázala oveľa zložitejšia, než sa kedykoľvek predtým predpokladalo. V nadloží krížňanského príkrovu je tu totiž zastúpený nielen chočský príkrov, ale dokonca aj dva čiastkové príkrovy strážovského príkrovu. Naspodku je to čiastkový príkrov Veterníka, na ňom čiastkový príkrov Havranice. Ku ktorému z týchto čiastkových príkrovov patrí vápencový komplex Vajarskej, sa v tejto interpretácii ešte neurčilo. V zmysle tektonickej schémy M. Maheľa (1967) Vajarská je najzápadnejším úsekom čiastkového príkrovu Veterníka.[1]

Skôr ako sa budeme zaoberať týmto problémom, pokladáme za potrebné vrátiť sa k niektorým otázkam stratigrafie a fácií triasu bezprostredného okolia Vajarskej.

Vápencový komplex Vajarskej sa pôvodne pokladal za normálne nadložie „melafýrovej série" s. l. (t. j. perm až kampil) (D. Andrusov 1936, M. Maheľ, l. c., M. Peržel 1964, 1965, 1966). Keďže melafýrová séria sa aj v novej stratigrafickej interpretácii (t. j. perm) pokladá sa vývin charakteristický len pre chočský príkrov, celý komplex vápencov a dolomitov v nadloží krížňanského príkrovu sa pokladal za osobitný vývoj chočského príkrovu, ktorý M. Maheľ (1961) nazval „veternícka séria". Po zistení aniského a ladinského veku tzv. havranických vápencov a ladinského veku dolomitov v ich nadloží (obe súvrstvia predtým boli pokladané za vrchnotriasové, vápence za karnické, dolomity za norické hauptdolomity) odlíšil M. Maheľ (1967) v tejto „veternickej sérii" dva vývíny: „vápenícky vývin"

[1] Po predložení rukopisu tohto príspevku do tlače vyšla v r. 1972 Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. V nej M. Maheľ vápencový komplex Vajarskej pokladá za „havranický vývoj" chočského príkrovu, teda v terminológii, ktorú tu používame, to znamená za dielčí príkrov Havranice s vývinom stredného triasu vo fácii „havranických vápencov".

a „havranický vývin", ktoré mali súčasne byť charakteristické pre dva čiastkové príkrovy chočského príkrovu. Ako argument č. 1 pre pričlenenie oboch čiastkových príkrovov k chočskému príkrovu sa opäť uvádzal výskyt „melafýrovej série" na tektonickej ploche, ktorá ich oddeľuje. Celkove sa k tomuto názoru prikláňal aj D. Andrusov (1959, 1965).

Po revízii stratigrafie jednotlivých litostratigrafických jednotiek vystupujúcich v nadloží melafýrovej série (s. s., t. j. perm) *je vrstvový sled nasledovný* (J. Bystrický — M. Maheľ 1970):

1. *Kremité pieskovce až kremence* (seis?).
2. *Pestré pieskovce a pestré bridlice* s polohami slienitých vápencov. Fauna lamellibranchiátov, gastropód a amonitov tohto súvrstvia svedčí o kampilskom veku.
3. *„Bazálne dolomity"* (M. Maheľ 1968, p. 75). Podľa pozície patria najpravdepodobnejšie k spodnému anisu, ale nemožno vylúčiť, že miestami zasahujú aj do pelsonu, a tak laterálne zastupujú tmavé annaberské vápence.
4. *Annaberské vápence.* Sú to tmavé lavicovité, hrubolavicovité až masívne vápence, známe z literatúry ako „Rachsthurnkalk" (H. Beck — H. Vetters 1904), „vápenícke vápence" (M. Maheľ 1962) alebo ako „vápence typu gutensteinských vápencov" (M. Peržel 1966). Vývinom i vekom zodpovedajú však najskôr annaberským vápencom Východných Álp. Zastúpenie gutensteinských vápencov v ich bazálnej časti je problematické. V najvyššej časti súvrstvia obsahujú miestami brachiopódy anisu (M. Maheľ 1961, M. Peržel 1966), ale oveľa častejšie sú v nich zastúpené dasycladaceae: *Physoporella dissita* (Guemb.) Pia, *Physoporella pauciforata* (Guemb.) Steinm. v. *sulcata* Bystr., *Physop. pauciforata* (Guemb.) Steinm. v. *undulata* Pia, *Physop.* cf. *praealpina* Pia a foraminifery: *Citaella dinarica* (Koch. Dev.-Pautič), ktoré poukazujú na pelsonský až spodnoilýrsky vek (J. Bystrický in M. Peržel 1965, 1966).
5. *Reiflingské vápence.* Sú to tmavé rohovcové a hľuznaté lavicovité vápence zhodné s reiflingskými vápencami chočského príkrovu. V najspodnejšej časti obsahujú brachiopódy: *Piarorhynchia trinodosi* (Bittn.) (M Siblík 1971), vo vyššej lamellibranchiáty *Posidonia wengensis* Wissm. Začínajú teda vo vrchnom ilýre a siahajú do ladinu. Stratigrafická výška hornej hranice súvrstvia nie je t. č. známa.
6. *Annaberské vápence.* Sú to opäť tmavé lavicovité masívne vápence, pripomínajúce vápence z podložia reiflingských vápencov. Na posúdenie ich veku nie je zatiaľ dosť spoľahlivých dát, ale podľa ojedinelých výskytov foraminifery *Citaella denarica* (Koch. Dev.-Pantič) ide opäť o pelsonský až spodnoilýrsky vek.
7. *„Veternícke vápence"*. Ide o komplex svetlých masívnych vápencov, ktorých začlenenie do ladinu (vápence s *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia, *Teutloporella segualis* (Guemb.) Pia (resp. aj do vrchného anisu), vápence s *Physoporella pauciforata* (Guemb.) Steinm, *Physoporella varicans* Pia, *Macroporella alpina* (Pia) sa opieralo práve o ich výskyt vo vápencovom komplexe Vajarskej. Vo „veterníckych vápencoch" sa totiž nikde inde dasycladaceae nenašli. Pretože práve príslušnosť vápencového komplexu Vajarskej je sporná, pri stratigrafickom začlenení môžeme sa opierať iba o makrofosílie, ktoré sa vyskytujú v ich typickom vývoji na hlavnom chrbte Veterníka. Tie sa vyskytujú hlavne v ich najvyššej časti. Sú to hlavne brachiopódy: *Cruratula damesi* Bittn., *„Terebratula" aulaeothyroidea* Bittn. a korály: *Montivaltia* cf. *cipitensis* Volz, *Thecosmilia*

cf. *subdichotoma* Muenst., *Thecosmilia subdichotoma* Muenst., *Margarosmilia carpatica* Kolosv., *Craspedophyllia alpina* Loretz (J. Pevný 1966, M. Peržel 1966, M. Maheľ 1967). Výskyt amonitov pri vrchole Čela (doposiaľ neurčené fragmenty) sa najpravdepodobnejšie viaže na zónu s *Paraceratites trinodosus*, pretože v strednom triase Západných Karpát poznáme z početných lokalít len tento amonitový horizont. Pretože medzi vápencami vrchného anisu a ladinu niet podstatnejších faciálnych rozdielov a taktiež sa v nich nevyskytuje litologicky odlišné súvrstvie, nie je zatiaľ možné „veternícke vápence" podrobnejšie rozčleniť.

8. *Dolomity*. Sú to sivé lavicovité dolomity bez fosílií. Podľa pozície medzi „veterníckymi vápencami" a nadložnými lunzskými vrstvami možno ich pokladať za cordevol až bázu julu.
9. *Lunzské vrstvy* sú zastúpené pieskovcami a tmavými bridlicami. Z územia Malých Karpát nie sú z nich známe fosílie, preto o ich veku dá sa iba usudzovať podľa amonitov vyskytujúcich sa v lunzských vrstvách chočského príkrovu Nízkych Tatier. Tu v ich bazálnej časti je zastúpená zóna s *Carnites floridus*, spodný jul (V. Andrusová 1967).
10. *Hauptdolomit*. Ide o dolomity podobného faciálneho charakteru ako v podloží lunzských vrstiev. Ich vrchnotriasový vek vyplýva z pozície a polohy karditových vápencov, ktorá sa v nich sporadicky vyskytuje.
11. *Slienité bridlice a vápence kampilu*. V literatúre sa označujú ako „melafýrová séria", vystupujúca v malých útržkoch medzi čiastkovým príkrovom Veterníka a čiastkovým príkrovom Havranice. V skutočnosti ide len o vrstvy kampilského veku, v ktorých sa vyskytuje fauna. Vrstvy seisu podobne ako permu nie sú v šupinách zastúpené, preto označenie „melafýrová séria" je nesprávne. Práve nesprávne označenie týchto tektonických šupín ako „melafýrová séria" bolo zdrojom chýb v tektonickej interpretácii.
12. *„Tmavé havranické vápence"*. Sú to tmavé až čierne lavicovité vápence obsahujúce v spodnej časti drobné rohovce a miestami aj polohy sivých lavicovitých dolomitov. Predtým sa pokladali za normálne nadložie lunzských vrstiev a hoci boli zhodné s „raštunskými vápencami", pripisoval sa im karnický vek (H. Vetters in H. Beck — H. Vetters 1904, M. Maheľ 1961, 1962). Podľa dasycladaceí: *Physoporella dissita* (Guemb.) Pia, *Physoporella pauciforata* (Guemb.) Steinm. v. *undulata* Pia sú skutočne vápencami aniského veku a zodpovedajú teda nielen vývojom, ale aj vekom annaberským a gutensteinským vápencom Východných Álp.
13. *„Svetlé havranické vápence"*. Na rozdiel od predchádzajúcich majú nielen svetlejšie odtiene, ale miestami sú úplne svetlé až biele. Tým pripomínajú „veternícke vápence", a preto sa pri geologickom mapovaní často zamieňali. V spodnej časti obsahujú dasycladaceae charakteristické pre pelson až spodný ilýr: *Oligoporella pilosa* Pia v.? *varicans* Pia, *Diplopora hexaster* (Pia) Pia v. *hexaster*, *Dipl. hexaster* (Pia) Pia v. *helvetica* (Pia), *Macroporella alpina* Pia, *Physoporella dissita* (Guemb.) Pia, zatiaľ čo vo vyššej časti sú dasycladaceae typické pre spodný ladin: *Teutloporella aequalis* (Guemb.) Pia spolu s *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia. „Svetlé havranické vápence" majú teda stratigrafické rozpätie pelson až spodný ladin. Zóna s *Diplopora annulatissima* nebola zatiaľ v nich zistená, ale vrchnoilýrsky vek je v nich doložený amonitovou faunou zóny s *Paraceratites trinodosus* (V. Andrusová 1967). Miestami je na hranici anisladin v nich zastúpená fácia lavicovitých svetlých a ružových vápencov s červe-

nými rohovcami, ktorá pripomína schreyeralmské vápence v netypickom vývine.

14. *Svetlosivé dolomity.* Toto mohutné súvrstvie dolomitov, pokladané pôvodne za hauptdolomit (H. Vetters 1904 in H. Beck — H. Vetters 1904, M. Maheľ 1961), obsahuje v spodnej časti *Diplopora annulata.* Teda aspoň jeho spodnejšia časť je iste ladinského veku (fassan-langobard). Stratigrafická výška vrchnej časti nie je paleontologicky doložená, avšak zdá sa, že sa nachádza už vo vrchnom triase.

15. *„Svetlosivé, sivé a tmavosivé vápence".* Súvrstvie vápencov v nadloží skôr spomenutých dolomitov sa pokladá za rétické (M. Peržel 1965, M. Maheľ 1967). Stratigrafia tohto súvrstvia nie je ešte podrobnejšie známa, je však veľmi pravdepodobné, že spodná časť, svetlé a sivé až tmavosivé lavicovité vápence (kameňolom Plavecký Peter), je ekvivalentom dachsteinských vápencov norického veku.

Zo stručného prehľadu postupného sledu jednotlivých litostratigrafických jednotiek triasu je zrejmé, že vo *„veterníckej sérii vo vápenickom vývine"* (M. Maheľ 1967) *sú dva vrstvové sledy v tektonickej superpozícii.* Najspodnejší sled sa začína melafýrovou sériou (perm) a končí reiflingskými vápencami (vrstvy č. 5). Je to *vrstvový sled chočského príkrovu.* Na ňom spočívajúci vrstvový sled (vrstvy č. 6 až vrstvy č. 10) predstavuje *čiastkový príkrov Veterníka* a konečne najvyšší vrstvový sled (vrstvy č. 11 až vrstvy č. 15) patrí *čiastkovému príkrovu Havranice.* Čiastkový príkrov Veterníka a čiastkový príkrov Havranice sa fáciou stredného triasu natoľko odlišujú od fácie stredného triasu chočského príkrovu, že pokladáme za vhodnejšie ich začleniť do skupiny gemeridných príkrovov (k strážovskému príkrovu) (J. Bystrický — M. Maheľ 1970).

Na stavbe Vajarskej sa zúčastňujú len dve tektonické jednotky: chočský príkrov (jeho jediným reprezentantom je melafýrová séria — perm) a niektorý z vyššie spomenutých čiastkových príkrovov. Podľa M. Maheľa (1967) je to čiastkový príkrov Veterníka.

Pre objasnenie tohto problému pokladám za vhodné hľadať východisko v korelácii „veterníckych vápencov" so „svetlými havranickými vápencami". H. Vetters (1904) a potom L. Lóczy (1915) pri korelácii týchto súvrství dospeli k názoru, že obsahujú tú istú flóru dasycladaceí (t. j. *Theutloporella aequalis* a *Teutloporella herculea*). Je zrejmé, že sa pritom (podobne ako neskorší autori) opierali o dáta C. W. Guembela (1872), ktorý v zmysle K. Paula (1864) pokladal svetlé vápence Vajarskej za „veterníckе vápence" („Wetterlingkalk"). Všetky dáta o výskyte dasycladaceí vo „veterníckych vápencoch", ktoré sú známe z literatúry, sa v skutočnosti vzťahujú len na vápence Vajarskej. Dnes však vieme, že „veterníckе vápence" v celej oblasti Veterníka (podľa ktorého boli pomenované) nikde neobsahujú dasycladaceae. Sú to prevažne vápence so sfinktozoami a korálmi, ktoré sú charakteristické pre rífové jadro a na jeho stavbe sa dasycladaceae nezúčastňovali (E. Ott 1967). „Svetlé havranické vápence" s veľmi hojnými dasycladaceami predstavujú zase lagunárnu fáciu, ktorá podľa výskytu *Teutloporella herculea* spolu so sfinktozoami predstavuje zónu priliehajúcu k rífovému jadru („Riffnahe-Zone"). Ak zohľadníme pritom aj stratigrafické rozpätie („veterníckе vápence" pelson až cordevol, „svetlé havranické vápence" pelson až fassan) vidieť, že *svetlé vápence Vajarskej svojím stratigrafickým rozpätím i podľa fácie sú zhodné so „svetlými havranickými vápencami", a nie s veterníckymi vápencami Veterníka.* Myslím teda, že v prípade Vajarskej boli v korelácii doposiaľ práve také chyby ako v prípade

„chočských dolomitov" (J. Bystrický 1967). Opierali sme sa o staré literárne dáta bez ich preverenia.

V zmysle laterálneho členenia wettersteinských vápencov ladinu (ktorými sú v skutočnosti „veternícke" i „svetlé havranické vápence") sfinktozoová biofácia a teutloporelová biofácia vystupujú vedľa seba v spoločnom sedimentačnom priestore. V Malých Karpatoch ich máme v tektonickej superpozícii. Prvá je charakteristická pre ladin čiastkového príkrovu Veterníka, druhá pre ladin čiastkového príkrovu Havranice.

Aj táto skutočnosť svedčí skôr o tom, že *oba čiastkové príkrovy pochádzajú zo spoločného sedimentačného priestoru.*

Komplex svetlých vápencov Vajarskej je v tektonickom styku s melafýrovou sériou chočského príkrovu. Zdá sa, že v tomto prípade nejde o úplné tektonické vytiahnutie čiastkového príkrovu Veterníka a podstatnej časti chočského príkrovu, ale skôr o tektonický styk pozdĺž zlomu, ktorý je paralelný so zlomovým systémom oddeľujúcim Malé Karpaty od Viedenskej panvy.

V tejto interpretácii komplex svetlých vápencov Vajarskej je tvorený súvrstvím „svetlých havranických vápencov" a je teda pokračovaním teutloporelovej biofácie „havranických vápencov" z oblasti Plaveckého Podhradia smerom na JZ. Smerom na SV pokračuje čiastkový príkrov Havranice („havranický vývin", M. Maheľ 1967) do oblasti Dechtíc. Geologické mapy tohto úseku sú t. č. značne schematické a stratigrafia sa zatiaľ podrobnejšie nespracovala, predsa však v profile z Dechtíc na kótu 310,9 môžeme pozorovať vrstvový sled známy nám už z Havranice. Najvyššiu časť Hrebienka kóty 310,9 budujú svetlé masívne vápence anisu s *Physoporella dissita* (Guemb.) Pia. Ich nadložím sú svetlé, nezreteľne lavicovité sivé, žltkasté vápence so žltými i ružovými rohovcami (ekvivalent schreyeralmských vápencov?) a napokon najnižšia časť svahu tesne nad kameňolomom sa skladá z masívnych svetlých vápencov s *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia. Aj táto oblasť je silne porušená zlomami, takže vedľa seba sa dostávajú stratigraficky dosť vzdialené súvrstvia. V pokračovaní svetlých vápencov s *Teutl. herculea* sú v oblasti starých kameňolomov (SZ od cintorína) priamo svetlé vápence anisu s *Physoporella dissita* (Guemb.) Pia, v ktorých vystupujú v podloží sivé lavicovité dolomity neznámej stratigrafickej výšky.

Doručené: 25. V. 1972
Odporučil: Ján Slávik

Slovenská akadémia vied
Geologický ústav
Bratislava

LITERATÚRA

ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské příkrovy západních Karpát. Carpatica, Ř. přírod. (Praha), s. 1—36.

ANDRUSOV, D. 1938: Dnešní pojetí geologické stavby Západních Karpát. Rozpravy věd. spol. bádat. (Praha), VIII, 53, s. 56—76.

ANDRUSOV, D. 1965: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten. II. (Berlin), Akad. Verlag.

BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. XXIII. Int. Geol. Congr. 3, (Prag), s. 87—92.

BYSTRICKÝ, J. 1967: O veku „chočských dolomitov". Čas. Mineral. Geol. (Praha), 12, 3, s. 247—252.

BYSTRICKÝ, J. — MAHEĽ, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. sb. (Bratislava), 21, 1, s. 191—196.

MAHEĽ, M. 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Sjazdový sprievodca XII. Sjazdu Čs. spol. pre min. a geologiu (Bratislava), s. 45—67, 80—82.
MAHEĽ, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Bratislava—Wien, Geofond Bratislava.
MAHEĽ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty. Sv. 1. (Praha).
MAHEĽ, M. — BUDAY, T. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Geol. Survey of Czechoslovakia (Praha).
MATĚJKA, A. 1927: Geologická studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník SGÚ (Praha), 4, s. 529—616.
PEŽREL, M. 1964: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Zpr. geol. výsk. 2, Slovensko (Bratislava), s. 66—67.
PERŽEL, M. 1965: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Zpr. geol. výsk. 2, Slovensko (Bratislava), s. 53—54.
PERŽEL, M. 1966: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. 38 (Bratislava), s. 87—98.
PERŽEL, M. 1966: Stratigraphie der Trias der Chočdecke des Biele Pohorie der Malé Karpaty. Geol. sb. (Bratislava), No. 1, s. 157—166.

On the stratigraphy and tectonic appurtenance of limestones of the Vajarská Deposit (Malé Karpaty Mts.)

JÁN BYSTRICKÝ

The light-coloured massive limestones of the Vajarská Hill near Rohožník (Malé Karpaty Mts.) with the well known flora of dasycladaceans denoted as „Veterník Limestones" (Wetterlingkalk, C. W. Guembel 1872) till now are actually „Havranica Limestones" on the basis of their stratigraphic range and biofacies. The „Veterník Limestones„ (Pelson to Cordevol) are sphinctozoan limestones characteristic for the core of the reef, the „Havranica Limestones" (Pelson to Fassan are of the character of the Teutloporella biofacies typical of the lagoonal area adjacent to the core of the reef („Riffnahe Zone") in the Lower Ladinian. Both biofacies occur in tectonic superposition in the Malé Karpaty Mts. The Ladinian sphinctozoan biofacies is characteristic of the lower partial nappe (Veterník partial nappe), the Teutloporella biofacies of the Ladinian is characteristic of the higher partial nappe (Havranica partial nappe). On the basis of the Triassc facies both partial nappes belong to the group of Gemeride nappes resting on the Choč nappe.

Translated by J. Pevný

Werner Lieber: **Der Mineraliensammler.**

Über den Aufbau von Sammlungen und was man dazu wissen sollte. 5. vydání, 274 stran, 73 obrázků v textu a 40 obrazových tabulek, z toho 16 barevných, plátěná vazba. Ott-Verlag 1971. Thun-München. DM 29,80.

O úspěchu knihy svědčí skutečnost, že vyšla během osmi let již v pátém vydání. Také počet výtisků od prvního vydání neustále stoupal. Zvětšením formátu na 21×26 cm bylo umožněno umístit do knihy velké barevné tabulky a pěkné fotografie nerostů. Obsah knihy byl rozšířen o nové poznatky. Úvodní slovo ke knize napsal K. Chudoba.

Kniha je napsaná jasně a srozumitelně, textovou část dokládá autor řadou názorných obrázků. Pojednává o vzniku nerostů a hornin v zemské kůře, o stavbě krystalů a jejich vlastnostech z fyzikálního a chemického hlediska, o sběru nerostů, o zakládání mineralogických sbírek aj. Zabývá se určováním nerostů jednoduchými klasickými metodami, praktickým vybavením laboratoře, fluorescencí, radioaktivitou, konzervací a úpravou vzorků i tím co je třeba vědět při koupi a výměně minerálů. Zaznamenává speciální názvy užívané od středověku německými horníky a vysvětluje čtení důlních map a plánů.

Na 78 stránkách je soupis nejznámějších nalezišť nerostů a tamních minerálních asociací. Jde o význačná naleziště nerostů především v Německu, Rakousku a ve Švýcarsku, ale i v evropských zemích a v zámoří. Užitečné jsou soupisy veřejných sbírek, muzeí, universit a jiných institucí v uvedených třech státech. Zázname z Československa jsou sporé. Z Čech uvádí autor Ústí nad Labem, Hořenec, Zálezly, Jáchymov, Karlovy Vary, Hazlo, Stříbro a Příbram, ze Slovenska jsou to jen Kremnica a Banská Štiavnica. Řada klasických lokalit chybí a jen z Moravy a ze Slezska uvádím Rožnou, Maršíkov, Dol. Bory, Žulovou a Zlaté Hory.

Chybí mineralogické sbírky na universitách ve Vídni a v Salcburku. Potřebné jsou i soupisy geologických ústavů, báňských úřadů a společností z oboru těžby a kamenoprůmyslu. Velmi důležitý je soupis literatury, zejména regionální, kterou potřebují sběratelé nejvíc. Nechybí ani hlavní odborné časopisy. Knihu uzavírají rejstříky (nerostů, nalezišť i věcný) a anglické názvy nerostů. Chyb je poskrovnu (např. minerály obsahující těžké kovy nemusí být vždy rudní) a týkají se většinou jen názvosloví. Stará bolest je neznalost nových místních názvů ve slovanských zemích, v Rumunsku a jinde v Evropě. Stále se setkáváme se starými dnes již zaniklými názvy z dob rakousko-uherské monarchie.

Zájemci z oboru mineralogie, jak začátečníci tak i pokročilí, naleznou v knize vše co potřebují. Kniha je dobře napsaná, doložená pěknými obrázky a hledání v ní usnadňují vhodně volené rejstříky. Lze ji doporučit všem, kdož v mineralogii pracují nebo se o ní zajímají a neměla by chybět v knihovnách.

Tomáš Kruťa

Mineralia slovaca, 5, 1, 9—20 (1973)

Vplyv prostredia vzniku sedimentu na niektoré fyzikálno-mechanické vlastnosti spraší

(18 obr. a 2 tab. v texte)

JÁN ŠAJGALÍK — IGOR MODLITBA*

L'influence du milieu de sédimentation sur les qualités physico-mécaniques des loess

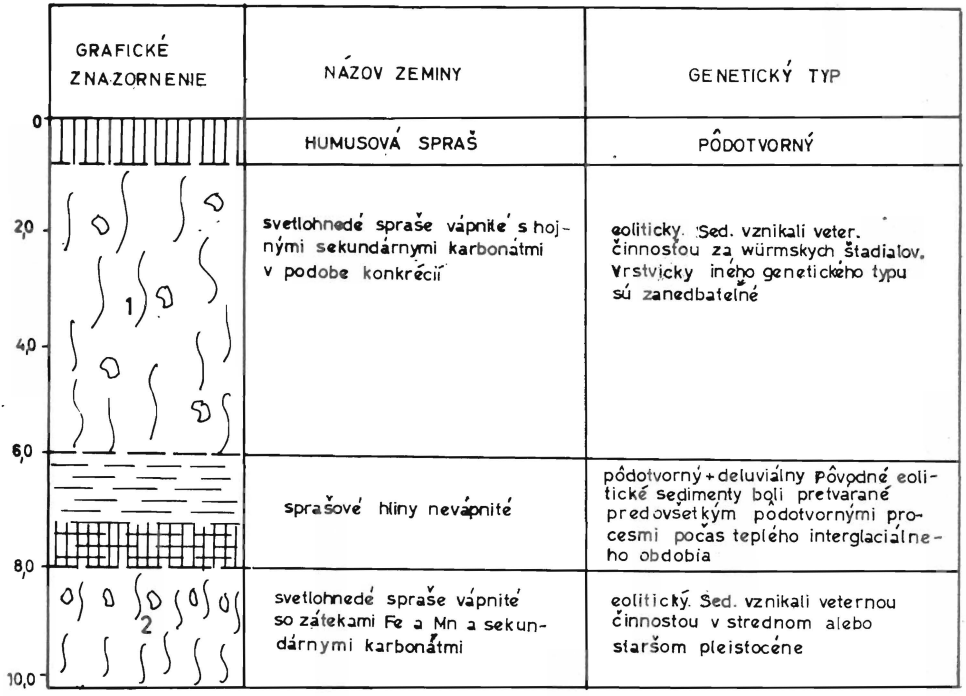
Au point de vue architectonique, les loess sont considérés comme peu sürs. Leur qualité courante et défavorable est la subsidence. Nous ne connaissons pas encore les conditions précises de son existence et les variations de sa qualité. Il y a encore beaucoup de problèmes ouverts, comme: rapport de subsidence ä la génese, géomorphologie, stratigraphie, minéralogie etc. Dans cet article, l'auteur s'efforce d'éclaircir l'influence du milieu de sédimentation sur les qualités géotechniques des loess (sédimentés dans le climat froid et humide).

Spraše patria k najrozšírenejším pokryvným útvarom na Slovensku. Z praxe vieme, že tvoria základovú pôdu značne nespoľahlivú a mnohokrát nevyspytateľnú. Na sprašových terénoch sa často stretávame s fyzikálno-mechanickými procesmi typickými pre spraše, ako sú presadavosť, sufózia ap. Mnohokrát však zostáva nevysvetlené, prečo na tých istých spraši ach, makroskopicky sa vôbec nelíšiacich, niekedy k spomínaným javom nedochádza.

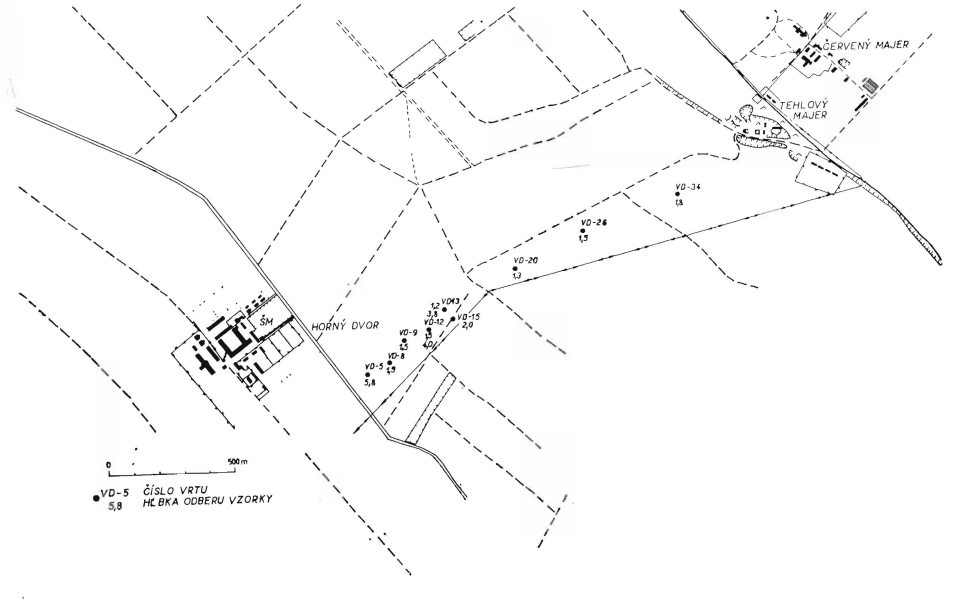
Veľmi ťažko sa na túto otázku odpovedalo vtedy, keď sa spraše považovali za jeden genetický komplex, a to eolitický, čiže naviaty vetrom. Dnes sa už väčšina autorov prikláňa k polygenetickému spôsobu vzniku spraší, treba len objasniť, ktoré sily a v akom rozsahu zohrali hlavnú úlohu pri ich nahromadení. Tento problém je veľmi dôležitý, pretože genéza spraší mnohokrát určuje ich fyzikálno-mechanické vlastnosti (J. Šajgalík 1966).

Na štúdium geotechnických vlastností sme si vybrali jeden genetický typ, a to „vlastné spraše" v zmysle L. Sýkoru — L. Urbánka (1954). Pre túto voľbu sme sa rozhodli z toho dôvodu, že práve tento typ sedimentov sa často vyznačuje veľmi nepriaznivou vlastnosťou z hľadiska geotechniky, a to tzv. presadavosťou. I keď presadavosť považujeme za charakteristickú vlastnosť spraší, a to najmä typického eolického pôvodu, musíme konštatovať, že zatiaľ nepoznáme, najmä na území Slovenska, presné zákonitosti jej výskytu a variácií kvality. Nie sú zatiaľ vyčerpávajúco zodpovedané otázky vzťahu presadavosti ku genéze, geomorfológii, k stratigrafii, mineralógii a taktiež k fyzikálnym a chemickým vlastnostiam sedimentu. Zameraním našej pozornosti na uvedený typ sedimentu a hlavne jeho komplexným geologicko-technickým riešením snažíme sa prispieť k riešeniu tejto problematiky,

* doc. RNDr. Ján Šajgalík, CSc., Katedra geotechniky Stavebnej fakulty SVŠT, Bratislava, Tolstého 1. RNDr. Igor Modlitba, IGHP, n. p., Bratislava 12 — Prievoz.



Obr. 1. Schematický profil sprašového súvrstvia Fig. 1. Schematic profile of the loess complex



Obr. 2. Situácia prieskumných prác Fig. 2. Situation of exploratory workings

Tabuľka 1

Senec tehelňa			Lokalita	
9,5	7,0	3.5	Hĺbka odberu vzorky v m	
spraše.	spraše hliny	spraše	typ sedimentu	
19,5	5,8	25,4	granát	minerály ťažkej frakcie v %
2,5	7,8	7,1	epidot	
1,0	3,2	1,5	zoizit	
2,0	7,1	7,1	apatit	
28,1	16,2	14,2	zirkón	
—	0,3	—	silimanit	
3,0	3,2	2,0	rutil	
0,75	0,6	2,0	turmalín	
1,7	2,6	8,7	amfibol	
1,0	0,6	0,5	chlorit	
—	—	0,5	hyperstén	
—	—	0,25	augit	
—	—	0,25	muskovit	
—	0,6	1,0	distén	
0,25	0,9	0,5	titanit	
0,25	0,3	0,5	staurolit	
36,6	45,5	22,9	rudné min.	
3,25	4,9	5,4	zakalené min.	
55,8	49,7	68,1	KREMEŇ	minerály ľahkej frakcie v %
17,1	19,7	15,0	ŽIVCE	
2,6	0,3	1,8	SĽUDY	
—	—	0,3	AGREGÁTY	
25,5	—	14,4	KARBONÁTY	
—	0,3	—	GLAUKONIT	

a to v oblasti, v ktorej sa uvedený typ sedimentu zatiaľ komplexne neštudoval.

Podnet a tiež niektoré podklady pre prácu sme získali vďaka rozsiahlemu inžiniersko-geologickému prieskumu trasy diaľnice v úseku Bratislava—Senec—Trnava, ktorý vykonal Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, n. p. Žilina, závod Bratislava, pod vedením Ing. J. Pisoňa a p. g. M. Žemberyho — v rokoch 1968 — 1969. Menovaným týmto vyslovujem vďaku za poskytnutie situačného náčrtu prieskumných diel a neporušených vzoriek sedimentov pre laboratórne spracovanie.

Genéza spraší

Genézu sedimentu a podmienky jeho vzniku sme určili na základe petrografických a paleontologických štúdií. Výsledky nám poskytol predovšetkým umelý odkryv Seneckej tehelne, ako i vzorky z vrtov. Na základe petrografických výsledkov (tab. 1) *môžeme spraše študovaného územia považovať za eolické*, pretože sú zložené z minerálov (ide predovšetkým o obsah minerálov ťažkej frakcie), ktoré mohli byť na uvedené územie naviate len vetrom.

Netvoria však homogénny celok, ale sú do hĺbky faciálne členené, čiastočne s vrstvovou textúrou, pretože vznikli za rôznych klimatických podmienok pleistocénneho podnebia, čo sa, prirodzene, odráža na sprašovom profile. Zo schematického profilu (obr. 1) vidíme, že dva horizonty eolických spraší sú oddelené pochovaným pôdnym horizontom, ktorý vznikol počas prerušenia sedimentácie na sprašiach za teplého interglaciálneho podnebia. Samotné sprašové (ozn. v profile 1, 2) horizonty vznikali v tzv. štadiáloch, t. j. za chladnej klímy. Avšak paleontologické rozbory nám ukazujú (Z. Schmidt 1969), že i tu sa klimatické podmienky pri tvorbe týchto sedimen-

tov líšili. Vrchný komplex spraší (1) vznikal síce za chladného, ale za vlhkého podnebia — würmských štadiálov; dokazujú to výskyty xerotermných asociácií malakofauny, ako napr. *Succinea oblenga* (Drap.), *Pupilla sterri* (Vth.) ap. (Z. Schmidt 1969). Predpokladáme, že práve vlhkosť prostredia pri eolickej sedimentácii kladne ovplyvnila fyzikálno-mechanické vlastnosti spraší tohto genetického typu.

V odlišných genetických podmienkach prebiehal vývoj v spodnom sprašovom komplexe (2), kde výskyt veľmi chladného prvku *Vallenia tenuilabris* (A.Br.) dovoľuje usudzovať na výrazne chladné klimatické podmienky vzniku tohto horizontu.

Je prirodzené, že hrúbka popísaných sprašových horizontov sa z miesta na miesto mení v závislosti od geomorfologickej preddispozície územia. Nás bude interesovať vrchný sprašový komplex, ktorého hrúbka sa pohybuje od 3—8 metrov; poznajúc dôkladne zákonitosti jeho vzniku, chceli sme zistiť, ako bude genéza odrážať pôdomechanické vlastnosti sedimentu.

Celý sprašový pokryv, ktorého hrúbka dosahuje max. 14 m, tvorí nadložie limnicko-fluviálneho komplexu neogénneho veku.

Geotechnické vlastnosti sedimentov

Pre stanovenie geotechnických vlastností sedimentu použilo sa dvanásť neporušených vzoriek, odobratých z desiatich vrtov v rôznych hĺbkach tak, aby vybraný súbor vzoriek dostatočne charakterizoval študovanú geologickú vrstvu. Celkove sa na lokalite odobralo 39 neporušených vzoriek, avšak pred vlastným laboratórnym spracovaním boli podrobené prísnemu vizuálnemu zhodnoteniu, a to z toho dôvodu, aby už v prvých fázach laboratórneho spracovania boli vylúčené vzorky, pri ktorých by boli pochybnosti o neporušenosti štruktúry, príp. textúry a zachovaní prirodzeného stavu. Ďalej boli vyradené vzorky, pri ktorých boli zistené anomálie v textúre a štruktúre, ako napr. prítomnosť veľkých zhlukov vápnitých konkrécií a pod., odobraté z vrstvičiek vzniknutých počas tzv. interštadiálnych (teplejších) období würmu, ktoré sa však vyskytujú v študovanom území len sporadicky. K tomuto prísnemu výberu sme pristúpili hlavne z toho dôvodu, že pri štatistickom spracovaní, ale najmä pri grafickom zisťovaní korelačných vzťahov geotechnických vlastností, práve nedôsledné vizuálne vytriedenie vzoriek spôsobuje ťažkosti pri vlastnom vyhodnocovaní.

Na základe vyhodnotenia laboratórnych skúšok konštatujeme, že študovaný typ sedimentu — t. j. vrchný sprašový komplex — vyznačuje sa nasledovnými geotechnickými vlastnosťami.

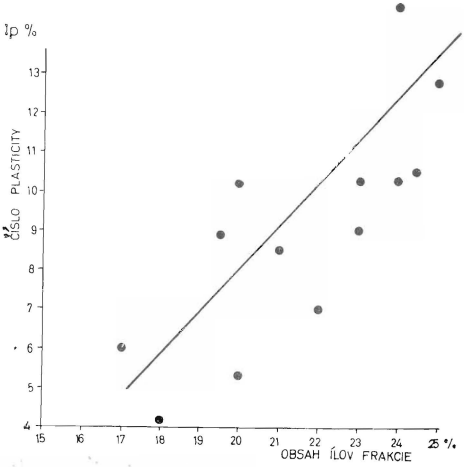
Granulometrické zloženie poukazuje na značnú rovnorodosť v obsahu jednotlivých frakcií, čo potvrdzujú i štatistické hodnoty, a to smerodajná odchýlka a variačný koeficient V_k. Variačné rozpätie frakcií piesku (0,063 mm), prachu (0,063 až 0,005 mm) a ílu (0,005 mm) — je 8—15 %. Obsah ílovitej frakcie prevyšuje obsah jemne piesčitej frakcie o 3 %, pričom obsah prachovitej frakcie, vyjadrený aritmetickým priemerom $\bar{x}$ je 68 %. Podľa trojuholníkového klasifikátora (ČSN 721001) zodpovedá zemine typu „hlina".

Medián M_d sa nachádza v rozmedzí 0,014—0,019 mm. Stupeň vytriedenia, vyjadrený formou koeficientu rozptylu $\sigma\varnothing$, sa pohybuje v intervale 4,6 ~ 5,7 $\varnothing$ a vyjadruje nižší stupeň, ako sa všeobecne udáva pre spraše. Podľa Z. Kukala (1964) hodnota $\sigma\varnothing$ pre spraše v celosvetovom meradle sa pohybuje od 1$\varnothing$ do 3$\varnothing$. Podobne i vzájomný vzťah medzi hodnotou koeficientu asymetrie, ktorý má zápornú hodnotu, a strednou veľkosťou zrna M, kde platí, že $M < M_d$, poukazuje na menší stupeň vytriedenia zŕn, najmä v rozmeroch menších, ako je medián M_d.

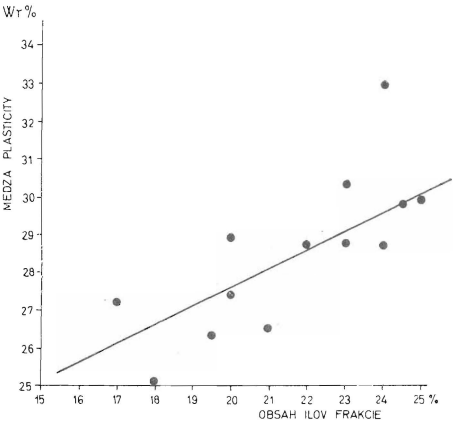
Plastické vlastnosti, vyjadrené vlhkosťou na medzi tekutosti (w_L%) (Casa-

grande) a číslom plasticity (I_p %), sú charakteristické pre zeminy s nízkou až strednou plasticitou (ČSN 731001). Ich štatistické hodnoty sú uvedené na obr. 4.

Rozptyl plasticitných vlastností je do určitej miery podmienený existujúcou koreláciou s granulometrickým zložením, hlavne s obsahom ílovitej frakcie. Táto korelácia má priamkový charakter, avšak jednotlivé body vykazujú značný rozptyl od priamky vyjadrujúcej korelačný vzťah (obr. 4 a 5). Je zrejme ovplyvňovaný i ďalšími vlastnosťami sedimentu, ako je napr. mineralogické zloženie ílovitej frakcie, chemizmus pórovej vody a pod. Overovali sa i ďalšie korelačné vzťahy plasticitných vlastností, a to k objemovej tiaži a pórovitosti (obr. 6a—d). Ich priebeh možno taktiež označiť ako priamkový s nie príliš tesným sústredením hodnôt. Zaujímavý je „odskok" štyroch hodnôt pri korelácii a objemovou tiažou prirodzene vlhkého i vysušeného sedimentu. Podrobnejšou analýzou dospejeme k názoru, že uvedené odskoky sú pravdepodobne spôsobené vyššou prirodzenou vlhkosťou. Pri týchto vzorkách bola stanovená prirodzená vlhkosť v intervale od 16 % do 19 %, kým



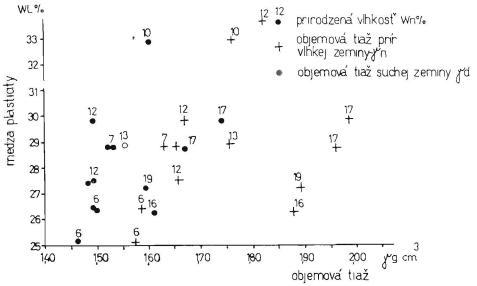
Obr. 4. Vzťah medzi číslom plasticity a obsahom ílovitej frakcie
Fig. 4. Relation between the plasticity number and the content of clay fraction



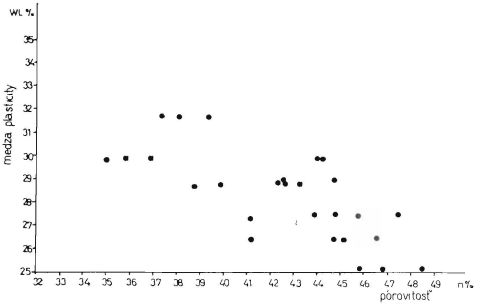
Obr. 5. Vzťah medzi medzou plasticity a obsahom ílovitej frakcie
Fig. 5. Relation between the limit of plasticity and the content of clay fraction

pri ostatných, ktoré sa nachádzajú v oblasti súboru, bola stanovená od 6 % do 12 %.

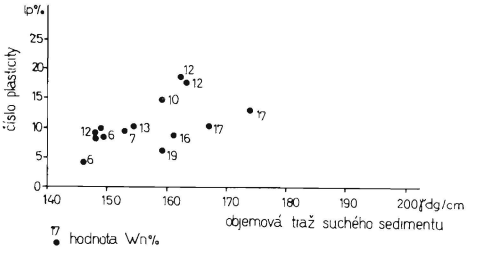
Vlhkosť v prirodzenom stave. Vzhľadom na výskyt hladiny podzemnej vody, ktorá nedosahuje bázu sprašového komplexu, zistili sme pomerne vysoké variačné rozpätie hodnôt prirodzenej vlhkosti (w_n %). Rozdiel medzi maximálnou a minimálnou hodnotou dosahuje až 15 %, pričom sa pohybuje v intervale od 6 % do 19 %. Je zaujímavé, že podobné variačné rozpätie, najmä so zreteľom na maximálnu hodnotu, uvádza celý rad autorov, ako napr. kol. autorov: I. M. Gorkova — N. A. Okina — N. A. Duškina — K. N. Rjabičeva (1964), ktorí okrem iného udávajú, že uvedené maximum variačného rozpätia predstavuje akúsi medznú hodnotu prirodzenej vlhkosti. Pri sedimentoch s vlhkosťou nad medznú hodnotu prebieha v prirodzených podmienkach vysušovanie podstatne rýchlejšie ako u sedimentov s nižšou vlhkosťou. Keď sediment dosiahne vlhkosť 15—18 %, intenzita vysýchania sa spomaľuje — vlhkosť sa teda stáva stabilnejšou a mení sa v ďalších časových



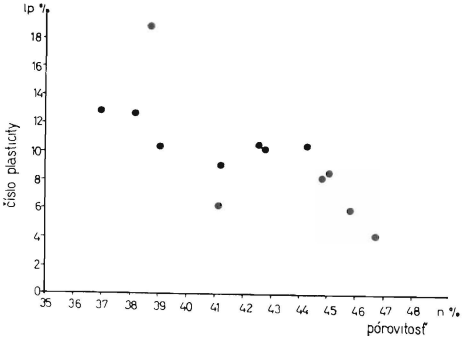
Obr. 6a. Vzťah medzi medzou plasticity a objemovou tiažou
Fig. 6a. Relation between the plasticity limit and volume gravity



Obr. 6b. Vzťah medzi medzou plasticity a pórovitosťou
Fig. 6b. Relation between the limit of plasticity and porosity



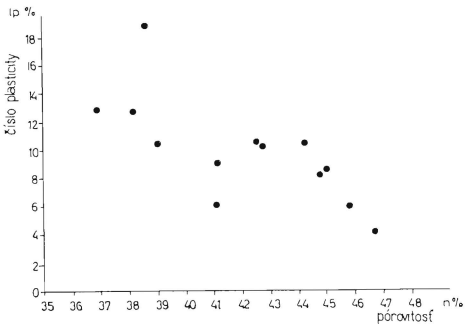
Obr. 6c. Vzťah medzi číslom plasticity a objemovou tiažou suchej zeminy
Fig. 6c. Relation between the number of plasticity and volume gravity of dry earth



Obr. 6d. Vzťah medzi číslom plasticity a pórovitosťou
Fig. 6d. Relation between the number of plasticity and porosity

intervaloch. Uvedenú skutočnosť je možné vysvetliť ako vzájomné pôsobenie chemických a fyzikálnych väzieb molekúl vody s pevnou fázou sedimentu, a to postupným uvoľňovaním molekulárnych vrstiev adsorbovanej vody, ktorých energia pripútania vzrastá s klesaním ich vzdialenosti od centra pevnej fázy.

Ďalej sme zistili, že *na veľkosť variačného rozpätia hodnôt prirodzenej vlhkosti má istý vplyv aj variačné rozpätie hodnôt pórovitosti.* Táto závislosť je znázornená na obr. 7, kde môžeme pozorovať zvyšovanie prirodzenej vlhkosti so znižovaním pórovitosti. Na prvý pohľad sa zdá ,že uvedená závislosť je nelogická, a to z dôvodu, že zväčšený objem pórov mal by umožňovať úmerné zvýšenie vlhkosti. Musíme si však uvedomiť, že zmenšovanie pórovitosti nutne musí vyvolať i zmenšenie polomeru kapilár v sedimente, čím sa zvýši povrchové napätie v kapilárnej vode. Vyššie povrchové napätie potom spôsobuje, že sediment je schopný udržať si pri nižšej pórovitosti vyššiu prirodzenú vlhkosť ako pri vyššej pórovitosti. Z uvedeného môžeme usudzovať, že *variačné rozpätie pórovitosti je v značnej miere podmienené početnosťou makropór*, ktoré nemajú charakter kapilár. Je samozrejmé, že táto úvaha môže mať platnosť iba v úzko vyčlenenom type sedimentu, a to na základe



Obr. 7. Vzťah medzi pórovitosťou a vlhkosťou
Fig. 7. Relation between porosity and humidity

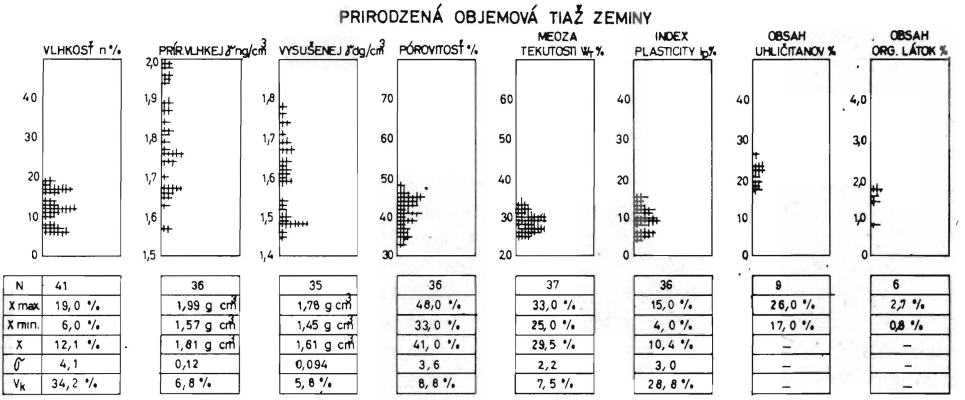
granulometrie alebo inej vlastnosti tesne súvisiacej s granulometriou, i to iba pre istý interval pórovitosti a vlhkosti. Ďalej musíme pripustiť, že platnosť tejto závislosti je možná iba v prírodných podmienkach, mimo priameho dosahu podzemnej vody a neuplatňuje sa pri umelom upravovaní vlhkostí v laboratórnych podmienkach.

Hodnota objemovej tiaže pre vysušené sedimenty (γ dg/cm^3 bola stanovená v rozmedzí 1,45 g/cm^3—1,78 g/cm^3 s priemernou hodnotou vyjadrenou aritmetickým priemerom γ_d = 1,61 g/cm^3. Priemerná objemová tiaž prirodzene vlhkého sedimentu je γ_n = 1,81 g/cm^3 s variačným rozptylom 0,42 g/cm^3, a to v intervale od 1,57 g/cm^3 do 1,99 g/cm^3 (obr. 3).

Hodnota mernej tiaže (γ_s g/cm^3) sa pohybuje v intervale od 2,68 g/cm^3 do 2,73 g/cm^3, pričom priemerná hodnota (aritmetický priemer) je rovná 2,70 g/cm^3.

Enormné variačné rozpätie so značným rozptylom hodnôt od 20 % do 77 % — vykazuje stupeň nasýtenia (S_r).

Obsah uhličitanov, ako aj obsah organických látok sa pohybuje v medziach typických pre sprašové sedimenty Trnavskej tabule. (Uhličitany: 17—26 %, organické látky: 0,8—2,7 %). Zaujímavá je zistená korelácia medzi obsahom uhličitanov a objemovou tiažou vysušeného i prirodzene vlhkého sedimentu, respektíve jeho pórovitosťou. Zreteľne poukazuje na priamkovú závislosť znižovania objemovej tiaže, prirodzene vlhkého i vysušeného sedimentu a zvyšovanie hodnoty pórovitosti so zvyšovaním obsahu uhličitanov (obr. 8a, 8b). Zvýšenie obsahu uhličitanov z 18 % na 26 % vyvoláva zvýšenie pórovitosti cca až o 10 %. Uvedené korelácie sú prejavom pôsobenia uhličitanov na štruktúru študovaného sedimentu, a to spevňovaním štruktúrnych väzieb medzi zrnami.

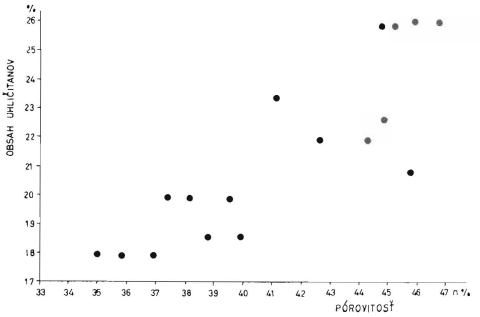


Obr. 3. Štatistické spracovanie geotechnických hodnôt
Fig. 3. Statistical treatment of geotechnical values

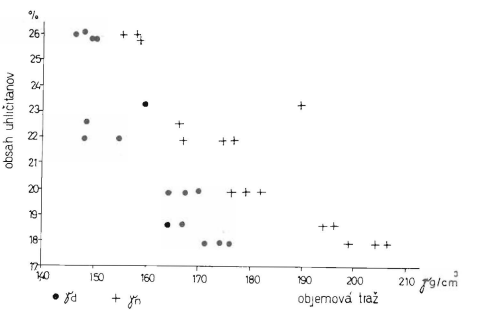
Pórovitosť (n %) sa pohybuje v intervale od 33 % do 48 %, pričom najväčšie sústredenie hodnôt je tesne nad 40 %. Priemerná hodnota vyjadrená aritmetickým priemerom je 41 % (obr. 3.).

Uvedené variačné rozpätie pórovitosti vzhľadom na prísne kvalitatívne vyčlenenie študovaného sedimentu je pomerne veľké. Porovnávaním získaných hodnôt s hodnotami pórovitosti udávanými v literatúre zisťujeme, že naše hodnoty reprezentujú nízke až stredné hodnoty, ktoré sú charakteristické pre sedimenty s nízkou stlačiteľnosťou a presadavosťou.

Stlačiteľnosť sa zisťovala na vzorkách s neporušenou štruktúrou rôznych



Obr. 8a. Vzťah medzi obsahom uhličitanov a pórovitosťou
Fig. 8a. Relation between the content of carbonates and porosity



Obr. 8b. Vzťah objemovej tiaže k obsahu uhličitanov
Fig. 8b. Relation of the volume gravity to the content of carbonates

vlhkostí. Skúšky sme robili jednak na vzorkách, ktoré počas skúšania boli v styku s vodou, a jednak na vzorkách bez prítomnosti vody so zabezpečovaním vzorky pred vysýchaním.

Zistené hodnoty stlačiteľnosti, vyjadrené oedometrickým modulom pretvárnosti M_o (kp/cm²), sa pohybujú v pomerne širokom intervale a sú znázornené v tabuľke 2. Vzorky 674 a 678 reprezentujú skúšky vykonané na vzorkách zaliatych vodou. Počas skúšania došlo k zvýšeniu ich vlhkosti, i napriek narastajúcemu zaťaženiu, o 5 a 12 %. Vzorky 724, 782, 783 a 739 neboli počas skúšania zalievané vodou, ale boli chránené pred vysýchaním. Pred započatím skúšky boli tieto vzorky podrobené pozvoľnému upravovaniu vlhkosti, a to vysýchaním pri teplote cca 15 až 20 °C, resp. saturovaním v exikátoroch.

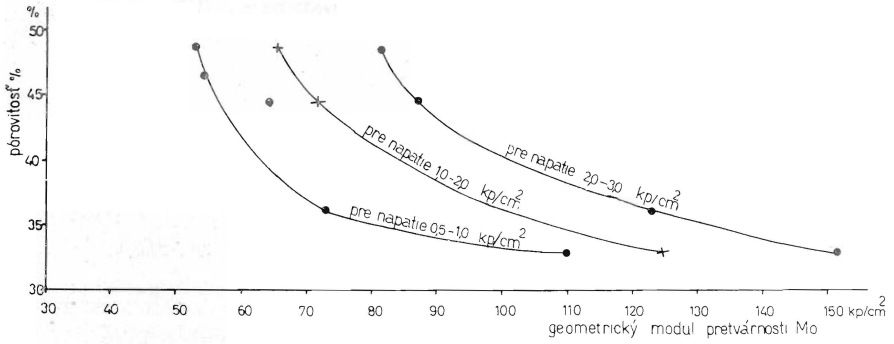
Na základe vzájomného porovnávania hodnôt oedometrických modulov pretvárnosti M_o pri jednotlivých vzorkách môžeme konštatovať, že *hodnoty* M_o *majú zreteľne klesajúcu tendenciu so zvyšovaním pórovitosti*, čo je pri vzorkách 739, 782, 782 a 724 zvýraznené stúpajúcou hodnotou vlhkosti. Oedometrické moduly pretvárnosti zistené na vzorkách zaliatych vodou (674 a 678) vykazujú isté nepodstatné zníženie hodnôt voči hodnotám zisteným na vzorkách nezaliatych vodou. Zo získaných hodnôt nie je však možné zistiť, ako sa podieľa na kvalite hodnoty vlhkosť a pórovitosť samostatne. Aby sme mohli tento problém riešiť, vyžadovalo by to mať k dispozícii viacero vzoriek rovnakej pórovitosti s nerovnakou vlhkosťou a naopak, rovnakej vlhkosti s nerovnakou pórovitosťou, čo v našich podmienkach nebolo možné zabezpečiť.

Vzorka číslo	Vlhkosť pred sk.	Vlhkosť po sk.	Oedometrický modul M pre zaťaženie kp/cm² 0,5—1	1—2	2—3	0,5—3	
678	12,2	17,5	89	82	98	89	39,3
674	6,3	18,8	35	52	76	56	44,8
782	12,1	12,1	73	101	123	99	36,2
724	17,2	17,2	65	71	87	74	46,0
739	2,1	2,1	53	65	81	66	48,0

Ak si zaznačíme všetky hodnoty oedometrických modulov pretvárnosti M_o zistených na vodou nezaliatych vzorkách do grafov v závislosti na počiatočnej pórovitosti (obr. 9), potvrdí sa korelácia medzi oboma hodnotami. Z vykreslených kriviek je zrejmé, že hodnoty M_o začnú prudko narastať — t. j. stlačiteľnosť sa začne znižovať — pri pórovitosti okolo 35 % bez ohľadu na stupeň zaťaženia. Je zaujímavé, že táto hodnota pórovitosti zodpovedá najnižším pórovitostiam, ktoré sme stanovili na neporušených vzorkách v prirodzenom uložení. Toto zistenie môžeme považovať za dôkaz, že *študovaný sediment sa vyznačuje vysokým stupňom uľahlosti.*

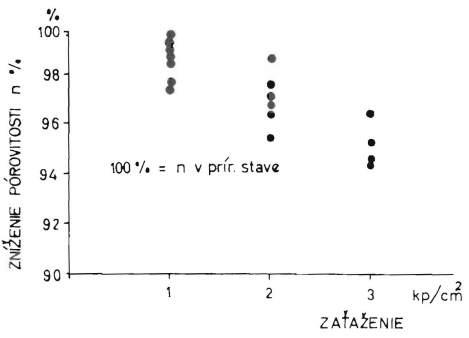
Pôsobením jednotlivých zaťažovacích stupňov na vzorku nastáva úmerné znižovanie pórovitosti (obr. 10), ktorá sa pohybuje v nasledovných intervaloch:
Pri napätí:
0,5—1,0 kp/cm² sa pórovitosť zníži na 97—99 % pôvodnej pórovitosti,
1,0—2,0 kp/cm² sa pórovitosť zníži na 94—98 % pôvodnej pórovitosti,
2,0—3,0 kp/cm² sa pórovitosť zníži na 93—97 % pôvodnej pórovitosti.

Je zaujímavé, že i v tom prípade, keď sa vplyv vody pôsobiacej na vzorku počas skúšky zreteľne neprejavil pri stanovovaní hodnôt M^0, zistili sme jej značný význam



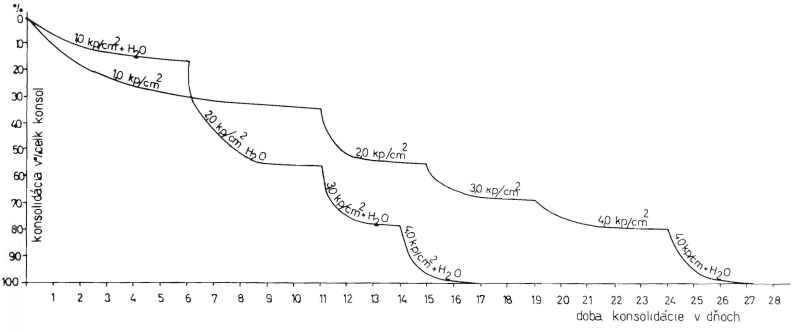
Obr. 9. Vzťah pórovitosti zeminy k oedometrickému modulu pretvárnosti
Fig. 9. Relation of porosity of earth to the oedometric modulus of strain

pri celkovej dobe konsolidácie. Pri vzorkách, ktoré sa konsolidovali vo vodnom prostredí, graf jednoznačne ukazuje (obr. 11), že sa celková konsolidácia do napätia 4,0 kp/cm² (vyjadrená v % celkovej konsolidácie) uskutočnila v priebehu cca 17 dní. Naproti tomu pri vzorkách nezaliatych vodou prebiehala konsolidácia pri tom istom postupe zaťažovania až 28 dní. Pod vplyvom vodného prostredia na sediment dochádza k porušeniu jej štruktúry podstatne rýchlejšie ako v sedimente skúšanom bez vody. Nastáva tu zrejme spolupôsobenie mechanického a chemického rozrušovania štruktúrnych väzieb.



Obr. 10. Znižovanie pórovitosti pôsobením zaťažovacích stupňov v oedometri
Fig. 10. Decreasing porosity by the effect of loading degrees in the oedometer

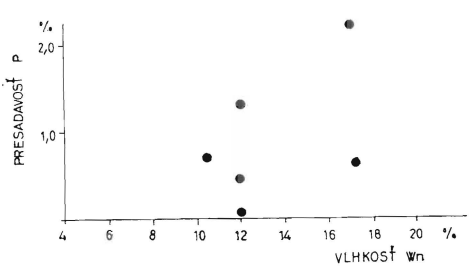
Súčasne so stlačiteľnosťou stanovila sa na 6 vzorkách i hodnota presadavosti P, ktorá udáva percentuálne vyjadrenie podielu dodatočného sadania po zavlhčení vzorky do pôvodnej výšky pri zaťaženiach 1,0 — 2,0 — 3,0 — 4,0 kp/cm². Zo získaných výsledkov sme sa pokúsili zostrojiť korelačné grafy hodnoty P k vlhkosti, pórovitosti a zaťažovacím stupňom (obr. 12, 13, 14). Ukázalo sa však, že zo zostavených grafov nemožno určiť jednoznačne korelačné vzťahy, a to jednak pre značný rozptyl



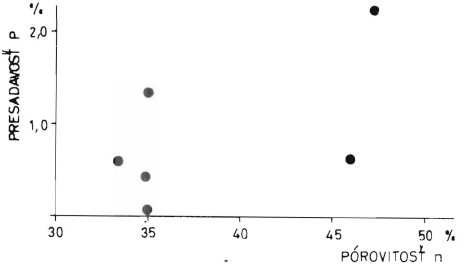
Obr. 11. Priebeh konsolidácie zeminy v oedometri
Fig. 11. Course of earth consolidation in the oedometer

hodnôt pri malom variačnom rozptyle, jednak pre malý počet hodnôt. Zdá sa, *že presadavosť nie je funkciou iba jednej z uvedených vlastností, ale jej hodnotu podmieňujú i ďalšie, ako sú napr. štruktúrne väzby, obsah uhličitanov a pod.; tieto sa zrejme navzájom prelínajú a je pravdepodobné, že ich závislosť nebude vždy možné vyjadriť priamkou.*

Ako jediný korelačný vzťah, ktorý sa nám podarilo overiť, bol vzťah presadavosti P k zaťažovacím stupňom (obr. 14), ktorým bola vystavená vzorka pred zavlhčením. Uvedená korelácia má parabolický priebeh a poukazuje na skutočnosť, že pri väčšom zaťažení ako 2,0 kp/cm³ narastá podiel mechanického na úkor chemic-



Obr. 12. Vzťah presadavosti k vlhkosti
Fig. 12. Relation of resettling to humidity



Obr. 13. Závislosť presadavosti na pórovitosti
Fig. 13. Dependence of resettling on porosity

kého porušenia štruktúry práve v dôsledku zaťažovania. Na podobný korelačný vzťah poukázal i J. Šajgalík a J. Malgot (1969) pri štúdiu geotechnických vlastností spraší v Novom Meste nad Váhom.

Nami zistené hodnoty presadavosti P sa pohybujú od 0 % do 2,0 % a poukazujú na veľmi nízku schopnosť týchto sedimentov „presadať". Zistená skutočnosť je v úplnom súlade s viacerými nepriamymi kritériami, ktoré rôzni autori odporúčajú na predbežné posúdenie veľkosti presadavosti sprašových sedimentov. Tak napr. podľa sovietskych autorov (in Mencl 1955) zemina nie je nebezpečne presadavá, ak obsahuje viac ako 10 % ílovitej frakcie (0,005 mm) a objemová tiaž vysušeného sedimentu sa rovná 1,50—1,60 g/cm³. V našom prípade sa obsah ílovitej frakcie pohybuje v rozsahu 18—28 % a hodnota objemovej tiaže vysušenej zeminy je v priemere 1,61 g/cm³.

Obr. 14. Závislosť presadavosti na zaťažení
Fig. 14. Dependence of resettling on loading

Na kvalitu presadavosti možno usudzovať aj z pomeru maximálnej objemovej tiaže vysušenej zeminy, stanovenej skúškou zhutniteľnosti pri optimálnej vlhkosti, k objemovej tiaži vysušeného sedimentu v prirodzenom uložení. Ak je optimálna vlhkosť zeminy blízka prirodzenej vlhkosti sedimentu a pomer objemovej tiaže vysušeného sedimentu k maximálnej objemovej tiaži, stanovenej pri optimálnej vlhkosti, rovný, alebo blízky jednej, je zemina v prirodzenom stave dostatočne skonsolidovaná, resp. uľahnutá a netreba sa obávať vysokých hodnôt presadavosti. Zo študovaného materiálu urobili sa metódou Proctor-štandard dve skúšky zhutniteľnosti, pri ktorých sme dosiahli w_{opt} = 16—17 % a $\gamma_{n\,max}$ = 1,71—1,76 g/cm³. Ak uvažujeme s priemernými hodnotami vlhkosti sedimentu (w_n = 12,1 %) a objemovej tiaže vysušeného sedimentu (γ_n = 1,61 g/cm³), potom pomer $\frac{\gamma_{max}}{\gamma_n}$ = 1,1, čo poukazuje taktiež na veľmi nízke hodnoty presadavosti.

Záver

Uvedené poznatky o geotechnických vlastnostiach tzv. vlastných spraší majú úzko vymedzenú platnosť a sú prísne viazané na študovaný, úzko vyčlenený geneticko-litologický typ, ako aj na istú sedimentačnú oblasť a klimatické pomery, v ktorých sediment vznikal. Kým nebude potvrdená ich platnosť i pre iné genetické typy spraší, nemožno ich považovať za všeobecné, a preto je potrebné získané skúsenosti overovať aj na iných územiach.

LITERATÚRA

GORKOVA, I. M. — OKNINA, N. A. — DUŠKINA, N. A. — RJABIČEVA, K. N. 1964: Priroda pročnosti i deformaciennyje ossobennosti ljossovych porod. Moskva, Vyd. Nauka, 147 s.

GORKOVA, I. M. 1966: Teoretičeskije osnovy ocenki osadočnych porod. Moskva, Vyd. Nauka, 135 s.

INMAN, D. L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. Menasha. J. sed. Petrology (Tulsa), vol. 22, p. 125—145.

KOVAČKA, M. — KONTŠEKOVA, O., 1965: Štatistické metódy. Bratislava, SVTL, 266 s.

KRIST, J. 1967: Petrografické složení spraší Trnavské pahorkatiny. Diplomová práca, Manuskript — archív Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava, 71 s.

KRYLKOV, J. V. 1965: Inženerno-geologičeskoje značenie vydelenija periglacioalnej i ljossovoj formacij. Moskva, Vyd. Nauka, 162 s.

KUKAL, Z. 1964: Geologie recentních sedimentů. Praha, NČSAV, 440 s.

MENCL, V. 1955: Mechanika zemín. Praha, NČSAV, 255 s.

MOROZOV, S. S. 1964: Materialy po regionalnomu gruntovedeniju. Moskva, Vyd. Moskovsk. Univerziteta, 86 s.

SÝKORA, L. — URBÁNEK, L. 1954: Problémy zastavování spraší a sprašových pud. Anthropozoikum IV (Praha), ČSAV, s. 27—52.

ŠAJGALÍK, J. 1966: Genéza spraší vo svetle súčasných výskumov. Acta geol. geogr. Univ. Comen. — Geologica (Bratislava), Nr. 9, s. 219—228.

ŠAJGALÍK, J. — MALGOT, J. 1969: Geotechnické problémy výstavby na podkopaných sprašiach v Novom Meste nad Váhom. Geol. průz. (Praha), 11, č. 7, s. 197—199.

ŽEMBERY, M. — PISOŇ, J. 1969: Diaľnica D—61, km 13—15, inžiniersko-geologický prieskum. Manuskript — Geofond Bratislava, 26 s.

Influence of the environment of sediment origin on some physical-mechanical properties of loess

JÁN ŠAJGALÍK — IGOR MODLITBA

Loess is a widespread covering formation in Slovakia, therefore it often forms foundation soil. As we know from practice, it forms a foundation soil considerably unreliable. Its property most common is re-settlement (figs. 12, 13, 14). However, many times remains unexplained for building engineers why in the same loess not differing at all megascopically the mentioned phenomena sometimes do not take place. We have supposed that this follows from the genesis of sediment. For the study not only of re-settlement but also of other geotechnical properties we have selected one genetic type of loess, eolian loess (originated under cold but humid climate). The genesis of the sediments and the conditions of thier origin we have determined on the basis of petrographical and paleontological studies. Focusing our attention on the mentioned type of sediment and mainly with its complex geological-geotechnical solution we try to contribute to solution of this problem. Selection of samples for laboratory treatment was very strict in order to eliminate anomalies. The laboratory results were treated statistically and in graphical representation correlative relations of the geotechnical properties of the studied sediment are shown.

Translated by J. Pevný

Mineralia slovaca, 5, 1, 21—27 (1973)

Poznatky z aplikácie biogeochemickej metódy vyhľadávania ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí

(2 obr. a 2 tab. v texte)

IVAN MATULA*

Expérience avec l'application de la biogéochimie à la prospection métallométrique des Monts Métalliféres du Spiš et du Gemer

L'auteur présente ses expériences avec l'application des méthodes biogéochimiques à la prospection métallométrique. Il s'agit surtout du choix du phytomatériel provenant du recrü haut et bas, de son pouvoir sélectif de concentrer une association précise d'eléments. Dans deux localités des Monts Métalliféres du Spiš et du Gemer, on détermina une association typique indiquant les éléments traces en relations quantitatives. L'auteur présente aussi les méthodes utilisées pour la préparation et l'analyse des échantillons.

Biochemické metódy sa popri ostatných geochemických metódach doteraz ešte v praxi v plnej miere neuplatnili, ale oblasť, do ktorej už organická biogeochémia zasahuje, je veľmi široká.

Poznatky získané štúdiom biocenózy možno úspešne využiť aj v geológii. Ide napríklad o určovanie organických súčastí zoo a fyto v horninách, o vysvetlenie genézy hornín (metamorfizmu) za spoluúčasti uhlíka, o úlohu a vznik izotopov C v horninách, o ich vzájomné pôsobenie atď. Aj vypracúvanie biogeochemických analytických metód zaostáva za metódami analýzy anorganických materiálov.

Záujem použiť biogeochemické metódy na metalometrickú prospekciu ložísk bol podnetom vzniku viacerých prác, a to najmä sovietskych, amerických a severoeurópskych geochemikov. Účinnosť geochemických metód ilustruje tab. 1, upravená podľa údajov z literatúry.

Na našom území bola už biogeochemická metóda použitá, a to orientačne v oblasti Rudnian (M. Píša 1957), vo väčšom rozsahu však iba v oblasti Španej doliny a Poník (I. Čillík 1965, 1972) na štúdium sekundárneho geochemického poľa, kde sa sledovali i korelačné vzťahy medzi jednotlivými indikačnými prvkami. Práce t. č. vykonáva M. Trokanová (1971).

I keď tabuľka podáva len kvalitatívne údaje, je zaujímavé množstvo prvkov, ktoré prechádzajú vodným systémom výživy do rastlinných orgánov a pri dlhodobejšom opakovaní akumulácie prvkov môžu slúžiť ako indikátory zrudnenia v hĺbke.

V prospech využitia biogeochemických metód hovoria tieto skutočnosti:

— *Rastliny v oblasti charakterizovanej zvýšenou koncentráciou prvkov v pôde akumulujú ich i v rastlinnom tkanive.* Rastliny sa však od seba odlišujú kvalitatívne,

* prom. geológ Ivan Matula, Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Markušovská cesta

Prvky	Metalometria pôdnych uložení			Hydrogeochémia	Biogeochémia	Geochémia atmosféry
	Druhotné aureoly					
	Pôdy	Alúviá a delúviá kvartéru	Jazerné uloženiny			
Zn	+	+	+	+	+	
Cu	+	+	+	+	+	
Pb	+	+		+	+	
Ag	+	+		+	+	
Au	+	+			+	
Hg		+			+	
Sb	+				+	
As					+	
Mo	+	+		+	+	
W	+	+			+	
Sn	+	+			+	
Ni	+	+	+	+	+	
Co	+	+	+			
Cr	+	+			+	
Se	+	+			+	
V	+	+			+	
U	+	+		+	+	+
Th	+	+				+

t. j. odlišnou asociáciou absorbovaných a deponovaných prvkov, i kvantitatívne, t. j. zvýšenou selektívnou schopnosťou absorpcie určitých prvkov. Podmienky na vyhľadávanie sú optimálne, keď sa selektivita prejaví práve pri prvku, ktorý tvorí hlavné minerály ložiskotvornej výplne.

— *Systematické štúdium zloženia rastlín a pohyblivosti iónov rozličných chemických prvkov v biosfére ukázalo*, že prvky Ni, Cu, Mo, Se, Sn, Zn, Ag a iné kovy vytvárajú častejšie iónové roztoky a sú pohyblivejšie ako napríklad veľmi rozšírené makroprvky Mg, Si, Ti, Zr, Al, a preto ich aj rastliny ľahšie absorbujú. To je priaznivá skutočnosť, pretože práve uvedené katióny kovov predstavujú oblasť našich záujmov.

Obsah jednotlivých kovov v rastlinách značne ovplyvňujú aj iné závislosti, ktoré sa musia brať do úvahy, prípadne ich treba aj experimentálne overiť. Sú to jednak závislosti nadpovrchové, t. j. ovládajúce rastliny, ako napríklad to, že *rozličné časti rastlinného systému* (listy, vetvičky, kôra) *nekoncentrujú prvky rovnako*, ale diferencovane, a to kvalitatívne, i kvantitatívne. Napríklad rastliny s intenzívnou výmenou vody a rastliny s hlbokými koreňmi transportujú viac roztokov, čím sa zvyšuje i hĺbkový dosah čerpania prvkov a koeficient obohatenia v odparovacích častiach rastlín (najmä v listoch) je oveľa vyšší. V podpovrchových častiach zase sorpcia závisí od druhu pôdy, jej fyzikálno-chemických vlastností, priepustnosti, nasiakavosti, minerálneho zloženia, teda i od fyzikálno-chemických vlastností pôvodných hornín. Odraz pôvodných hornín sa osobitne výrazne prejavuje pri bázic-

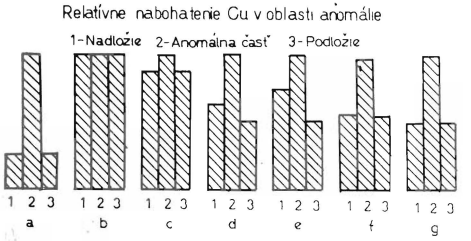
kejších horninách, napríklad pri Ni a Co, ktorých obsah sa už po niekoľkých metroch výrazne mení, ako sa zistilo pri prácach v oblasti Babinej.

V rámci aplikácie geochemických metód v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sme niektoré z uvedených poznatkov overovali na lokalite Bindt so siderit-chalkopyritovou a na lokalite Hnilec s cínovou mineralizáciou.

Lokalita Bindt

Pri metalometrickej prospekcii nad žilovinou kremeň-siderit-chalkopyritovou vykázala aureola v pôdnom pokryve túto asociáciu výrazne anomálnych prvkov: Cu, Ag, Bi, Hg, Zn, Sb. Z nich kvantitatívne najvýraznejšie sa prejavila anomália medi, a to z minerálu tvoriaceho hlavnú výplň žiloviny. Miestny klarkový obsah na začiatku profilu sa pohyboval v medziach 32 až 52 ppm, v anomálii vyše 1000 ppm. Preto sme zvolili Cu ako porovnávací prvok v biogeochemickom materiáli. Overovali sme koncentrácie Cu vo všetkom dostupnom fytomateriáli v oblasti anomálie, a to z nízkeho porastu sme odoberali vzorky machov (Muscí) a trávy (Herba herb.), z vysokého porastu kôru a ihličie smrekov (Picea excelsa). Zároveň sme zbierali popadané ihličie a šišky smrekov z plochy s priemerom cca 3 m od stredu odberu vzorky.

Relatívne obohatenie Cu v oblasti anomálie v rozličnom materiáli je na obr. 1



Obr. 1. Relatívne nabohatenie Cu v oblasti anomálie.
1 — nadložie, 2 — anomálna časť, 3 — podložie, a — pôda, b — mach, c — tráva, d — suché ihličie, e — suché šišky, f — kôra, g — zelené ihličie. (b — c nízky porast, d — e nazbieraný materiál, f — g materiál zo stromov).

Fig. 1. Relative enrichment in Cu in the anomaly area
1 — Overlier, 2 — Anomalous part, 3 — Underlier, a — soil, b — moss, c — grass, d — dry needles, e — dry cones, f — aark, g — green needles. (b—c low vegetation, d—e collected material, f—g material from trees).

Ukázalo sa, že *relatívne obohatenie je najvyššie pri vysokých porastoch, najmä v ihličí,* pravdepodobne ako dôsledok väčšieho hĺbkového dosahu koreňovej zóny, a tým kvalitatívne väčšieho množstva prenášanej vody s rozpustenými katiónmi a uloženia rozpustených kovov na odparovacej ploche — ihličí.

Takmer rovnaké boli výsledky analýzy kôry, ale s väčšou disperziou koncentrácií, pravdepodobne v dôsledku znečistenia kôry rozličnými cudzopasnými rastlinami (machmi a lišajníkmi), nerovnomerne vegetujúcimi po obvode kmeňa.

V zelenom ihličí sme zistili i vyšší obsah Ag a Bi, teda prvkov prejavujúcich sa kvantitatívne v metalometrii pôdy hneď za Cu. Starší napadaný materiál — ihličie a šišky smrekov — vykazujú väčšiu nerovnorodosť pravdepodobne v dôsledku mechanického rozptylu pri opadávaní. V podstate však potvrdzuje výsledky pôvodného materiálu.

Pri nízkom poraste prekvapuje vysoký obsah v machu a hlavne nepriaznivý po-

mer medzi anomálnou časťou a pozadím. Príčina môže byť v tom, že priama povrchová vrstva pôdy odparovaním vody je viac nasýtená prvkami obsiahnutými vo vode a nízke porasty v dôsledku malého hĺbkového dosahu koreňového systému čerpajú vodu spolu s rozpustenými katiónmi priamo z povrchovej časti, a tak skutočný priebeh anomálie sa skresľuje a zastiera.

Absolútny obsah pri rastlinnom materiáli sa pohyboval v rozmedzí 32 až 42 ppm, v oblasti anomálie okolo 340 ppm. Anomálne obsahy mali tiež prvky Ag a Bi, slabšie Zn. Negatívne boli Sb a Hg. Anomálie nie sú však také výrazné a ich interpretácia vyžaduje väčšiu pozornosť.

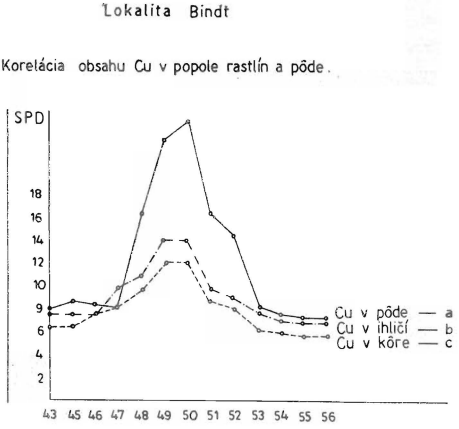
Celkový priebeh pôdnej anomálie s anomáliou Cu v rastlinnom materiáli je na obr. 2.

Lokalita Hnilec

Tu sme zisťovali asociácie indikačných prvkov vo fytomateriáli popri prospekcii realizovanej inými geochemickými metódami, hydrogeochémiou a pôdnou metalometriou.

Rastlinný porast je tu na zvetraninách rozličných typov granitu (strednozrnitý, dvojsľudový turmalinický granit s prechodom do žuly aplitickej povahy). Granit je v podpovrchových častiach postihnutý intenzívnou greisenizáciou s prekremeneným a kasiteritovou mineralizáciou.

Metalometrickou prospekciou pôdneho pokryvu boli zistené pomerne výrazné anomálie Sn, W, Mo, As, Bi, Ag, menej Co a Cu. Z rastlinného materiálu sme sledovali ihličie smrekov a trávnatý porast v okrajových povrchových častiach predpokladanej intrúzie. V porovnaní s neanomálnymi vzorkami sme na Hnilci zistili takéto anomálne zvýšenie obsahu prvkov (priemer z troch vzoriek):



Obr. 2. Korelácia obsahu Cu v popole rastlín a pôde (lok. Bindt). a — Cu v pôde, b — v ihličí, c — v kôre.
Fig. 2. Correlation of Cu content in ash of plants and soil (locality of Bindt). a — Cu in soil, b — in moss, c — in bark.

Ihličie smrekov: Ag (z 0,8 na 60 ppm), Bi (z 0 na 10 ppm), Sn (z 0 na 32 ppm), Zn (z 10 na 70ppm), Cu (32—32 ppm) a anomálie Mo a Be.

Tráva: Ag (0,8—10 ppm), Bi (0—10 ppm), Sn (0—32 ppm), Zn (0—50 ppm), Cu (32—32 ppm).

Na podklade skúseností z predchádzajúcej lokality sme sledovali obsah prvkov iba v tráve a ihličí smrekov. Oba druhy materiálu jednoznačne potvrdzujú asociáciu indikačných anomálnych prvkov. Výrazne sa zlepšil pomer pozadia k anomálii pri Ag, Sn a Zn. I tu sa prejavil väčší koeficient obohatenia v ihličí ako pri tráve. Zvýšenie pri uvedených asociáciách potvrdila i analýza vody a ílovitej frakcie vo vode. Analýzou sme zistili tieto asociácie anomálnych prvkov:

voda (stanovené spektrálne metódou suchého odparku): Sn, Bi, Li, Ag, Zn, B, Mo (zvýšenie Cu sa výrazne neprejavilo);

ílovitá frakcia: Sn, Bi, Ag, Zn, Pb, W, Be (Rb, Cs).

Asociácia anomálnych prvkov je v rastlinnom materiáli trochu chudobnejšia ako pri odparkoch vôd. Vzorky vody sa však odoberali zo zbernej oblasti priamo pod ložiskom po začatí banských prác.

Na tejto lokalite sme mohli konkrétne porovnať jednotlivé prospekčné metódy, ako napríklad pôdnu metalometriu, hydrogeochémiu, biogeochémiu a ílovitý podiel vo vode. Porovnať ich môžeme zatiaľ kvalitatívne, pretože nie zo všetkých sú k dispozícii kvantitatívne analýzy. Po kvantitatívnom vyjadrení bude možné stanoviť koeficienty obohatenia a tak presne stanoviť ich celkovú efektívnosť. Tabuľka 2 ukazuje asociácie anomálnych prvkov stanovené jednotlivými metódami.

Tab. 2

Celková asociácia anomálnych prvkov	Metóda			
	Pôdna metalom.	Biogeo-chémia	Hydrogeo-chémia	Ílovitý podiel
Cu	+			
Ag	++	++	+	+
Bi	+	+	+	+
Zn	+	++	+	+
Sn	+++	++	+	++
W	+			+
Mo	+	+	+	+
Pb				+
Be		+		+
Co	+			
As	+			
B			+	
Li			+	

Poznámka: +++ veľmi výrazná anomalita
+ menej výrazná anomalita

Analytická metóda

Za účelom analýzy biogeochemického materiálu bola vyvinutá i metóda laboratórneho spracovania vzoriek. Princíp spočíva v prevedení organického fytomateriálu na popol sušením a pálením v muflovej peci. Popol sa analyzuje spektrálne.

Pri experimentovaní bola stanovená ako *optimálna teplota spaľovania 600* °C. Pri nižších teplotách spaľovania do 300 °C dochádza k nedostatočnému spaľovaniu, materiál je nehomogénny a príprava vyžaduje dlhší čas. Pri vysokých teplotách okolo 900 °C nastáva nebezpečenstvo úletov niektorých prvkov. Extrahovať prvky do roztoku jednoduchým spôsobom s HNO_3 neprinieslo požadovaný efekt, operácie sú prácne, narába sa s mikromnožstvami a je možnosť kontaminácie. Na podklade experimentov bol celý postup — odber a príprava vzoriek — nasledovný:

Odber: Ihličie sa odoberalo z rozličných miest stromu, spolu 5 vetvičiek. Na spaľovanie sa použilo len ihličie zbavené konárikov v celkovej navážke 10 g. (Úbytok sušením pri 105 °C cca 50 % váhových, úbytok spaľovaním cca 45 %, zostatok popola cca 0,3—0,5 g.)

Trávnatý porast sa odoberal z okruhu s priemerom 5 m. Celkové množstvo 10 gramov. (Úbytok sušením je cca 30 %, úbytok spaľovaním cca 60 %, zostatok popola cca 0,8—1,0 g.)

Kôra stromu sa odoberala bodove z hlavného kmeňa stromu medzi 1—2 metrami. Príprava: Vzorka z terénu bola premytá prúdom vody a sušená v sušiarni pri 105 °C. Potom sa spaľovala v tégliku v muflovej peci pri 600 °C cca 2 hod. Popol bol zhomogenizovaný v achátovej miske a analyzovaný spektrálne. Podmienky: spektrograf PGS—2, trojšošovkový zobrazovací systém, štrbina 0,008 mm generátor ABR—3, stried. oblúk, int. 6 Amp, elektródy SU—304, protielektródy SU—204, expozícia 80 sek, spektr. dosky ORWO WU—2, vývojka R—09, štandardy umelé na báze popola, mikrofotometer MF—2. Merané priamo S bez korekcie na pozadie.

Hoci sa biogeochemické sledovanie robilo iba experimentálne, už z porovnania uvedených dvoch typov zrudnenia vidieť, že rastlinný materiál pomerne dobre odráža zmeny chemického zloženia a distribúciu určitej (niekedy i pomerne širokej) asociácie prvkov v litosfére, ktorá môže obsiahnuť i širšiu škálu rozličných typov zrudnenia tak, že môže mať i praktický význam v metalometrickej prospekcii.

Porovnaním výsledkov na lokalite Hnilec sa ukázalo, že biogeochemická metóda pri takomto type mineralizácie môže byť rovnocenná ostatným metódam. Potvrdzuje to rozsah anomálnych prvkov a ich koncentrácia. Možno predpokladať, že na inom type porastov, napríklad na listnatých stromoch, bude efekt v dôsledku rýchlejšieho cyklu odparovania vody z listov ešte väčší ako pri smrekoch.

V oboch prípadoch *sa potvrdila selekčná schopnosť* nielen druhov, ale i *častí rastlín absorbovať a deponovať určité asociácie prvkov.* Pri praktickom uskutočňovaní je potrebné však pri každej lokalite vopred stanoviť optimálne podmienky, ako výber vhodného rastlinného materiálu, resp. selekčné schopnosti jeho jednotlivých častí, zistiť asociáciu indikačných prvkov a vhodnú analytickú metódu.

Pri biogeochemických materiáloch rastlinného pôvodu nedostávame také vysoké absolútne koncentrácie prvkov ako napríklad v pôdnych vzorkách. Rozhodujúcim tu však môže byť *relatívny pomer medzi pozadím a anomáliou*, t. j. koeficientom obohatenia, ktorý pri geochemických metódach môže byť i vyšší ako v pôde. Tento pomer treba vyjadriť na podklade kvantitatívnej analýzy, aby bolo možné vyjadriť i celkovú efektívnosť a porovnávať jednotlivé terény.

Porovnaním jednotlivých metód pozorujeme istú malú variabilitu v asociácii anomálnych prvkov, ktorá vyjadruje účinnosť a šírku použiteľnosti príslušnej metódy. Podľa všetkých metód, ktoré sme použili, možno pokladať za najefektívnejšie indikačné prvky pre greisenovú mineralizáciu v SGR Sn, Ag, Bi, Mo, Zn.

V literatúre nie je zatiaľ dostatok presných údajov o prechode stopových prvkov do rastlinného systému a o ich deponovaní v ňom. Spôsobuje to sčasti aj nedostatok vysokosenzitívnych kvantitatívnych analytických metód.

Doručené: 4. 10. 1972
Odporučil: Ivan Čillík

Geologický prieskum, n. p.
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

ČILLÍK, I. 1965: Skúsenosti z geochemického vyhľadávania na ložisku Drienok v okolí Poník Geol. průzk. (Praha), č. 6.

ČILLÍK, I. 1972: Zhodnotenie a doterajšie výsledky geochemického vyhľadávania ložísk nerastných surovín v Záp. Karpatoch. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves.

Experience from application of biochemistry in metallometric prospection in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

IVAN MATULA

With studying relations of organic biocenose and the upper parts of the lithosphere it has been found that plants are able to sorb and accumulate selectively certain elements from soils in certain quantitative ratios, e. g. metallic elements Ni, Cu, Mo, Se, Sn, Zn, Ag and others more often form ionic solutions, are more mobile and more absorbed by plants. We traced this ability of element sorption at some plants of low vegetation (moss, grass) and high vegetation (bark, needles and cones of pines). The relatively greatest accumulation has appeared in high vegetation (mainly needles). For instance, at the locality of Bindt (siderite-chalcopyrite mineralization) enrichment in Cu is from 32 ppm in unanomalous area to 340 ppm in anomalous area (fig. 1).

Similar results were achieved in greisen mineralization (Sn-W-), with the following contents:

Needles of pines: Ag from 0,8 to 60 ppm, Bi 0—10 ppm, Sn 0—32 ppm, Zn 10—70 ppm, Cu 32—32 ppm.

Grass: Ag 0,8—10, Bi 0—10, Sn 0—32, Zn 0—50, Cu 32—32+anomalies of Be and Mo.

The principle of the laboratory method lies in burning of biogenic material at 600 °C. The ash is treated with spectral analysis.

Conditions: Spectrograph PGS—2, generator ABR—3, alternating arc, intensity 6 Amp., electrodes SU—304, antielectrodes SU—204, exposure 80 sec. Standards artificial on the basis of ash. Measured S, microphotometer MF—2.

The study has shown that also at the mentioned localities the material of plants reflects changes in chemical composition (fig. 2). The optimum way of sampling types of plants as well as of the association of anomalous trace elements, which are in direct dependence on ore mineralization and their quantitative relations has been established.

Translated by: J. Pevný

RECENZIA

Pélissonnier, H.: **Les dimensions des gisements de cuivre du monde.** Édition BRGM-SNRS, No. 57, 1972, 405 strán, 90 obrázkov v texte, 5 mapových príloh, Paríž.

Toto unikátne dielo o meďnatých ložiskách sveta a ich význame, prvé svojho druhu v Európe, napísal významný francúzsky geológ praktik H. Pelissonnier za spolupráce prof. H. Michela a s úvodnými slovami nestora francúzskej metalogenetickej školy E. Raguina.

Ide o prvú prácu v odbore rudných ložísk spracovanú štatisticky pomocou počítacích strojov na Vysokej škole banskej v Paríži pod vedením prof. Pierra Laffitta. Znamená prvý pionierský krok a v určitom zmysle tiež vytyčuje smery budúceho vývoja použitia matematických metód a počítacích strojov v ložiskovej geológii.

Autor štatisticky spracoval 522 svetových ložísk medi, podal úplné údaje o zásobách čistej medi (395 miliónov ton kovu, čo je podľa odhadu autora 90 % celosvetových zásob).

Geologickými podkladmi pre túto prácu sú rudné polia, potom dištrikty až oblasti a provincie, ktoré autor definuje aj plošne a geologicky. Spolu rozoznáva na zemeguli 11 meďonosných provincií.

Meďnaté ložiská člení na *13 genetických typov*. Táto klasifikácia vychádza z empirických a objektívnych údajov typologického charakteru. Kritériami členenia sú *paragenéza, chemizmus, hĺbka vzniku* a *vek ložísk*.

Pre tieto základné materiály slúžili ako báza pasporty 522 ložísk meďnatých rúd v celom svete (kategórie rudných polí), v ktorých sa okrem geologických údajov uvádza množstvo zásob, obsah kovov a index koncentrácie (*t. j.* vzťah medzi celkovými zásobami a priemernými obsahmi).

Pri rozložení jednotlivých provincií s meďnatými rudami vidí princíp opakovania meďnatých ložísk rozličných typov na tom istom území v priebehu geologicko-tektonického vývoja. Tieto typy zaraďuje do jednotlivých etáp orogénov a uzatvára, že na rozšírenie meďnatých ložísk vplývali veľmi hlboké, transkrustálne zlomy kontinentálneho rozsahu, ktoré sa vyvíjali buď na okrajoch kontinentov, alebo na okrajoch geosynklinál, prípadne i v kratonických oblastiach. Meďonosné roztoky alebo emanácie sú vždy hlbinného pôvodu, čo je podľa autora pravdepodobnejšie než iné zdroje, i keď sa tieto názory v posledných rokoch dosť kritizovali a v mnohých prípadoch sa ich pôvodcovia zriekli.

Najdôležitejšími oblasťami zo stanoviska

koncentrácie medi sú *cirkumpacifické* či *peripacifické* oblúky pozdĺž amerických brehov na strane Japonských ostrovov až Indonézie. Iný dôležitý úsek je *európsky* a jeho predĺženie do Severnej Ameriky, ktoré podľa Wegenerovej teórie sťahovania kontinentov pôvodne súviseli.

Ďalšia dôležitá provincia medi je *juhoafrická* a jej predĺženie je viditeľné v Antarktíde a vo východnej Austrálii.

Na základe povedaného sa dajú vytýčiť smery pre prognózy a prospekciu v rámci vymedzených dištriktov, polí a provincií.

Celá práca je napísaná v duchu ekonomickej geológie a jej cieľom je vedecky osvetliť princípy rozšírenia meďnatých ložísk vo svete, ako aj ich perspektívy a prognózy. Tieto princípy sú vôbec spoločné a vlastné súčasnej línii Vysokej školy banskej v Paríži pod vedením prof. Pierra Laffitta. Ich typickým znakom je matematicky a štatisticky podoprieť všetky vedecké poznatky a vývody tak, aby metódy prieskumu a vyhľadávania boli vecné a konkrétne.

Množstvo tabuliek, grafov, diagramov, obrázkov a máp je svedectvom seriózneho prístupu a podloženosti záverov, ku ktorým autor dospel.

Za hlavný cieľ práce si autor vytýčil dve úlohy: 1. kodifikovať zhodnocovanie ložísk matematicky a štatisticky na základe predpísaných pasportov, 2. definovať možnosť a pravdepodobnosť odkrývania a objavovania nových ložísk.

Aby tento stručný obsah recenzovanej knihy bol hutnejší, uvedieme ešte stručne prehľad genetických typov medenorudných ložísk a tiež medenorudné oblasti (provincie), kde sa vo svete vyskytujú a aké proporcie z celkovej tonáže sa im pripisujú zo stanoviska ťažby.

Genetický typ ložísk	% podielu z celkovej tonáže kovu
1. pyritové telesá s Cu rudami združené s vulkanickými horninami	9,9 %
2. stratiformné impregnácie vo vulkanických horninách chudobné na pyrit	0,75 %
3. ložiská rýdzej medi združené s bázickými lávami	2,30 %
4. stratiformné diseminačné rudy v sedimentoch, chudobné na Fe a S (Red-Bed, Kupferschiefern)	26,85 %
5. ložiská cínovo-meďnaté	0,60 %
6. porfýrové meďnaté rudy s molybdénom	48,35 %
7. meďnaté ložiská s enargitom	4,0 %
8. ložiská Cu s oxidmi Fe v bázických intrúziách	2,4 %
9. meďnaté ložiská s niklovými rudami v bázických a ultrabázických intrúziách	2,25 %
10. ložiská kremeň-chalkopyritové	0,05 %
11. ložiská siderit-meďnaté	0,05 %
12. ložiská meďnatých rúd s arzenopyritom, pyrhotínom alebo zlatom	0,30 %
13. ložiská medi s tenantitom a germániom	0,70 %
14. ďalšie typy, bližšie neklasifikované	1,35 %
	spolu 99,85 %

Meďonosná oblasť (provincia)	percento podielu z celkovej tonáže
1. andínska oblasť v Južnej Amerike	30 %
2. oblasť severoamerických Kordiller	23 %
3. oblasť južnej Afriky	19 %
4. oblasť Veľkých jazier v Severnej Amerike	5,8 %
5. oblasť severnej Európy (Škandinávia)	8,5 %
6. uralsko-kazachstanská oblasť	4 %?
7. oblasť východného stredomoria	2,16 %
8. oblasť Huélvy na Pyrenejskom polostrove	1,8 %
9. oblasť Filipín	1,3 %
10. oblasť Japonska	2,0 %
11. východoaustrálska oblasť	1,15 %
12. ostatné, bližšie nešpecifikované oblasti	1,69 %
	Spolu 100,00 %

Ján Ilavský

Návrh hydrogeologickej klasifikácie ložísk nerastných surovín

(3 tab. v texte)

MICHAL LUKAJ

Proposition de la classification hydrogéologique des gisements de matières premières

Aujourd'hui, la prospection des gisements s'effectue dans les conditions hydrogéologiques toujours plus compliquées. La classification proposée peut déterminer les difficultés et les problèmes hydrogéologiques principaux des gisements. En même temps, la classification y présentée peut diriger les travaux de prospection et de drainage au cours de l'exploitation d'un certain gisement.

Pri priemyselnom využívaní ložísk nerastných surovín majú podzemné vody v mnohých prípadoch veľký význam a môžu podstatne ovplyvniť ekonomiku i spôsob ťažby. Preto sa v súčasnom období hydrogeologickým pomerom ložísk venuje značná pozornosť už v prvých etapách prieskumu. Študujú sa podmienky ich zvodnenia a spôsoby odvodňovania.

Aby bolo možné už od začiatku prieskumných prác správne určiť metodiku prieskumu ložiska, ako aj analogicky porovnávať jednotlivé ložiská, je potrebné v prehľadnej forme uvádzať hydrogeologické a hydrogeologicko-technické faktory podmieňujúce zložitosť hydrogeologických pomerov. Naliehavosť takéhoto riešenia ešte viacej vystupuje do popredia pri exploatácii ložísk, kde je potrebná jednoznačná orientácia špecialistov z iných odvetví riešiacich problematiku otvárky a exploatácie príslušného ložiska. Na tento účel je najvhodnejšie urobiť klasifikáciu. Je samozrejmé, že sa klasifikácia nemôže obmedziť len na ohodnotenie zložitosti celkových hydrogeologických pomerov a jednotlivých faktorov podmieňujúcich zvodnenie a odvodňovanie ložiska. Klasifikácia musí dať dostatočne presný obraz o celkových hydrogeologických pomeroch ložiska i o problematike, na ktorú sa treba zamerať v ďalšej etape prieskumu, pri otvárke a pri exploatácii ložiska.

Na tieto účely bolo najmä v Sovietskom zväze zostavených viacero hydrogeologických klasifikácií. Z významnejších sú to klasifikácie D. I. Ščegoleva (1940), S. V. Trojanského (1947), G. N. Kamenského (1947), P. P. Klimentova (1953) a iných. Všetky tieto klasifikácie sú založené na princípe zatrieďovania ložiska do skupín podľa geologicko-hydrogeologických, morfologických a klimatických pomerov oblasti ložiska. Ich praktické využitie je však pomerne malé, lebo z nich nie je zrejmé, ktoré faktory sú pre zvodnenie a odvodňovanie príslušného ložiska rozhodujúce.

* RNDr. Michal Lukaj, Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko Banská Bystrica, Kyncelová

Klasifikácia V. Pelikána (1961), ktorá sa používa u nás, je založená na princípe číselného označenia zložitosti faktora podmieňujúceho zvodnenie. Táto klasifikácia je zo všeobecne hydrogeologického hľadiska v podstate vyhovujúca, ale je nedostatočná z hľadiska bansko-technických podmienok odvodňovania. Neberie do úvahy ani spôsob a obťažnosť riešenia hydrogeologických pomerov a je pomerne komplikovaná. Preto aj jej využitie v praxi, čo by mala byť jej hlavná úloha, je len minimálne.

Navrhovaná *hydrogeologická klasifikácia ložísk* úžitkových nerastov *je spracovaná na základe hydrogeologických podmienok zvodnenia a bansko-technických podmienok odvodňovania* ložísk na Slovensku. *Je založená na princípe číselného označenia zložitosti faktorov podmieňujúcich zvodnenie a odvodnenie ložiska.* Osobitne sa však hodnotí zložitosť hydrogeologických pomerov a osobitne zložitosť bansko-technických podmienok odvodňovania. Je to z toho dôvodu, že odvodňovanie niektorých ložísk s viac-menej jednoduchými hydrogeologickými pomermi je technicky náročné a naopak odvodňovanie viacerých ložísk s komplikovanými hydrogeologickými pomermi v podstate technicky jednoduché.

Uvedenú skutočnosť možno dokumentovať viacerými príkladmi. Najmä na niektorých ložiskách nerudných surovín (tehliarske a keramické suroviny, kaolíny a podobne) stačí na pomerne podrobné overenie hydrogeologických pomerov malé množstvo technických hydrogeologických prác. Vlastné odvodňovanie počas ťažby je i napriek pomerne malým prítokom dosť zložité. V ťažobných jamách sa totiž nesmie pripustiť vytváranie nádrží banských vôd. Rozmáčanie hornín by v takomto prípade obmedzilo možnosť použiť rozličné mechanizmy pri ťažbe, mohla by sa znehodnotiť surovina a zhoršiť stabilita stien ťažobných jám. Naproti tomu na niektorých žilných a metasomatických ložiskách (Dúbrava, Rudňany, Nižná Slaná a podobne) zložitý systém žíl a tektonických línií prakticky znemožňuje podrobnejšie riešiť režim podzemných vôd, hoci vlastné odvodnenie nie je technicky náročné. Stačí vybudovať zbernú nádrž v najnižšom mieste banského diela, odkiaľ sa banské vody prečerpávajú na povrch.

Navrhovaná klasifikácia vychádza z hodnotenia nižšie uvedených faktorov (tab. 1)

A. Faktory podmieňujúce zložitosť hydrogeologických pomerov a ich prieskum.

I. Okrajové podmienky zvodnenia ložiska.

V tomto faktore je zahrnutá jednak poloha ložiska vzhľadom na miestnu eróznu základňu, jednak spôsob a intenzita doplňovania zásob podzemných vôd.

Podľa polohy ložiska vzhľadom na úroveň hladiny podzemných vôd rozoznávame ložiská:

a) v zóne aerácie, nad úrovňou hladiny podzemných vôd,

b) v zóne nasýtenia, pod úrovňou hladiny podzemných vôd.

Pre klasifikáciu je rozhodujúce, či je báza ložiska pod úrovňou kolísania hladiny. V prvých etapách prieskumu, keď nie je dostatočne presne známa úroveň hladiny, resp. jej režimné zmeny, vychádza sa pri klasifikácii z úrovne miestnej eróznej základne. Podobne je to i pri ložiskách uložených v nezvodnených alebo nerovnomerne zvodnených horninách, kde je veľmi ťažko určiť úroveň hladiny.

Podzemné vody ložiska sa môžu doplňať viacerými spôsobmi. Ide najmä o:

a) priamu infiltráciu zrážkových vôd,

b) infiltráciu z povrchových vodných tokov a z nádrží povrchových vôd,

c) prítoky z iných kolektorov podzemných vôd nenachádzajúcich sa v bezprostrednom okolí suroviny,
d) možnosť prítokov zo starých zatopených banských diel alebo prirodzených kaverien.

Stupeň klasifikácie je závislý predovšetkým od intenzity prítokov podzemných vôd do ložiska z povrchových vodných tokov, z nádrží povrchových vôd, z iných kolektorov podzemných vôd a starých zatopených banských diel v pomere k infiltrácii zrážkových vôd a k prítokom zo statických zásob. Ďalej sa berie do úvahy, či ide o prítoky trvalé, v podstate rovnomerné, alebo o prítoky neočakávané s možnosťou prievalov.

II. Hydrogeologický charakter kolektorov podzemných vôd

Tento faktor treba orientačne stanoviť už pri vyhľadávaní podľa celkovej geologickej stavby ložiska a jeho okolia. Ide v prvom rade o to, či sa ložisko nachádza v horninách:

a) nepriepustných, resp. nezvodnených,
b) s pórovou priepustnosťou,
c) s puklinovou priepustnosťou,
d) s krasovou priepustnosťou.

V ďalších etapách prieskumu je nutné určiť presné hodnoty priepustnosti. V horninách s pórovou priepustnosťou treba určiť koeficient filtrácie, v horninách s puklinovou priepustnosťou prevládajúce smery puklín a ich hydrogeologickú charakteristiku (hustota rozpukania, otvorenosť a spojitosť puklín a ich priepustnosť pre vodu) a v horninách s krasovou priepustnosťou stupeň a charakteristiku skrasovatenia. Všetky tieto hodnoty treba počas prieskumu i vlastnej ťažby neustále spresňovať a overovať ich variabilitu v priestore. I keď sa všetky uvedené hodnoty a klasifikácie uvádzajú (pokiaľ ich bolo možné overiť), vlastná klasifikácia vychádza z toho, že zložitosť hydrogeologických pomerov a obťažnosť ich zisťovania nezávisí od intenzity priepustnosti kolektorov podzemných vôd, ale od ich homogenity, izotropie a geometrie. Metodické riešenie hydrogeologických pomerov včítane režimu podzemných vôd je omnoho jednoduchšie pri ložiskách s homogénnymi, izotropnými geometricky presne vymedziteľnými kolektormi podzemných vôd ako pri ložiskách kde už vymedzenie týchto kolektorov spôsobuje veľké ťažkosti.

III. Tektonické pomery ložiska a okolia vo vzťahu k hydrogeológii

Tektonické pomery majú často vplyv na celkovú hydrogeologickú charakteristiku ložiska. V horninách s puklinovou priepustnosťou sú spravidla poruchy a poruchové pásma najvýznačnejším nositeľom podzemných vôd a rozhodujúcim činiteľom, ktorý ovplyvňuje zvodnenie ložiska. V nespevnených sedimentárnych horninách môže po tektonických líniách dôjsť k vzájomnému spojeniu viacerých zvodnených horizontov. Okrem toho nastáva na tektonických líniách najskôr skrasovatenie a na križovaní týchto línií sa obyčajne vyvíjajú najrozsiahlejšie krasové dutiny. Hydrogeologický význam poruchových zón zvýrazňuje skutočnosť, že sa na ne zvyčajne viažu prítoky termálnej a minerálnej vody alebo výrony plynu do banských diel. Pri hydrogeologickom hodnotení porúch a poruchových zón treba stanoviť:

a) hustotu tektonických porúch a ich priestorovú orientáciu,
b) priepustnosť a zvodnenie porúch,
c) spojenie rozličných zvodnených komplexov a nádrží podzemných vôd a povrchových vôd medzi sebou a s ložiskom po poruchách,
d) možnosť vzniku prievalov s rozličnou intenzitou po nafáraní poruchových zón,
e) možnosť prítokov termálnej a minerálnej vody alebo výronov plynu do banských diel po ich nafáraní.

Všeobecné údaje o tektonických pomeroch možno zistiť už na základe poznania geologickej stavby. Pri prieskumných a ťažobných prácach treba tieto údaje stále dopĺňať a spresňovať. Výhodné je použiť metódu analógie, ak sú v blízkosti exploatované ložiská v podobných geologických podmienkach.

IV. Existencia zdrojov pitnej a minerálnej vody v dosahu odvodňovania ložiska

Tento faktor má najmä pri súčasnom stále rastúcom nedostatku výdatných a kvalitných zdrojov pitnej vody a vzhľadom na veľké množstvo minerálnych prameňov na území Slovenska veľký význam. V prípadoch, že by mohlo dôjsť k ovplyvneniu takýchto zdrojov, je potrebný podrobnejší hydrogeologický prieskum na objasnenie súvislosti medzi zdrojmi pitnej a minerálnej vody a podzemnými vodami ložiska. V klasifikácii sa hodnotia nielen zdroje využívané, ale i potenciálne.

B. Faktory podmieňujúce zložitosť bansko-technických podmienok odvodňovania

I. Veľkosť a režim prítokov podzemných vôd

Presne zistiť tento faktor možno len pri ložiskách v ťažbe. Počas prieskumu sa prítoky do ložiska určujú s menšou presnosťou tak, aby sa dala stanoviť potrebná kapacita a systém odvodňovacích zariadení. Pri určovaní prítokov sa využívajú bilančné metódy, hydraulické výpočty a analógia s ložiskami v podobných podmienkach. Overujú sa celkové prítoky do ložiska, špecifické prítoky na dĺžku alebo plochu banského diela; na ložiskách v ťažbe alebo na základe analógie i množstva vyčerpanej vody na jednotku hmoty ťaženej suroviny a ekonomický koeficient zvodnenia. Pri stanovení režimu prítokov do ložiska sa overí, či:
a) prítoky budú v podstate stabilné počas celej ťažby na ložisku s miernym vzrastom celkových a miernym poklesom špecifických prítokov. Pomerne malé kolísanie celkových prítokov spôsobujú atmosferické zrážky;
b) najväčšie prítoky budú pri rozfáravaní ložiska a postupne budú klesať. Je to pri ložiskách s veľkými statickými a pomerne malými dynamickými zásobami podzemných vôd;
c) prítoky do banských diel budú podstatne kolísať v závislosti od nafárania významných samostatných hydrogeologických systémov (krasové útvary, rozsiahle priepustné tektonické línie, samostatné, viacmenej izolované kolektory podzemných vôd a podobne).

Do klasifikácie sa uvádzajú všetky zistené alebo predpokladané hodnoty a závery. Vlastná klasifikácia je pritom zostavená podľa vplyvu veľkostí a kolísania prítokov na ťažbu a na nutnosť špeciálneho ťažobného hydrogeologického prieskumu. Tieto skutočnosti nie sú závislé od absolútnej hodnoty veľkosti prítokov, ale od stupňa nutných poznatkov o hydrogeologických pomeroch ložiska v danej etape prieskumu

alebo ťažby a od možnosti odvodnenia maximálnych prítokov do povrchových vodných tokov.

II. Fyzikálnochemické vlastnosti podzemných a banských vôd

Pri hodnotení tohto faktora sa vychádza jednak z chemického zloženia podzemných a banských vôd, jednak z ich teploty a obsahu plynov. Pokiaľ je to potrebné, hodnotí sa i teplota a rádioaktivita vody a horninového prostredia. Pri hodnotení chemického zloženia podzemných a banských vôd sa posudzuje jednak ich agresivita na rozličné banské objekty, ako aj možnosť ich priemyselného využívania, jednak nutnosť ich úpravy pri vypúšťaní do povrchových vodných tokov. V klasifikácii sa nepočíta s možnosťou využívať banské vody ako zdroj pitnej vody, lebo na tento účel sa takmer nikde na Slovensku nevyužívajú. Je to preto, že i vhodné zdroje pitnej vody sa pri ťažbe zvyčajne znehodnotia. To však nevylučuje možnosť využívať na tento účel lokálne prítoky časťou banskej osádky. Pri zhodnotení teploty vôd a obsahu plynov sa v klasifikácii vychádza z predpísaného spôsobu a intenzity vetrania, ako aj z prípustnej dĺžky pracovného času v baniach (Slovenský banský úrad — 1971). Pri hodnotení rádioaktivity sa vychádza z prípustnej dávky rádioaktívneho žiarenia (Vyhláška ministerstva zdravotníctva a chemického priemyslu č. 34/1963, resp. po nadobudnutí platnosti Vyhláška ministerstva zdravotníctva Slovenskej socialistickej republiky o hygienickej ochrane pred ionizujúcim žiarením, ktorá bude v najbližšom čase schválená).

III. Inžinierskogeologické vlastnosti hornín ložiska a jeho okolia v súvislosti s výskytom vôd

Pri hydrogeologickom prieskume ložísk sa musia študovať aj inžiniersko-geologické vlastnosti hornín, ktoré sa menia s prítomnosťou podzemných vôd. Ide najmä o napučanie, rozmáčanie, vznik banských tlakov, možnosť vzniku zosuvov a výskyt tekutých pieskov. Sem patrí i možnosť prelomu počvy alebo stropu banského diela pod vplyvom pôsobenia podzemných vôd.

IV. Spôsob odvodňovania ložiska

Tento faktor je z bansko-technického hľadiska na väčšine ložísk najdôležitejší. Často je technicky náročnejšie odvodňovanie ložiska v menej priepustných horninách s menším prítokom vody ako odvodňovanie ložiska v priepustnejších horninách, hoci s väčším prítokom vody. Technicky veľmi náročné je napr. odvodňovanie jemnozrnných a prachovitých pieskov, kde sa musia používať špeciálne spôsoby odvodňovania (vákuové vrty, ihlofiltre, dlhodobé predbežné odvodňovanie). Podobne je náročné i odvodňovanie ložísk, kde hrozia prievaly, prelomenie počvy alebo stropu banského diela, a ložísk, kde pod vplyvom podzemných vôd môže dôjsť k znehodnoteniu suroviny. Naproti tomu pri iných ložiskách, hoci s vyšším celkovým prítokom, stačí vybudovať zbernú jamu v najnižšom mieste banského diela, odkiaľ sa voda prečerpáva na povrch.

Celková klasifikácia hydrogeologických pomerov a bansko-technických podmienok odvodňovania sa uvádza ihneď po zhodnotení jednotlivých skupín faktorov. V obidvoch prípadoch sa rozoznávajú tri stupne zložitosti:

1. jednoduché,
2. stredne zložité,
3. zložité.

Tab. 1

A. Faktory podmieňujúce zložitosť hydrogeologických pomerov

Klasifikačný faktor	Klasifikačné kritériá	Klasifikácia
I Okrajové podmienky zvodnenia ložiska	a) Poloha ložiska vzhľadom na miestnu erozívnu základňu. b) Intenzita a zdroje doplňovania zásob podzemných vôd. c) Rovnomernosť prítokov počas exploatácie.	1. Ložisko sa nachádza v zóne aerácie, nad hladinou podzemných vôd. Prítoky do ložiska sú tvorené len atmosferickými zrážkami. Neočakávané prítoky sa nepredpokladajú. 2. Ložisko sa nachádza v zóne nasýtenia, pod hladinou podzemných vôd. Doplňovanie zásob z iných zdrojov v pomere k infiltrácii z atmosferických zrážok a prítokov zo statických zásob je málo významné, resp. nulové. Tu možno očakávať menšie prievaly. 3. Ložisko sa nachádza v zóne nasýtenia, pod hladinou podzemných vôd. Dochádza k trvalým významným prítokom vôd z povrchových vodných tokov a nádrží, z iných kolektorov podzemných vôd a zo starých zatopených banských diel alebo kaverien do ložiska. Do tejto skupiny patria aj ložiská, na ktorých môže nastať neočakávaný prítok z týchto zdrojov s vážnejšími následkami pre ťažbu.
II Hydrogeologický charakter kolektora podzemných vôd	a) Zvodnenie hornín. b) Homogenita, izotropia a geometria kolektorov podzemných vôd. c) Možnosť zistenia všetkých kolektorov podzemných vôd pri prieskume.	1. Ložisko a jeho okolie tvoria nepriepustné, resp. veľmi slabo priepustné horniny alebo horniny priepustné, ale nezvodnené. Hydrogeologické hodnotenie možno vykonať na základe znalostí geologickej stavby. 2. Ložisko a jeho okolie tvoria zvodnené horniny. Kolektory podzemných vôd sú na celej ploche ložiska v podstate homogénne, izotropné, hydrogeologickým prieskumom geometricky presne vymedziteľné. Prípadné menšie odchýlky od tejto charakteristiky nie je ťažké overiť, alebo to ani nie je potrebné. 3. Ložisko a jeho okolie tvoria dobre zvodnené horniny. Je veľmi ťažké hydrogeologicky vymedziť priebeh a geometriu nehomogénnych a anizotropných kolektorov podzemných vôd (zvodnené šošovky, pásma puklinatosti, kaverny a pod.).

III		
Tektonické pomery ložiska a okolia vo vzťahu k hydrogeológii	a) Prítomnosť a priestorový priebeh tektonických porúch. b) Veľkosť a stálosť prítokov po nafáraní porúch. c) Možnosť nafárania výverov termálnych a minerálnych vôd alebo výronov plynov.	1. Ložisko nie je v oblasti tektonických porúch alebo tieto poruchy nemajú na jeho zvodnenie nijaký vplyv. 2. Tektonické poruchy vedú len menšie množstvo vody a nemajú na hydrogeologické pomery podstatný vplyv. Prítoky z nich sú malé a rýchlo poklesnú bez toho, aby sa musela prerušiť ťažba. Hydrogeologickým prieskumom sa dajú spoľahlivo určiť a niekedy ich presné vymedzenie ani nie je potrebné. 3. Prítoky z poruchových pásiem sú vysoké. Po ich naťáraní sa musia ďalšie práce prerušiť je možnosť vzniku nebezpečných prievalov do banských diel, prítokov termálnej alebo minerálnej vody alebo výronov plynu.
IV		
Existencia zdrojov pitných a minerálnych vôd v dosahu odvodňovania ložiska	a) Prítomnosť zdrojov pitných a minerálnych vôd v dosahu odvodňovania ložiska. b) Rozsah využívania týchto zdrojov bez ohľadu na to, či už sú využívané, či je ich využitie plánované alebo len možné.	1. V oblasti ložiska nie sú žiadne zdroje pitnej a minerálnej vody, alebo ich ovplyvnenie ťažbou je vylúčené. 2. Je možnosť ovplyvniť miestne zdroje pitnej vody alebo menej významné zdroje minerálnej vody. Ich priemyselné využitie neprichádza do úvahy ani v budúcnosti. Slúžia len miestnemu obyvateľstvu ako pitná voda. 3. Je možnosť ovplyvniť verejné zdroje pitnej vody alebo zdroje minerálnej a termálnej vody.
Celková klasifikácia hydrogeologických pomerov	a) Faktor, ktorý rozhodujúcim spôsobom ovplyvňuje zložitosť hydrogeologických pomerov. b) Zložitosť metodického riešenia a obťažnosť technického overenia hydrogeologických pomerov.	3 stupne klasifikácie. Do jednotlivých stupňov sa zaraďuje podľa individuálneho posúdenia: jednoduché stredne zložité zložité
B. Faktory podmieňujúce zložitosť bansko-technických podmienok odvodňovania		
I		
Veľkosť a režim prítokov podzemných vôd	a) Presnosť poznatkov o veľkosti max. prítokov a o ich časovom a priestorovom vymedzení.	1. Ložiská, na ktorých je veľkosť a kolísanie prítokov známe s dostatočnou presnosťou. Na zvládnutie maximálnych prítokov nie sú potrebné osobitné opatrenia. 2. Ložiská s komplikovanými hydrogeologickými pomermi (nehomogénne pro-

	b) Nutnosť osobitných opatrení na zvládnutie max. prítokov. c) Možnosť plynulej exploatácie na celom ložisku.	stredie, viac-menej izolované kolektory podzemných vôd — šošovky pieskov, kryhy karbonátov, poruchové zóny a pod.). V takom prípade je potrebný priebežný hydrogeologický prieskum vo všetkých etapách prieskumu a ťažby. Pri správne vedenom prieskume sa zaistí plynulá ťažba v celom ložisku. 3. Ložiská, pri ktorých nemožno zvládnuť maximálne prítoky. Pri podrobnom a ťažobnom hydrogeologickom prieskume musí sa stanoviť spôsob otvorenia ložiska, postupnosť razenia nových banských diel a uzatvárania ukončených diel, resp. vydobytých banských polí. Dochádza k prerušovaniu prác na jednotlivých dielach, prípadne i na celých banských poliach pre nezvládnuteľné prítoky.
II		
Fyzikálno-chemické vlastnosti podzemných a banských vôd	a) Chemické zloženie, teplota a rádioaktivita podzemných a banských vôd, ich vplyv na pracovné prostredie. b) Preplynenie podzemných vôd výbušnými alebo nevýbušnými plynmi.	1. Banské vody sú neagresívne, chemicky nezávadné a môžu sa využívať ako vody priemyslové. Teplota a vlhkosť vzduchu dovoľujú pracovať neobmedzený čas bez ohľadu na intenzitu vetrania. V banských dielach nedochádza k výronom plynu. Podzemné vody i horninové prostredie nie sú rádioaktívne. 2. Banské vody sú chemicky závadné, agresívne, ale môžu sa bez úpravy vypúšťať do povrchových tokov. Teplota a vlhkosť vzduchu dovoľujú pracovať pri dostatočnom vetraní najmenej 6 hodín. V banských dielach môže dochádzať k výronom ta tvorbe nevýbušných plynov (napr. CO_2) v menšej koncentrácii. Intenzita rádioaktívneho žiarenia dovoľuje pracovať bez nutnosti úpravy pracovného času, resp. bez nutnosti občas preraďovať pracovníkov na iné pracovisko. Rádioaktivita podzemných a banských vôd je v prípustných medziach. 3. Voda odvádzaná z ložiska je chemicky závadná, a preto pred vypustením do povrchového toku sa musí upraviť. Teplota a vlhkosť vzduchu, prípadne koncentrácia plynov i pri najintenzívnejšom vetraní dovoľujú pracovať iba menej ako 6 hodín. V ložisku sa môžu tvoriť výbušné plyny (napr. metán). Intenzita rádioaktívneho žiarenia si vyžaduje úpravu pracovného času, resp. občasné preradenie pracovníkov na iné pracovisko. Rádioaktivita podzemných vôd je väčšia ako povoľuje vyhláška, a vody sa musia posudzovať ako rádioaktívny odpad.
III		
Inžiniersko-geologické vlastnosti hornín ložiska a jeho okolia v súvislosti s výskytom vôd.	a) Vplyv podzemných vôd na pevnosť a objemovú stálosť horniny. b) Výskyt tekutých pieskov. c) Možnosť prelomenia počvy alebo stropu banského diela.	1. Horniny ložiska a jeho okolia sú v styku s vodou nemenné. Svahy a steny banských diel sú náchylné k zosuvu a zrúteniu. 2. Horniny v styku s vodou vyvíjajú menšie tlaky. Potrebné sú ľahké obmurovky. Je možnosť vzniku menších zosuvov a zrútení. Vyskytujú sa tekuté piesky a je možnosť prelomenia stropu alebo počvy banského diela a pod.

	d) Možnosť vzniku zosuvov a zrútení.	3. Horniny v styku s vodou vyvíjajú väčšie tlaky. Nutné sú špeciálne obmurovky, prípadne hnaná výstuž. Je možnosť vzniku rozsiahlych zosuvov a zrútení. Vyskytujú sa tekuté piesky a je možnosť prelomenia stropu alebo počvy banského diela a podobne.
IV		
Spôsob odvodňovania ložiska	a) Zložitosť technického riešenia odvádzania banských vôd. b) Nutnosť predbežného odvodňovania. c) Opatrenia na zamedzenie prievalov. d) Opatrenia na zamedzenie styku určitých hornín s banskou vodou.	1. Ložisko sa odvodňuje samospádom, alebo ho vôbec netreba odvodňovať. 2. Odvodňovanie ložiska je jednoduché. Osadí sa čerpadlo potrebného výkonu a výtlačnej výšky a banské vody, ktoré sa sústreďujú v zbernej jame, sa prečerpávajú na povrch. 3. Sú potrebné špeciálne spôsoby odvodňovania. Sem patrí predbežné odvodňovanie osobitne na to určenými banskými dielami, povrchovými alebo podzemnými, predvrty na zamedzenie prievalov z krasových dutín a tektonických línií a nutnosť preložiť alebo vodotesne upraviť povrchové vodné toky. Osobitným prípadom tu môže byť, že sa banská voda nesmie dostať do styku s určitými horninami, ktoré môžu napučiavať, rozmáčať sa a podobne, prípadne môže dôjsť k znehodnocovaniu suroviny.
Celková klasifikácia bansko-technických faktorov	a) Faktor, ktorý rozhodujúcim spôsobom ovplyvňuje odvodňovanie ložiska. b) Možnosť technického riešenia odvodňovania a jeho ekonomická únosnosť.	3 stupne klasifikácie. Do jednotlivých stupňov sa zaraďuje podľa individuálneho posúdenia: jednoduché stredne zložité zložité
Záver klasifikácie	a) Kvalitatívne a kvantitatívne zhodnotenie získaných poznatkov. b) Posúdenie nutnosti ďalšieho riešenia s poukázaním na najzávažnejšie problémy. c) Prípadné pripomienky k technologickému postupu pri exploatácii.	Bez klasifikácie

Tab. 2

Hydrogeologická klasifikácia ložiska kaolínov Horná Prievrana

Klasif. faktor	Stručný opis	Klasifikácia
A. Hydrogeologické faktory		
I.		
Okrajové podmienky zvodnenia ložiska	Ložisko sa nachádza v zóne nasýtenia pod úrovňou hladiny podzemnej vody. Podzemné vody na ložisku sú doplňované infiltrovanými zrážkovými vodami cez málo priepustné piesčité hliny a íly v jeho nadloží.	2
II.		
Hydrogeologický charakter kolektorov podzemných vôd	Podzemné vody sú viazané na 3—5 m mocnú polohu rôznozrnných, obyčajne ílovitých pieskov v nadloží vlastného kaolínu. Koeficient filtrácie sa vo väčšine prípadov pohybuje okolo $k = 5 . 10^{-6}$ m/s. V západnej časti lokality je kaolín tvorený tekutými kaolínovými pieskami ($k = 3 . 10^{-6}$ m/s).	
III.		
Tektonické pomery ložiska a okolia vo vzťahu k hydrogeológii	Ložisko nie je v oblasti tektonických porúch.	1
IV.		
Existencia zdrojov pitnej a minerálnej vody v dosahu odvodň. ložiska.	V dosahu odvodňovania ložiska nie sú žiadne zdroje pitnej a minerálnej vody.	1
Celková klasifikácia hydrogeologických pomerov	Hydrogeologické pomery ložiska sú stredne zložité (II. stupeň). Obťažnosť je daná prítomnosťou zvodnených pieskov v priamom nadloží kaolínu. Vlastné overovanie hydrogeologických pomerov je metodicky i technicky pomerne jednoduché.	II. st.
B. Bansko-technické faktory		
I.		
Veľkosť a režim prítokov	Najväčšie prítoky (300—500 l/min) budú pri rozfáraní ložiska. Postupne poklesnú na 100—150 l/min, podľa intenzity zrážok. Na zvládnutie max. prítokov nie sú potrebné žiadne osobitné opatrenia.	1
II.		
Fyzikálno-chemické vlastnosti banských a podzemných vôd	Banské vody sú neagresívne, chemicky nezávadné a môžu sa využívať ako vody priemyselné.	1

Klasif. faktor	Stručný opis	Klasifikácia
III.		
Inžiniersko-geologické vlastnosti hornín ložiska a jeho okolia v súvislosti s výskytom vôd	Zvodnené piesky v nadloží ložiska ľahko stekutejú. Pri nedodržaní správnych sklonov ťažobných stien môže dôjsť ku vzniku zosunov.	3
IV.		
Spôsob odvodňovania ložiska	Skrývka včítane tekutých pieskov v nadloží kaolínu sa musí odstrániť v dostatočnom predstihu, aby sa zamedzilo znečisteniu kaolínu, ktorý rýchlo kašovatie do veľkých hĺbok. V západnej časti ložiska je potrebné predbežné odvodňovanie tekutých kaolinických pieskov. Banské vody sa musia z ťažobných jám prečerpávať na povrch.	3
Celková klasifikácia bansko-technických faktorov	Bansko-technické podmienky odvodňovania ložiska sú zložité (III. stup.). Obťažnosť je daná výskytom tekutých pieskov, kašovatením kaolínu a možnosťou jeho znečistenia pri nesprávnom technologickom postupe pri exploatácii.	III. st.
Záver klasifikácie	Hydrogeologické pomery vo východnej časti ložiska sú dostatočne objasnené pri prieskume. Počas exploatácie nie sú potrebné žiadne špeciálne hydrogeologické práce, treba však dodržať technologický postup pri exploatácii. Je to predovšetkým sklon stien ťažobnej jamy, odstraňovanie skrývky v dostatočnom predstihu a plynulé odčerpávanie banských vôd. V západnej časti ložiska je potrebné v etape predbežného prieskumu s konečnou platnosťou doriešiť hydrogeologické pomery i bansko-technické podmienky odvodňovania.	

Tab. 3

Hydrogeologická klasifikácia antimonitového ložiska Liptovská Dúbrava

Klasif. faktor	Stručný opis	Klasifikácia
A. Hydrogeol. faktory		
I.		
Okrajové podmienky zvodnenia ložiska	Ložisko sa nachádza v zóne nasýtenia, pod úrovňou hladiny podzemných vôd. Podzemné vody na ložisku sa doplňajú výlučne z atmosferických zrážok infiltrovaných cez viacej porušené úseky.	2
II.		
Hydrogeol. charakter kolektorov podzemných vôd	Ložisko a jeho okolie je budované horninami s puklinovou priepustnosťou. Kolektory podzemných vôd sú tvorené viacej rozpukanými úsekmi, nepravidelne rozmiestnenými, rozdielne priepustnými a zvodnenými. Overiť ich presné ohraničenie a priebeh je veľmi ťažké, ale na riešenie hydrogeologických pomerov to nie je nutné.	2
III.		
Tektonické pomery ložiska a jeho okolia vo vzťahu k hydrogeológii	Poruchové zóny patria k najviac zvodneným úsekom ložiska. Prítoky z nich však rýchlo poklesnú, nehrozí nebezpečenstvo vzniku prievalov alebo nutnosť prerušiť práce.	2
IV.		
Existencia zdrojov pitnej a minerálnej vody v dosahu odvodnenia ložiska.	V dosahu odvodňovania ložiska nie sú zdroje pitnej a minerálnej vody.	1
Celková klasifikácia hydrogeologických pomerov	Hydrogeologické pomery ložiska sú stredne zložité (II. stupeň). Hydrogeologický charakter kolektorov vôd a ich presné vymedzenie a overenie hydrogeologických vlastností by bolo metodicky i technicky veľmi ťažké, ale pre účely exploatácie ložiska to ani nie je potrebné.	II. stupeň
B. Bansko-technické faktory		
I.		
Veľkosť a režim prítokov podzemných vôd	Prítoky do ložiska pochádzajú takmer výlučne z dynamických zásob (atmosferické zrážky). Oneskorenie zmeny výdatnosti oproti zrážkam je podľa hĺbky diela pod povrchom terénu asi 5—10 dní. Veľkosť prítokov do všetkých banských diel sa pohybuje v rozpätí 10 až 30 l/s a kolísanie je spôsobené takmer výlučne intenzitou atmosferických zrážok. Zväčšovanie rozfáranej plochy sa prejavuje len málo výrazným zväčšovaním celkových prítokov. Na zvládnutie maximálnych prítokov nie sú potrebné osobitné opatrenia.	1

Pokračovanie Tab. 3

Klasif. faktor	Stručný opis	Klasifikácia
II.		
Fyzikálno-chemické vlastnosti banských vôd	Banské vody sú neagresívne, chemicky nezávadné a môžu sa využívať ako vody priemyslové. Teplota vody sa pohybuje v rozmedzí 6—13 °C. V banských dielach nie sú výrony plynov.	
III.		
Inžiniersko-geologické vlastnosti hornín ložiska a jeho okolia v súvislosti s výskytom vôd	Horniny ložiska a jeho okolia (granodiority) sú v styku s vodou nemenné.	1
IV.		
Spôsob odvodňovania ložiska.	Ložisko je odvodňované samospádom. Na odvedenie prítokov postačia bežne hĺbené odvodňovacie stružky.	1
Celková klasifikácia bansko-technických faktorov	Bansko-technické podmienky odvodňovania ložiska sú jednoduché (I. stupeň), a to i napriek tomu, že ložisko je pomerne značne zvodnené. Vlastné odvodňovanie si však nevyžaduje špeciálne zariadenia a všetky prítoky možno odviesť samospádom.	II. stupeň
Záver klasifikácie	Pri exploatácii ložiska postačí stupeň znalostí získaných počas prieskumu. Počas ťažby stačí bežne overovať a sledovať prítoky a overovať prípadné výraznejšie anomálie, ktoré sú však veľmi málo pravdepodobné.	

Pri klasifikácii sa vždy vychádza z hodnotenia faktora, ktorý rozhodujúcim spôsobom ovplyvňuje zložitosť hydrogeologických pomerov alebo zložitosť bansko-technických podmienok odvodňovania. Pri klasifikácii hydrogeologických pomerov sa okrem uvedených faktorov hodnotí i obťažnosť overovania týchto faktorov, včítane režimu podzemných vôd.

Klasifikačné kritériá, ktoré podmieňujú hodnotenie zložitosti jednotlivých faktorov, ako aj celkovú klasifikáciu hydrogeologických pomerov a bansko-technických podmienok odvodňovania, sú uvedené v tabuľke 1.

Súhrnná klasifikácia obidvoch skupín faktorov sa nerobí, v závere sa však stručne slovne zhodnotí stupeň zistených poznatkov a uvedie sa, či v ďalšej etape prác je potrebné robiť špeciálny hydrogeologický prieskum.

Ako príklad navrhnutej klasifikácie sú klasifikácie ložísk Horná Prievrana a Liptovská Dúbrava (tabuľka 2 a 3).

Záver

Navrhovaná hydrogeologická klasifikácia ložísk nerastných surovín je založená na číselnom hodnotení faktorov podmieňujúcich zvodnenie a odvodňovanie ložiska. Je rozdelená do dvoch častí. V prvej sa klasifikujú faktory podmieňujúce zložitosť hydrogeologických pomerov a obťažnosť ich overenia, v druhej faktory podmieňujúce zložitosť bansko-technických podmienok odvodňovania a exploatácie.
Obidve skupiny faktorov sa hodnotia osobitne. V závere celej klasifikácie sa len stručne hodnotí základná problematika a navrhuje sa metodika ďalších hydrogeologických prác. Klasifikácia je zostavená tak, aby bola vodidlom nielen pre hydrogeológov riešiacich hydrogeologické pomery ložísk, ale hlavne pre široký okruh špecialistov riešiacich problematiku otvárky a exploatácie týchto ložísk.

Doručené: 24. 3. 1972
Odporučil: Anton Porubský

Geologický prieskum, n. p.
Geologické stredisko
Banská Bystrica

LITERATÚRA

KAMENSKIJ, G. N. 1947: Poisky i razvedka podzemných vod. Moskva, Gosgeolizdat,
KAMENSKIJ, G. N.—KLIMENTOV, P. P.—OVČINIKOV, A. M. 1957: Hydrogeologie ložisek užitkových nerostů. Praha, SNTL, 300 s.
PELIKÁN, V. 1961: Hydrogeologická klasifikace ložisek nerostných surovin v sedimentárnych horninách. Geol. průzk. (Praha), 3, č. 7, s. 199—202.
SČEGOLOV, D. I. 1940: Voprosy gidrogeologii rudnika. Moskva, Gosgeolizdat,
TROJANSKIJ, S. V. 1947: Klasifikacija mestorožděnij poleznych iskopajemych po uslovijam odvodnennosti. Sov. geol. (Moskva), 19.

Proposal of hydrogeological-mining classification of raw material mineral deposits

MICHAL LUKAJ

The proposed hydrogeological- mining classification of deposits of mineral raw materials is based upon numerical evaluation of factors conditioning water- bearing and drainage of deposits. It is divided into two parts. In the first part are classified factors conditioning complicateness of hydrogeological situation and difficulties in its aerification, in the second part factors conditioning complicateness of mining-technical conditions of drainage and exploitation.

A. *Factors conditioning complicateness of hydrogeological situation and difficulties in its verification.*
   I. Marginal conditions of deposit water-bearing
   II. Hydrogeological character of ground water collectors
   III. Tectonic conditions of deposit and its environments in relation to hydrogeology
   IV. Existence of potable and mineral water sources within the reach of the cone of depression of the drained deposit.

B. *Factors conditioning complicateness of mining- technical conditions of drainage.*
   I. Size and regimen of tributaries of groundwaters
   II. Physical- chemical properties of ground waters and mine waters.
   III. Engineering- geological properties of deposit rocks and its environments in connection with occurrence of waters.
   IV. Method of deposit drainage.

Both groups of factors are valuated and classified respectively. Closing the whole classification the fundamental problems are evaluated only briefly with a proposal of the methods of further hydrogeological works. The classification is compiled so as to be a clue not only for hydrogeologists solving hydrogeological conditions of deposits but mainly for a wide circle of specialists dealing with problems of development and exploitation of these deposits.

Translated by J. Pevný

Hydrogeochemical Characteristics of Brines in the Western Coast of the Gulf of Suez

(5 text—fig., 2 tab.)

by NASRY ZAKY BISHAY*

Abstract. Brines of the western coast of the Gulf of Suez belong to: the Nubian sandstones; Cretaceous; Eocene; Miocene; Pliocene and Recent formations. Salinities reach 222.4, 288, 253, 352, and 73 g/l respectively. Generally, salinity increases towards the south-east direction. Stronger brines occupy deeper parts of the geological section, which are schematically divided into zones ranging from less than 50 to 300 g/l and more. From the hydrogeochemical graphical representation, they are only of the sodium chloride type. Bromine and boron concentrations in these waters are high, but those of iodine and lithium show also some increase.

The study of different hydrogeochemical coefficients showed that brines of this type are somewhat metamorphosed, i. e. they accuse an enrichment in calcium, denitrification and desulphatisation. The $rSO_4/rCl \cdot 100$ coefficient is low and generally decreases with depth and salinity. The rNa/rCl ratio is less than one and depends on the degree of metamorphisation. The Cl/Br and Br/I ratios are less than that of sea water.

The reserves of microelements in brines, i. e. Br, I and B are high and can be used for industrial application. These brines can also be used as criteria for searching other mineral deposits and for therapeutic treatment of various ailments.

Introduction

Iodine-bromine water, especially bromine water, is often of very high salinity, i. e. brine (more than 50 g/l). Such brines in the studied area are mainly found in the earth's crust at considerable depths. However, it must be noted that salinity of water some lakes also reaches sometimes more than 50 g/l. Such water in many cases contains bromine in high concentrations. Iodine is often associated with oil-water, but not necessarily always. Iodine-bromine brines also contain boron, lithium, potassium, radioactive elements and some others.

Therefore, underground brines can be considered as a mineral deposit and as criteria for searching other mineral deposits, e. g. oil and gas deposits.

To evaluate the perspective utilization of underground brines, the study of changes in chemical composition, horizontal and vertical on a regional scale, covering also different areas, is of great importance.

The aim of this work is to elucidate the hydrochemical characteristics, distribution of iodine-bromine brines in the western coast of the Gulf of Suez, their chemical changes with depth and direction from north-west to south-east, their application in industry.

The study includes deep wells drilled for exploring oil in the area (Fig. 1) as well as oilfields up to Hurghada (on the Red Sea northern coast).

* RNDr. Nasry Zaky Bishay, CSc., Researcher in the Desert Institute, Cairo, Egypt.

Hydrostratigraphical units

Artesian basin of the Gulf of Suez, according to Ovčinikov's scheme (1961) can be considered as a medium basin. It is bordered on both sides by the chain of mountains formed as a result of the two major clismic faults and others serie of minor faults. Along the western coast of the Gulf of Suez, on the basis of geologic age, the water-bearing formations (sometimes oil-water bearing) belong to: Pliocene-Recent (only water bearing); middle and lower Miocene; Eocene and Paleocene; Cretaceous and Nubian sandstone formations. Oligocene deposits are not represented in wells from Rahmi to Hurghada.

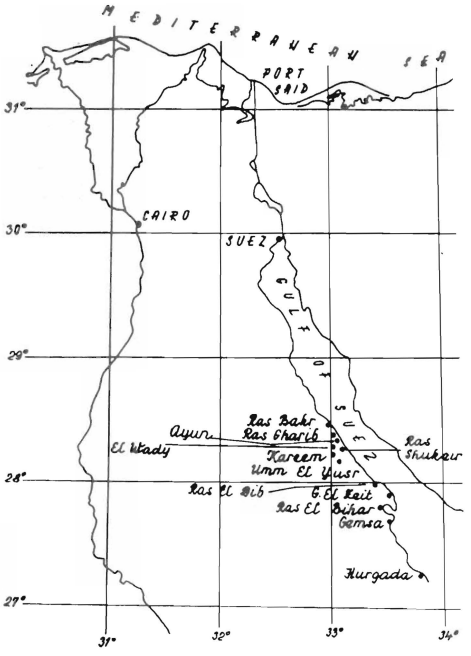


FIG 1.

Hydrogeologically the basin is characterized by the presence ofhit ck deposits of impermeable anhydrites and shales of middle Miocene covering more older deposits (Fig. 2). Such thick deposits of anhydrites and gypsum provide good conditions for the closure of the structure, causing the prevailance of highly reducing conditions favourable for the formation and preservation of oiln ad gas deposits in the area.

Pliocene-Recent water bearing formations: These lie unconformably on the evaporite series of the middle Miocene and are of wide distribution, but in some places they are not represented, consist mainly of gravels, sands and some limestones and sandstones which contain sometimes tar impregnations. The thickness of these formations varies, for example in Ras-Bakr it reaches 490 m and in Ras El-Bihar only 31 m. There is no definite sharp line between Pliocene and Miocene deposits, but the appearance of gypsum and anhydrite (sometimes with rock salt) is considered as its lower boundary. Likewise, there is no sharp line between Pliocene and Recent formations.

Miocene water-bearing formations: Upper Miocene deposits are not represented in the area. The formations of the middle Miocene section are the most widely represented in the area. They consist mainly of impermeable layers of gypsum, anhydrites, rock salt and shales. Permeable water oil-bearing layers of limestones, sandstones and conglomerates are found in oil-fields, for example Nullipore rocks which consist of reefy limestones of very high porosities and basal beds which consist of conglomerates of different lithological facies in Ras-Gharib. These permeable layers are of local distribution. Middle Miocene deposits outcrop sometimes at the surface in some places. The Middle Miocene section, in its upper part consists of lithothaminum limestone of the Ras-Malaab (evaporite) group formatoins which consist of alternations of shales and anhydrites containing rock salt. The thickness of this formation reaches some thousands of meters in the south-east part. Rock salt represents more than 70 % of the evaporites (in Ras El-Bihar, Gebel El-Zeit).

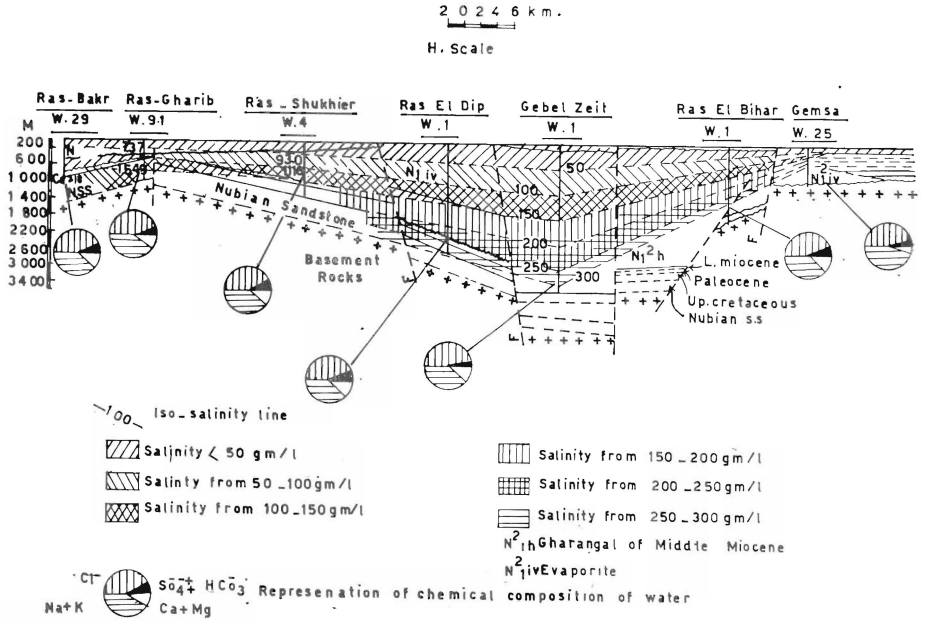


Fig. 2. Schematic Hydrogeochemical Section of the Western Coast of the Gulf of Suez from Ras — Bakr to Gemsa.

Fig. 2 shows the distribution of brines which can be schematically divided vertically into zones ranging from less than 50 to more than 300 g/l. Of course there is no sharp line between these zones. It is observed that strong brines occupy deeper parts of the areas of Gabel El-Zeit, Ras El-Bihar and Ras El-Dib. In this Figure also the chemical composition of water is represented by the cirle method and it is only of the sodium chloride type.

The lower part consists of the Gharandal group formations comprising mainly shales, sands and marls. The Gharandal group formations are less distributed than the Ras-Malaab group. The geologists of the General Petroleum Company attained lower Miocene for the lower part ov the Ras Malaab group (M. Safi, 1968). The thickness of the Gharandal group varies and increases also towards the south-east direction where it reaches more than 1000 m.

Eocene and Paleocene water-bearing formations: These formations are locally represented. Paleocene formations are less distributed than those of Eocene. Eocene deposits consists of brownish limestones containing shales. These deposits are oil-bearing, for example in Ras-Bakr and Kareem oil-fields and in others they are completely missing in the geological section. Thickness of Eocene deposits reaches 200 m, for example in Rahmi.

Paleocene consists of limestones containing some shales in its upper and lower parts, its thickness reaches 66 m.

Cretaceous water-bearing formations: The Cretaceous deposits are represented by senonian, turonian and cenomanian in its upper part. These formations consist of shales in its upper part, sandstones, sands and calcareous sands in its lower part. Thickness varies from 45 in Hurghada oil-field to 829 m in Ras Bakr field.

Nubian sandstones water-bearing formations: Sandstones lying on the basement rocks up to cenomanian are considered as sandstones of the Nubian type; these consist of alternating sandstones and shales which contain sands. Their thickness

varies from 860 m (A, B, C and D series of Ras-Gharib) to 125 m in Hurghada. In some areas these deposits are not reached by deep wells and in others they are of about 420 m deep as in Gharib.

Structurally the Gulf of Suez was originated as a result of a system of parallel faults of tensional forces that have been active since the early geological times. According to R. Said (1962) the Gulf of Suez is considered as a series of sinking and rising of a large number of blocks that border or build the gulf, resulting in the formation of step blocks of different sizes.

Hydrogeochemical characteristics and distribution

Brines of the Nubian sandstones have high values of salinity (Table 1). Their salinity ranges from 148.8 to 222.4 g/l. Only one sample from El-Wady has a lower salinity — 112.5 g/l. Brines of Hurghada oil-field (south-east), generally have a higher salinity and its mean value reaches more than 200 g/l. In Ras-Gharib (north--west), maximum salinity reaches 171 g/l. pH value varies from 5.5 to 7.3.

As shown in table 1 according to Kurlov's formula these brines are only of the sodium-chloride type (calcium chloride by Sulin's classification). Chlorine forms more than 95 % equivalent and reaches 99.9 % equivalent. Sulphates and bicarbonates form the rest. Nitrates and nitrites are not represented in the chemical composition of such brines. Sodium is the dominant cation and its concentration ranges from 64 % equivalent to 82 % equivalent. Calcium and magnesium form the rest and their distribution is more or less equal.

The concentration of microelements are high, especially that of bromine and boron. Iodine shows some increase. Bromine, boron (HBO_2) and iodine reach 785.9, 411.8 and 14.2 mg/l in Ras-Gharib respectively, while in Hurghada these values are 745.9, 170.4 and 5.7 mg/l respectively.

Lithium concentration is of 1.8 to 6.9 mg/l and that of NH_4 varies from 100.8 to 462.4 mg/l.

The composition of free gases accompanying oil and water are mainly of the methane type, where methane consists from 45 to 60 % by volume, the heavier hydrocarbons form the rest. H_2S, O_2, CO, CO_2 are of very low values.

Hydrochemical coefficients for the Nubian sandstones brines are given in table 2. Degree of metamorphisation rCl — rNa/rMg reaches 3.5 and only in one sample is less than one which according to Sulin's classification, this type of water is considered as magnesium chloride. The mean value of this coefficient is about 2. The concentration of calcium is more than 2.5 times that of magnesium, this gives an indication of a high degree of metamorphisation.

The sulphate coefficient $rSO_4/rCl \cdot 100$, is generally very low, but in one or two samples it shows some increase.

Cl/Br ratio varies from 124.9 to 248.9. For Ras-Gharib it is observed that the lowest value 124.9 corresponds to the highest value of salinity 159.2 g/l, also the same in Hurghada where the lowest value 182.3 corresponds to 222.6 g/l, i. e. concentration of bromine increases with the increase in salinity (in some samples this relation is not observed).

Br/I ratio ranges from 55.3 to 128.7. For Ras-Gharib this value does not increase more than 77.3, but for Hurghada is more than 100. This ratio as well as Cl/Br ratio as shown in table 2 in Ras-Gharib (north-west) are less than that of Hurghada (south-east).

rNa/rCl ratio is always less than one. For Gharib its mean value is about 0.7 and only in one sample is 0.8, but in Hurghada it is more than 0.8 and reaches 0.9. This can be attributed to leaching and dissolving of rock salt layer of the middle Miocene in Hurghada. rNa/rCl ratio for a solution of a rock salt is equal to one, hence the increase of this value for brines in Hurghada.

Ca/Sr ratio varies from 26.9 to 55.2. This ratio does not show any obvious trend. rCa/rMg ratio is somewhat more than one and in one or two cases it is higher or lower than this value.

B/Cl ratio is of $1.1 \cdot 10^{-3}$ to $2.8 \cdot 10^{-4}$.

For Cretaceous brines, salinity is higher than that of Nubian sandstones and reaches 288 g/l in Ras El Dib area (tab. 1) Generally, salinity increases with depth, but there are some exceptions. pH value varies from 5.5 to 6.7.

These brines are also of the sodium chloride type. Chlorine forms more than 96 % equivalent, sulphates and to a little extent bicarbonates forms the rest. Nitrates and nitrites also are not represented. Sodium is the dominant cation and forms more than 60 % equivalent and reaches 78 %. Calcium in such brines is somewhat higher than magnesium and of 28, 19 % equivalent respectively. It is observed that calcium increases with salinity increase.

Microelements were determined in one sample only. Bromine iodine and boron (HBO_2) concentrations are of 586.1, 5.9 and 383.4 mg/l respectively.

Lithium is of 4.8 mg/l and NH_4 is of 234 mg/l.

Free gas composition also mainly of methane 46 % by volume and other heavier hydrocarbons 53 % CO, O_2, CO_2 and H_2S are of less than 0.5 %.

Hydrochemical coefficients for Cretaceous brines are given in table 2. Degree of metamorphisation of rCl—rNa/rMg ranges from 1.6 to 3.8. Higher coefficients are observed in brines of Ras-Bakr oil-field, where this value is more than 3. Higher value (3.8) corresponds to higher salinity (218 g/l).

Sulphate coefficient rSO_4/rCl — 100, is very low and does not exceed 3.1, which corresponds to a low value of salinity (52 g/l).

Cl/Br ratio is less than 150, and that of Br/I less than 100.

rNa/rCl ratio ranges from 0.6 to 0.79. This is similar to that of the Nubian sandstones which means that sodium sulphate or sodium carbonate salts are not represented, while magnesium and calcium chloride salts are more represented than those of magnesium and calcium sulphates or carbonates (less than sulphates) are represented. The lower values of this ratio generally corresponds to brines of higher salinity.

Ca/Sr ratio is of 55.2 and that of rCa/rMg varies from 0.6 to 2.7. B/Cl ratio is $1.8 \cdot 10^{-3}$.

Salinity of Eocene brines reaches 253 g/l (table 1). pH value varies from 6 to 7.3. Chemical composition of brines is similar to that of Nubian and Cretaceous brines. They also are of sodium chloride type. Chlorine and sodium are the dominant ions. Sulphate, bicarbonates, calcium and magnesium are of minor values, but sometimes show some increase. The highest value of sulphates (7 % equivalent) correspond to the lowest value of salinity (71.5 g/l).

Bromine reaches 1250 mg/l and iodine 8 mg/l.

Hydrogeochemical coefficients for Eocene brines are indicated in table 2. Degree of metamorphisation reaches 4.4 and corresponds to the higher value of salinity and vice versa, its mean value is less than 2.

Cl/Br and Br/I are of 116 and 156.3 respectively.

rNa/rCl ranges between 0.64 and 0.88. This value is reversibly proportional to salinity.

rCa/rMg is high in east Gharib, where it reaches 3.5. The increase of calcium with the increase of salinity is aslo observed, the less values are for Bakr oil-field (0.7 to 0.9).

Eocene brines need more detailed study, since samples from this formation are few.

Miocene brines have the highest salinities and reach 352 g/l in Ras El-Bihar (table 1). In the area of Gebel El-Zeit, Ras El-Bihar and Gemsa (south-east), the mean salinity is more than 250 g/l while, those in Kareem and Ras-Gharib (north--west) have less salinities and its mean value (in Gharib) is about 140 g/l. pH value for such brines ranges from 4.5 to 7.6.

Sodium chloride type is the only type for Miocene brines. Chlorine forms up to 99.9 % equivalent, sulphates sometimes reach 14 % equivalent, but its normal concentration is 2 % equivalent and sometimes decreases to less than 0.2 % equivalent. Generally sulphate concentrations increase in brines where they are not associated with oil and decrease in the areas of oil-fields. Bicarbonates and carbonates are low. Nitrates and nitrites are undetected.

Sodium forms not less than 56 % equivalent and reaches more than 90 % equivalent. Calcium and magnesium form the rest. Calcium and magnesium reach 35 and 19 % equivalent respectively and sometimes decrease to very low concentrations.

Concentrations of bromine, iodine and boron (HBO_2) reach 638.4, 10 and 326.6 mg/l respectively.

Lithium is of 5 to 7.6 mg/l and NH_4 is of 93.6 to 204.8 mg/l.

Free gases consist mainly of methane which forms 35.4 to 71.6 by volume percent, C_2H_6 in Ras Gharib consists of 15.2 to 37.6 %. H_2, CO_2, Co, O_2, N_2 and H_2S are low, but H_2S cometimes forms 7 % in Gharib.

Hydrogeochemical coefficients for Miocene brines are also given in table 2. Metamorphisation coefficient ranges from 0.34 to 8.0. Sulphate coefficient of rSO_4/ /rCl . 100 varies from 0.1 to 16.93. Generally, this ratio is reversibly proportional to that of metamorphisation coefficient, but there are some exceptions.

Cl/Br ratio is less than 200 and reaches 182.6, Br/I ratio is of 137.1 to 111.5.

rNa/rCl ratio is less than 1, only in one case it is more than one and ranges from 0.57 to 1.01. It is similar to that of Eocene, Cretaceous and Nubian sandstone brines. This ratio is also reversible with the coefficient of metamorphisation, i. e. higher values of rNa/rCl correspond to lower values of rCl—rNa/rMg.

Ca/Sr ratio is similar to that of other brines and ranges from 23.2 to 38.2.

rCa/rMg ratio reaches 6.8 and decreases to 0.11. B/Cl ratio is of $3.4 \cdot 10^{-4}$ to $9.3 \cdot 10^{-4}$.

The salinity of brines of Pliocene-Recent reaches 73 g/l in Gharib at a depth of more than 200 m. These brines are also of sodium chloride type (Table 1), lower salinities are found in some shallow wells, but of little interest as iodine bromine brines.

Hydrogeochemical coefficients (Table 2) show that coefficient of metamorphisation is less than one and high $rSO_4/rCl \cdot 100 \cdot rNa/rCl$ is of 0.84 and that of rCa/ /rMg is of 0.35.

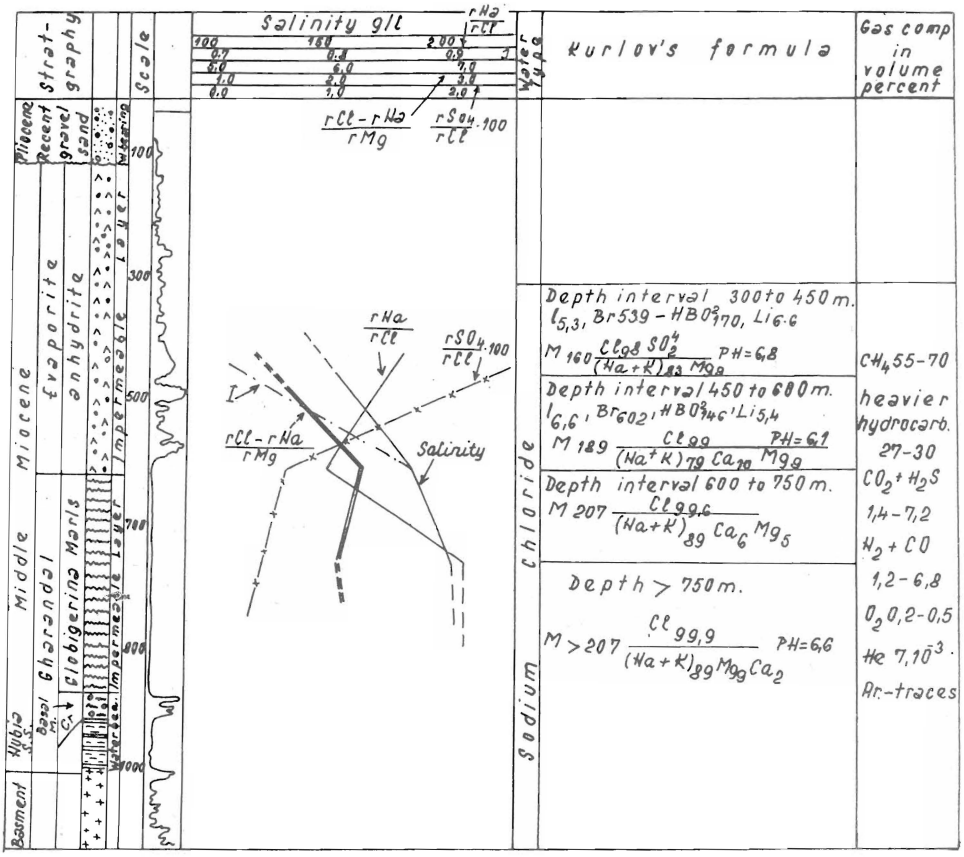


Fig. 3. Change in Salinity, Cl^-, Ca^{++}, Mg^{++}, $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$, $\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$ and $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$. 100 in Underground Water of the Western Coast of the Gulf of Suez from NW to SE Direction.

In Fig. 3 the mean change of chemical composition of brines for different oil-water bearing formations are presented. It can be observed that salinity generally increases towards the south-east direction. The Figure also shows the relation between different coefficients and salinity.

Fig. 4 shows vertical hydrochemical changes for brines of Hurghada Oil-field. At a depth of 300 to 450 m, the mean salinity is about 160 g/l with somewhat high sulphate concentration. At a depth interval between 450 and 600 m the mean salinity increases to about 190 g/l and sulphate concentration comparatively decreases. At a depth of 600 to 750 m the salinity increases to 207 g/l. At greater depth the salinity increases with the decrease in sulphates. Also bromine content increases with salinity and depth, the lowest amount of bromine is 522.8 mg/l at a depth of 500 m and the highest amount is 745 mg/l at a depth of 600 m. This was also observed for Ras Gharib oil-field (N. Z. Bishay 1971).

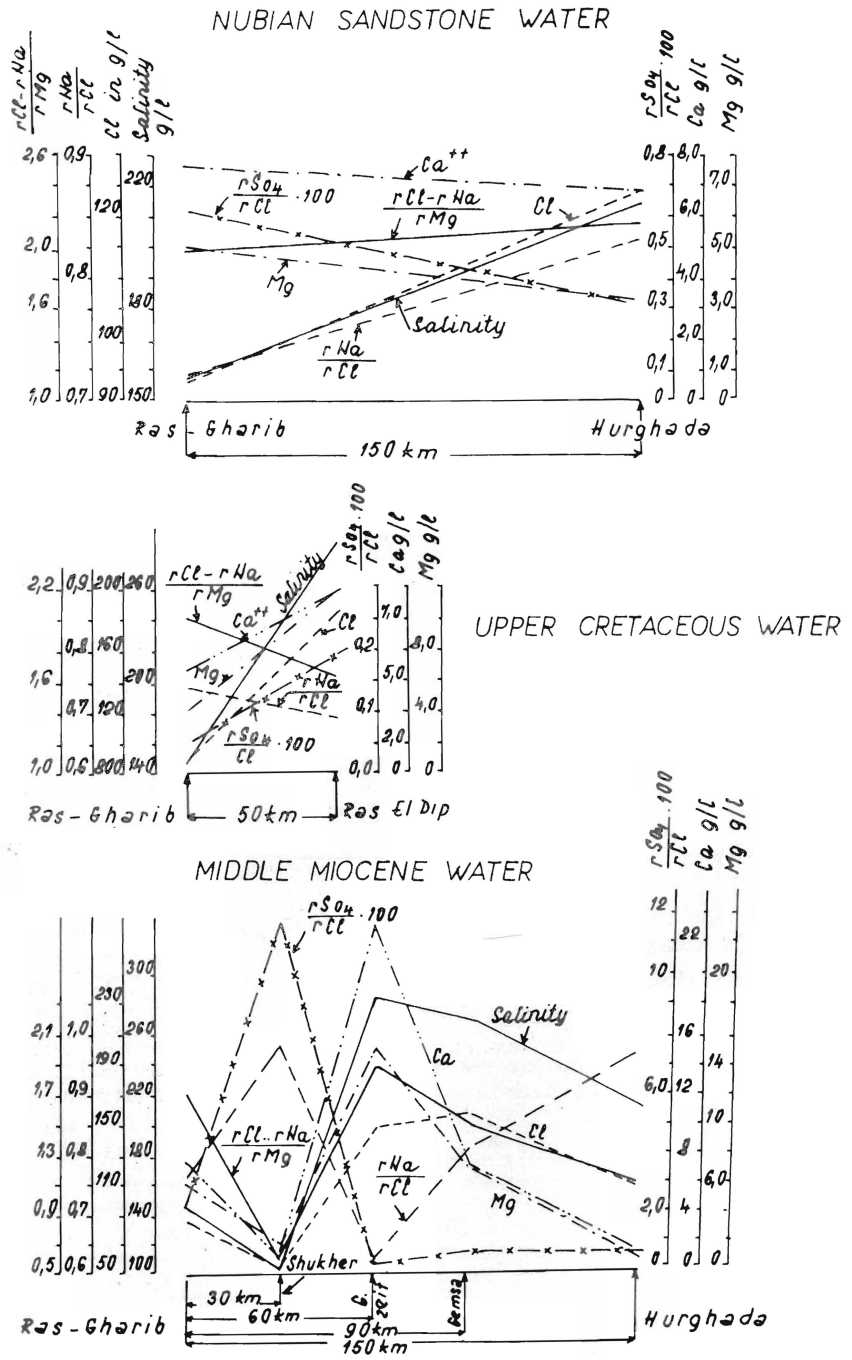


Fig. 4. Geological and Hydrochemical Section of Hurghada Oil Field

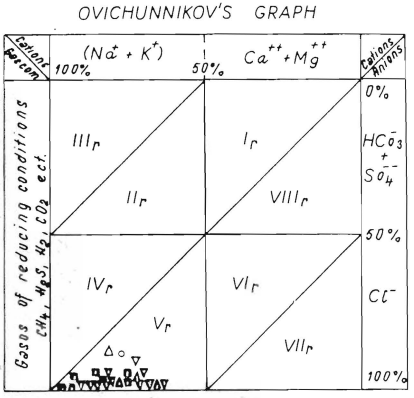


Fig. 5. Hydrogeochemical Graph for Representation of Water of Western Coast of the Gulf of Suez

1 — Pliocene water, 2 — Middle Miocene water of Ras-Gharib, 3 — Middle Miocene water of Hurghada, 4 — Eocene water of Ras-Bakr, 5 — Upper Cretaceous water of Ras-Gharib, 6 — Upper Cretaceous water of Ras El-Dip, 7 — Nubian S. S. water of Ras-Gharib, 8 — Nubian S. S. water of Hurghada.

Fig. 5 shows the graphical representation of brines by Ovčinikov's graph characterizing reducing conditions resulting from the presence of methane gas ando ther heavier hydrocarbons. Brines from different formations lie in one zone of the sodium chloride type.

Application in industry

Brines contain not only rock salt, but also they contain in great quantities bromine. Industrial lower limit for bromine is 250 mg/l (N.A. Plotnikov 1959). Along the western coast bromine content is much higher than this limit and reaches 1250 mg/l in Ras-Bakr. In stronger brines (more than 250 g/l) bromine concentration may reach more than 2.0 g/l. It can be said that the reserve of bromine in brines can be calculated in millions of tones.

Besides rock salt and bromine, iodine and boron can be extracted. Magnesium chloride, calcium chloride and in some few cases other elements such as lithium and potassium can be extracted as a by-product.

Brines can also be considered as valuable mineral deposits in relation to the possibility that they may contain gases as hydrogen sulphide, iodine and radioactive elements which can be used as therapy for different ailments.

The brines can serve as analogic criteria for the investigation of other mineral deposits which depend to a great extent on the determination of their origin. The abundance of very strong brines (more than 250 g/l) with high content of calcium chloride and bromine show that in the area in the previous geologic time when lagoons were formed, not only halites can be deposited but also potassium salts. Therefore, the presence of potassium salts can be expected in the area of the Gulf of Suez.

Brines enriched in calcium chloride, bromine, biochemical gases (methane, heavier hydrocarbons and others) or other components can be used as a good indicator of the presence of weakly washed deposits and highly reducing conditions. This geochemical medium represents favourable conditions for accumulation and preservation of liquid and gases of hydrocarbons, therefore, such brines with such specific components can be considered as an indirect indicator for the investigation of oil and or gas deposits.

Conclusion

From the previous study, the general hydrogeochemical characteristics and

distribution of brines in the western coast of the Gulf of Suez can be summarized in the following points:

1. Brines reach very high values of salinity (350 g/l) which increases with depth. Salinity of brines increases from North-West to South-East and reaches its maximum in the areas of Gebel El-Zeit, Ras El-Dib and Ras El-Bihar, farther to the South in Hurghada salinity somewhat decreases.

2. Concentration of sulphates, bicarbonates decreases with depth in general. This is also observed in oil-fields. Nitrates and nitrites are not represented. Calcium generally increases with the increase in salinity.

3. Brines are of the sodium chloride type and are accompanied in oil-fields by free gases consisting of methane and other heavier hydrocarbons. Such strong brines of characteristic components characterize highly reducing conditions and weakly washed deposits favourable for formation and preservation of oil and gas deposits.

4. Bromine, iodine and boron are detected in all samples and of high concentrations. Bromine, iodine and boron (HBO_2) reach 1250, 14.2 and 411.8 mg/l respectively. Generally their concentration increases with the increase in salinity.

5. Cl/Br ratio is less than 300 (for sea water this ratio is of about 300) for brines from different formations. rNa/rCl is less than one and generally decreases with the increase in salinity and with the increase of coefficient of metamorphisation rCl—rNa/rMg.

6. Brines can be used for extraction of bromine, iodine and boron. Lithium, potassium salts magnesium chloride, calcium chloride and sodium chloride (rock salt) can be extracted as a by-product. Brines also can be used for some medical treatments of different ailments. Also they can be used as criteria for searching other mineral deposits, i. e. oil and gas fields.

Doručené: 8. III. 1972
Odporučil: Ladislav Melioris

REFERENCES

BISHAY, N. Z. 1965: Industrial underground water of the western coast of the Gulf of Suez, PH. D. Thesis (in Russian).

BISHAY, N. Z. 1971: Some hydrogeochemical studies of underground water of Ras-Gharib Oil-Field and its potentials for industry. J. of the Egyptian Society of Engineers U. A. R. Vol. 10, No. 2.

OVČINIKOV, A. M. 1961: Water pressure system of the earth crust. Geology and prospection No. 8 (in Russian).

PLOTNIKOV, N. A. 1959: Iodine bromine water and its field. Work of Moscow geological and prospecting institute (in Russian).

SAFI, M. WASFI 1968: Miocene Planktonic Foraminiferal zones from the Gulf of Suez—Egypt, Proceedings of the third African micropaleontological colloquium.

SAID, R. 1962: The Geology of Egypt. Elsevier Publ. Co., Amsterdam—New York.

SULIN, V. A. 1948: Conditions of formation. Basis of classification and composition of natural water (in Russian).

SWARTZ, D. H.—ARDEN, D. D. 1960: Geologic history of Red Sea Area, Bull Am. Assoc. Petrol. Geologists, 44, 1621—1637.

Chemical analyses of brines

No of well	Absolute level of well in m	Dept interval of sampling in m	Geologic age	Area	Kurlov's Formula
54	+ 39.0	496.2 — 513.5	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$Br_{373}\ H\ B\ O^2_{85.2}\ Li_{1.8}\ NH^4_{288.0}$ $M_{157.7}\ \frac{Cl_{96}\ .\ SO^4_4}{(Na + K)_{78}\ Mg_{16}\ Ca_4}\ PH = 7.3$
60	+ 42.7	519.7 — 573.6	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$I_{10.4}\ Br_{759.2}\ HBO^2_{411.8}\ Li_{5.2}\ NH^4_{292}\ H_2S_{170.0}$ $M_{157.0}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{68}\ Ca_{15}\ Mg_{14}}\ PH = 6.0$
12	+ 17.7	607.8 — 645.3	Nubian	Ras-Gharib	$I_{11.0}\ Br_{732.6}\ HBO^2_{355.0}\ Li_{5.2}\ NH^4_{73.6}$ $M_{150.0}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{68}\ Ca_{15}\ Mg_{14}}\ PH = 6.8$
164	+ 10.9	700.9 — 741.8	Nubian	Ras-Gharib	$I_{10.2}\ Br_{.652.7}\ HBO^2_{355.0}\ Li_{511}\ NH^4_{259}$ $M_{148}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{70}\ Ca_{14}\ Mg_{13}}\ PH = 6.1$
67	+ 5.8	660.5 — 701.0	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$I_{8.9}\ Br_{666.0}\ HBO^2_{355.0}\ Li_{4.6}\ NH^4_{209}$ $M_{148.8}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{70}\ Ca_{15}\ Mg_{13}}\ PH = 6.0$
29	+ 14.1	681.5 — 728.4	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$I_{14.2}\ Br_{785.9}\ HBO^2_{397.6}\ Li_{5.4}\ NH^4_{462}$ $M_{159.2}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{67}\ Ca_{16}\ Mg_{15}}\ PH = 6.6$
28	+ 47.5	707.7 — 733.3	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$I_{9.3}\ Br_{719.3}\ HBO^2_{373.2}\ Li_{5.6}\ NH^4_{256}$ $M_{151}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{69}\ Ca_{14}\ Mg_{14}}\ PH = 7.2$
106	+ 14.0	664.4 — 683.3	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$M_{157.0}\ \frac{Cl_{99.9}}{(Na + K)_{75}\ Ca_{14}\ Mg_{11}}\ PH = 5.9$
18	+ 44.3	554.4 — 579.4	Nubian S. S	Ras-Gharib	$M_{162}\ \frac{Cl_{98}}{(Na + K)_{71}\ Mg_{15}\ Ca_{13}}\ PH = 7.3$

No of well	Absolute level of well in m	Depth interval of sampling in m	Geologic age	Area	Kurlov's Formula
20	+ 49.4	463.2 — 475.4	Nubian S. S.	Ras-Gharib	$M_{171} \frac{Cl_{95}\ SO^4{}_4}{(Na + K)_{72}\ Mg_{24}\ Ca_4}$ PH = 6.9
1	+ 118.9	1820 — 1834	Nubian S. S.	El-Wady	$M_{112.5} \frac{Cl_{99.0}\ SO^4{}_{0.9}}{(Na + K)_{64}\ Ca_{26}\ Mg_{10}}$
8		613.8 — 616.2	Nubian S. S.	Hurghada	$M_{212} \frac{Cl_{99.8}}{(Na + K)_{81}\ Ca_{12}\ Mg_7}$
16	+ 9.1	473.9 — 523.9	Nubian S. S.	Hurghada	$I_{5.7}\ Br_{572.8}\ HBO^2{}_{170.4}\ Li_{5.8}\ NH_{100.8}$ $M_{207.3} \frac{Cl_{99}\ SO^4{}_{0.5}}{(Na + K)_{82}\ Ca_9\ Mg_8}$ PH = 6.
125	+ 6.1	595 — 596.1	Nubian S. S.	Hurghada	$I_{6.6}\ Br_{745.9}\ HBO^2{}_{156.2}\ Li_{6.9}\ NH^4{}_{158.4}$ $M_{222.4} \frac{Cl_{99}\ SO^4{}_{0.5}}{(Na + K)_{78}\ Ca_{12}\ Mg_8}$ PH = 5.5
61	+ 7.6	513.2 — 581.5	Nubian S. S.	Hurghada	$I_{4.4}\ Br_{566.1}\ HBO^2{}_{156.2}\ Li_{5.4}\ NH^4{}_{137}$ $M_{193} \frac{Cl_{99}\ SO^4{}_{0.5}}{(Na + K)_{82}\ Ca_9\ Mg_8}$ PH= 6.1
129	+ 7.0	383.4 — 435.2	Nubian S. S.	Hurghada	$M_{220} \frac{Cl_{99.9}}{(Na + K)_{86}\ Mg_8\ Ca_6}$
16	+ 1.0	981 — 1000	Cretaceous eous	Ras-Bakr Bakr	$M_{199} \frac{Cl_{99.9}}{(MNa + K)_{65}\ Ca_{25}\ Mg_{10}}$
35	+ 4.7	1182 — 1234	Cretaceous	Ras-Bakr	$M_{204} \frac{Cl_{99.8}}{(Na + K)_{61}\ Ca_{26}\ Mg_{13}}$
39	+ 0.2	1192 — 1231	Cretaceous	Ras-Bakr	$M_{189} \frac{Cl_{99.6}}{(Na + K)_{60}\ Ca_{28}\ Mg_{12}}$

Continuation Tab. 1

53	+ 1.1	926 — 992	Cretaceous	Ras-Bakr	$M_{218} \frac{Cl_{99.9}}{(Na + K)_{62}\ Ca_{28}\ Mg_{10}}$
85	+ 8.2	632.6 — 691.8	Cretaceous	Ras-Gharib	$I_{5.9}\ Br_{586.1}\ HBO^{2}_{383.4}\ Li_{4.8}\ NH^{4}_{234.0}$ $M_{141.4} \frac{Cl_{99.6}}{(Na + K)_{71}\ Ca_{14}\ Mg_{14}}$ PH = 6.7
163	+ 16.5	735.1 — 750.3	Cretaceous	Ras-Gharib	$M_{146} \frac{Cl_{99.8}}{(Na + K)_{76}\ Mg_{13}\ Ca_{10}}$ PH = 6.2
93	+ 6.4	647.7 — 678.1	Cretaceous	Ras-Gharib	$M_{152} \frac{Cl_{99.9}}{(Na + K)_{75}\ Ca_{13}\ Mg_{11}}$ PH = 6.2
4	+ 122.2	904.4 — 915.6	Cretaceous	Kareem	$M_{52} \frac{Cl_{96}\ SO^{4}_{4}}{(Na + K)_{78}\ Ca_{16}\ Mg_{6}}$ PH = 6.5
1	+ 4.3	2062.1 — 2075	Cretaceous	East-Shukeir	$M_{147} \frac{Cl_{96}\ SO^{4}_{4}}{(Na + K)_{76}\ Ca_{14}\ Mg_{10}}$
11		1445 — 1467	Cretaceous	Um El-Yusr	$M_{111} \frac{Cl_{98}\ SO^{4}_{1.7}}{(Na - K)_{7}\ Ca_{21}\ Mg_{9}}$ PH = 6.0
1	+ 68.4	1437 — 1459	Cretaceous	Ayun	$M_{72} \frac{Cl_{99}\ SO^{4}_{0.9}}{(Na + K)_{67}\ Ca_{24}\ Mg_{9}}$ PH = 5.9
1	+ 3.5	2572.4 — 2580	Cretaceous	Ras El-Dib	$M_{288} \frac{Cl_{99.7}}{(Na + K)_{69}\ Mg_{19}\ Ca_{12}}$ PH = 5.5
69	+ 2.3	1035 — 1150	Eocene	Ras-Baker	$M_{156} \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{77}\ Mg_{13}\ Ca_{9}}$ PH = 6.0
66	0.0	849 — 1134	Eocene	North Bakr	$M_{150} \frac{Cl_{99}\ SO^{4}_{4}}{(Na + K)_{67}\ Mg_{17}\ Ca_{15}}$ PH = 6.0
7*	+ 3.1	806.4 — 992.3	Eocene	Bakr	$M_{161} \frac{Cl_{99}\ SO^{4}_{1}}{(Na + K)_{78}\ Mg_{13}\ Ca_{9}}$

Continuation Tab. 1

19*	+ 124.5	655 700	Miocene	Kareem	$M_{103}\ \frac{Cl_{99.9}}{(Na + K)_{61}\ Ca_{27}\ Mg_{12}}$
9*	+ 2.7	250	Miocene	Um El-Yusf	$M_{113}\ \frac{Cl_{99.7}\ So^{4}_{0.2}}{(Na + K)_{68}\ Ca_{23}\ Mg_{9}}$ PH = 4.5
18*	+ 15.0	1382	Miocene	Um El Yusr	$M_{82}\ \frac{Cl_{99.6}\ So^{4}_{0.2}}{(Na + K)_{70}\ Ca_{22}\ Mg_{8}}$ PH = 7.2
1*	+ 3.5	3188 3208.5	Miocene	Gebel El-Zeit	$M_{285}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{63}\ Mg_{19}\ Ca_{18}}$
1*	+ 2.9	1515.5 — 1518.5	Miocene	Ras El-Bihar	$M_{252}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{71}\ Ca_{21}\ Mg_{8}}$ PH = 7.5
2*		2433 — 2446	Miocene	Ras El-Bihar	$M_{286}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{68}\ Ca_{22}\ Mg_{10}}$ PH = 5.0
4*	1987.2	Miocene 2004	Ras El-	M_{352} Bihar	$Cl_{99}\ \frac{So_{1}}{(Na + K)_{62}\ Ca_{32}\ Mg_{6}}$
4*			Miocene	Ras El-Bihar	$M_{280}\ \frac{Cl_{98}\ So^{4}_{1.5}}{(Na + K)_{56}\ Ca_{35}\ Mg_{9}}$ PH = 5.0
5*		1975.6	Miocene	Ras El-Bihar	$M_{322}\ \frac{Cl_{99.9}\ So^{4}_{0.1}}{(Na + K)_{61.0}\ Ca_{34}\ Mg_{5}}$
24*	+ 3.5	364.5 457.0	Miocene	Gemsa	$M_{270}\ \frac{Cl_{99}\ So^{4}_{0.7}}{(Na + K)_{81}\ Mg_{12}\ Ca_{7}}$ PH = 7.0
136*	+ 2.7	880.8	Miocene	Hurgh-ada	$M_{193}\ \frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{97}\ Mg_{2}\ Ca_{1}}$ PH = 6.3
144*	+ 2.7	728.1 742.7	Miocene	Hurgh-ada	$M_{201}\ \frac{Cl_{99}\ So^{4}_{0.7}}{(Na + K)_{81}\ Mg_{12}\ Ca_{1}}$ PH = 4.9
85	+ 7.6	395.0 — 448.0	Miocene	Hurgh-ada ada	$I_{5.3}\ Br_{639.4}\ HBO^{4}_{170.4}\ Li_{6.6}\ NH^{4}_{94}$ $M_{221.6}\ \frac{Cl_{99}\ SO^{4}_{0.7}}{(Na + K)_{81}\ Ca_{9}\ Mg_{29}}$ PH = 6.0
59*		243.8	Pliocene	Ras-Gharib	$M_{73}\ \frac{Cl_{91}\ So^{4}_{6}\ HCO^{3}_{2}}{(Na + K)_{77}\ Mg_{17}\ Ca_{6}}$ PH = 7.1

* Samples analized by Chemists of the General Petr. Company.

Continuation Tab. 1

1*		2295 — 2332	Eocene	East Gharib	$I_{8.0}\ Br_{1251}\ M_{253}\ \frac{Cl_{99}\ So^4{}_{0.5}}{(Na+K)_{64}\ Ca_{28}\ Mg_8}$ PH = 6.5
15*	+ 15.8	1229 — 1250	Eocene	Um El-Yusr	$M_{71.5}\ \frac{Cl_{92}\ SO^4{}_7}{(Na+K)_{86}\ Ca_9\ Mg_5}$ PH = 7.3
83	+ 5.8	346.8 — 365.5	Miocene	Ras-Gharib	$I_{3.4}\ Br_{466.2}\ HB^2O_{241.4}\ Li_{7.6}\ NH^4{}_{108.7}$ $M_{141.6}\ \frac{Cl_{97}\ SO^4{}_2}{(Na+K)_{73}\ Mg_{16}\ Ca_8}$ PH = 7.5
157	+ 3.6	675.7 — 690.3	Miocene	Ras-Gharib	$I_{4.9}\ Br_{546.1}\ HBO^2{}_{326.6}\ Li_{5.0}\ NH^4{}_{295}$ $M_{142}\ \frac{Cl_{99}}{(Na+K)_{71}\ Mg_{15}\ Ca_{12}}$
114*	+ 3.7	421.5 — 637.0	Miocene	Ras-Gharib	$M_{140.7}\ \frac{Cl_{97}\ SO^4{}_3}{(Na+K)_{82}\ Ca_{10}\ Mg_8}$ PH = 6.3
4*	+ 4.3	594 — 606	Miocene	Ras-Shukeir	$M_{93}\ \frac{Cl_{94}\ SO^4{}_6}{(Na+K)_{89}\ Mg_9\ Ca_2}$ PH = 6.5
4*	+ 4.3	625 643 643	Miocene	Ras-Shukeir	$M_{111.8}\ \frac{Cl_{85}\ SO^4{}_{14}}{(Na+K)_{86}\ Mg_{10}\ Ca_4}$ PH = 6.5
2*	+ 0.3	764 — 768	Miocene	Ras-Shukeir	$M_{252}\ \frac{Cl_{98}\ SO^4{}_2}{(Na+K)_{97}\ Ca_{1.5}\ Mg_{1.5}}$ PH = 7.1
1*	+ 4.3	819.6 — 831.5	Miocene	East Shukeir	$M_{277}\ \frac{Cl_{99}}{(Na+K)_{96}\ Mg_{2.5}\ Ca_{1.5}}$
1*	+ 4.3	1074.8 1088.8	Miocene	East Shukeir	$M_{201}\ \frac{Cl_{99}}{(Na+K)_{94}\ Ca_{3.8}\ Mg_2}$
1*	+ 4.3	771.6 — 783	Miocene	East Shukeir	$M_{296}\ \frac{Cl_{98}\ SO^4{}_{1.7}}{(Na+K)_{97.5}\ Mg_{1.5}\ Ca_1}\ I_{10}\ H_2\ S_{71}$
3*	+ 139.3	756.1 828.3	Miocene	Kareem	$M_{74}\ \frac{Cl_{98.5}}{(Na+K)_{62}\ Ca_{27}\ Mg_{11}}$ PH = 6.7

Table 2

Degree of metamorphisation, sulphate coefficient and some hydrogeochemical coefficients of brines

No of Well	Geologic age	Area	$\frac{rCl-rNa}{r\,Mg}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl} \cdot 100$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{Br}{I}$	$\frac{rNa}{rCl}$	Ca/Sr	$\frac{rCa}{rMg}$	B/Cl	Salinity in g/l
54	Nubians S. S.	Ras Gharib	1.12	4.29	248.9	—	0,81	55.2	0.25	$2.2.10^{-4}$	157.7
60	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.14	0,47	127.5	73.0	0.70	49.2	1.07	$1.1.10^{-3}$	157.7
12	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.14	0.04	126.9	66.6	0.68	37.9	1.07	$9.4.10^{-4}$	150.0
164	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.23	0.03	155.7	64.0	0.71	54.1	1.08	$9.5.10^{-4}$	148.0
67	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.23	0.02	138.0	74.6	0.71	40.0	1.15	$9.5.10^{-4}$	148.8
29	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.13	0.59	124.9	55.3	0.68	42.2	1.07	$1.0.10^{-3}$	159.2
286	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.14	0.60	129.3	77.3	0.69	26.9	1.00	$9.9.10^{-4}$	151.0
10	Nubians S. S.	Ras Gharib	2.27	0.02	—	—	0.75	—	1.27	—	157.0
18	Nubians S.S.	Ras Gharib	1.73	1.32	—	—	—	0.72	—	—	162.0
20	Nubians S.S.	Ras Gharib	0.96	0.46	—	—	—	0.73	—	0.17	171.0
1	Nubians S.S	El Wady	3.5	1.0	—	—	0.65	—	2.6	—	112.5
8	Nubians S.S	Hurghada	2.70	0.20	—	—	—	0.81	—	—	212.1
16	Nubians S.S	Hurghada	2.13	0.53	220.6	100.4	0.83	45.4	1.12	$3.3.10^{-4}$	207.4
125	Nubians S.S	Hurghada	2.62	0.45	182.3	113.0	0.79	38.9	1.50	$2.8.10^{-4}$	222.6
61	Nubians S.S.	Hurghada	2.13	0.42	209.1	128.7	0.83	30.4	1.12	$3.2.10^{-4}$	193.9
129	Nubians S.S.	Hurghada	1.70	0.10	—	—	0.86	—	0.75	—	220.2
16	Cretaceous	Bakr	3.5	0.1	—	—	0.65	—	2.5	—	199.0
35	Cretaceous	Bakr	3.0	0.2	—	—	0.61	—	2.0	—	204.0
39	Cretaceous	Bakr	3,3	0.4	—	—	0.60	—	2.3	—	189.0
53	Cretaceous	Bakr	3.8	0.1	—	—	0.62	—	2.8	—	218.0
85	Cretaceous	Ras Gharib	2.0	0.4	149.3	99.3	0.71	55.2	1.0	$1.8.10^{-3}$	141.4
168	Cretaceous	Ras Gharib	2.4	0.2	—	—	0.76	—	0.8	—	146.0
93	Cretaceous	Ras Gharib	2.2	0.1	—	—	0.75	—	1.2	—	152.0
4	Cretaceous	Kareem	3.0	3.1	—	—	0.79	—	2.7	—	52.0
1	Cretaceous	East Shukeir	2.0	0.4	—	—	0.77	—	1.4	—	147.0
11	Cretaceous	Um El-Yosr	3.1	1.8	—	—	0.71	—	2.3	—	111.0
1	Cretaceous	Ayun	3.5	1.0	—	—	0.67	—	2.7	—	72.0
1	Cretaceous	Ras El-Dib	1.6	0.3	—	—	0.69	—	0.6	—	288.0
69	Eocene	Bakr	1.7	1.0	—	—	0.77	—	0.7	—	156.0
66	Eocene	Bakr	1.9	1.0	—	—	0.67	—	0.9	—	150.0
7	Eocene	Bakr	1.6	1.0	—	—	0.78	—	0.7	—	161.0
1	Eocene	East Gharib	4.4	0.5	116.0	156.3	0.64	—	3.5	—	253.0
15	Eocene	Um El-Yusr	1.2	8.0	—	—	0.88	—	1.8	—	71.5

Continuation Tab. 2

No of well	Geologic age	Area	$\frac{rCl-rNa}{r\ Mg}$	$\frac{r\ SO_4}{r\ Cl} \cdot 100$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{Br}{I}$	$\frac{rNa}{rCl}$	Ca/Sr	$\frac{rCa}{rMg}$	B/Cl	Salinity in gm/l
83	Middle Miocene	Ras Gharib	1.45	2.24	182.6	137.1	0.75	33.9	0.5	$6.1.10^{-4}$	141.6
157	Middle Miocene	Ras Gharib	1.80	1.28	158.4	111.5	0.72	38.2	0.8	$9.3.10^{-4}$	142.2
114	Middle Miocene	Ras Gharib	1.90	3.20	—	—	0.84	—	1.25	—	140.7
4	Middle Miocene	Ras Shukeir	0.55	6.17	—	—	0.95	0.95	—	0.22	92.9
4	Middle Miocene	Ras Shukehir	—	1.93	—	—	1.01	—	0.4	—	111.8
2	Middle Miocene	Ras Shukehir	0.7	2.0	—	—	1.0	—	1.0	—	252.0
	Middle Miocene	East Shukehir	1.2	1.0	—	—	0.97	—	0.60	—	277.0
1	Middle Miocene	East Shukehir	2.5	1.0	—	—	0.96	—	1.9	—	201.0
1	Middle Miocene	East Shukehir	0.34	1.8	—	—	1.0	—	0.67	—	296.0
3	Middle Miocene	Kareem	3.3	1.1	—	—	0.63	—	2.4	—	74.0
19	Middle Miocene	Kareem	3.3	0.1	—	—	0.61	—	2.3	—	103.0
9	Middle Miocene	Um El-Yusr	3.4	0.2	—	—	0.69	—	2.5	—	113.0
18	Middle Miocene	Um El-Yusr	3.7	0.2	—	—	0.70	—	2.75	—	82.0
1	Middle Miocene	G. El-Zeit	1.90	0.32	—	—	0.64	—	1.0	—	285.1
1	Middle Miocene	Ras El-Bihar	3.5	1.0	—	—	0.71	—	2.6	—	252.0
2	Middle Miocene	Ras El-Bihar	3.1	1.0	—	—	0.68	—	2.2	—	286.0
4	Middle Miocene	Ras El-Bihar	6.1	1.0	—	—	0.62	—	5.3	—	352.0
4	Middle Miocene	Ras El-Bihar	4.7	1.0	—	—	0.57	—	4.0	—	290.0
5	Middle Miocene	Ras El-Bihar	8.6	0.1	—	—	0.61	—	6.8	—	322.0
24	Middle Miocene	Gemsa	1.5	0.7	—	—	0.82	—	0.59	—	269.8
136	Middle Miocene	Hurghada	1.1	0.6	—	—	0.98	—	0.5	—	192.8
144	Middle Miocene	Hurghada	1.0	0.5	—	—	0.95	—	0.36	—	201.6
85	Middle Miocene	Hurghada	2.0	0.67	182.3	113.0	0.82	23.2	1.00	$3.4.10^{-4}$	221.6
59	Middle Miocene	Ras Gharib	0.82	6.6	—	—	0.84	—	0.35	—	73.0

Hydrogeochemická charakteristika slaných vôd západného pobrežia Suezského zálivu

NASRY ZAKY BISHAY

Autor študoval rozšírenie a chemizmus slaných vôd v oblasti západného pobrežia Suezského zálivu.

V prvej časti práce autor stručne opisuje geologické aj tektonické pomery artézskej panvy Suezského zálivu. Všíma si hydrostratigrafické jednotky územia. Pre artézsku nádrž je charakteristická prítomnosť nepriepustných bridlíc a anhydritov stredného miocénu, ktoré dosahujú značné mocnosti a prikrývajú staršie sedimenty. V takejto štruktúre sú priaznivé podmienky na udržanie nafty a plynu.

V druhej časti štúdie autor rozvádza hydrogeochemické charakteristiky podzemných vôd a ich rozdelenie.

Slané vody západného pobrežia strednej artézskej panvy Suezského zálivu sú viazané na núbijské pieskovce, kriedu, miocén, pliocén; sedimenty kvartéru v nich dosahuje 222,4 — 288,0 — 253 — 252 a 73 g/l. Vo všeobecnosti sa obsah solí zvyšuje juhovýchodným smerom a do hĺbky. Z grafického znázornenia chemizmu vôd vidieť, že sú to vody chlorido-sodného typu s vysokými koncentráciami brómu (1 250 mg/l) a bóru (411,8 mg/l HBO_2) a zvýšenými koncentráciami jódu a lítia.

Z hydrogeochemických koeficientov je zrejmé, že tieto slané vody sú do určitej miery metamorfované. Je zjavná ich denitrifikácia a desulfatácia. Okrem toho sú tieto vody obohatené vápnikom. Koeficient $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl} \cdot 100$ je nízky a klesá s hĺbkou a slanosťou. Pomer r na r Cl je 1, jeho hodnota závisí od stupňa metamorfózy.

Pomery Cl (Br a Be) J sú nižšie ako v morskej vode.

Študovala sa aj možnosť využiť tieto vody na získanie niektorých prvkov a zlúčenín pre priemyselné využitie. Bolo by možné získať bróm, jód a bór a ako vedľajšie produkty aj chlorid horečnatý, chlorid vápenatý, chlorid sodný a draselné soli. Okrem toho možno používať tieto vody aj na balneoterapeutické ciele.

SPRÁVY

Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí

MILAN TRÉGER

Les gîtes de phosphates uranifères situés dans les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer

Jusqu'ici dans les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer, on ne connaissait pas les gîtes de phosphates. Récemment, on y découvrit ces matières premières associée avec les minéraux d'uranium et souvent aussi avec les terres rares. Les gîtes de phosphates représentent 4 groupes génétiques, et cela: phosphates d'origine sédimentaire, résiduelle, veines hydrothermales riches en apatite et veines d'origine peu claire situées dans les U-Mo minerais.

V súčasnosti nie sú na území Slovenska známe priemyselné koncentrácie fosfatických surovín. Známe výskyty fosfátov sa sústreďujú do troch hlavných genetických skupín (J. Slávik, 1967):

1. fosfority primárneho, sedimentárneho pôvodu,
2. reziduálne, zvyšné koncentrácie fosforu,
3. hydrotermálne apatitonosné žily.

Tieto výskyty sú známe mimo oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický prieskum zameraný na rádioaktívne suroviny ukázal v posledných rokoch, že vyčlenené skupiny fosfátov sú zastúpené aj v Spišsko-gemerskom rudohorí. Pritom je charakteristické, že v asociácii s fosfátmi sú vždy prítomné zvýšené koncentrácie uránu a často aj vzácnych zemín (TR).

Fosfáty primárneho, sedimentárneho pôvodu v juhogemerskom morskom perme

Zistené výskyty fosfátov sa nachádzajú asi 1,5—2 km západne od Gočaltova *v súvrství vrchného morského permu*, ktorý je v tejto oblasti zastúpený zelenými a šedozelenými kremeň-sericitickými pieskovcami, striedajúcimi sa s plohami kalcitických až kalcitico-dolomitických pieskovcov. Súvrstvie permu tu vytvára nesymetrickú antiklinálu, ktorej os prebieha V—Z smerom, zhruba údolím Gočaltovského potoka. Výskyty fosfátov s uránovým zrudnením boli zistené v severnom i južnom krídle antiklinály.

Prvé zmienky o vysokých obsahoch P_2O_5 v kusových vzorkách rudniny (17—24 %) uvádza I. Štimmel (1968).

Telesá fosfátov s U-zrudnením vytvárajú nepravidelné polohy a šošovky (súhlasné s vrstevnatosťou okolitých kalcitico-dolomitických pieskovcov) o mocnosti 0,2—0,4 m a smernej dĺžke 2—5 m, teda bez praktického významu.

Petrografické štúdium fosfatických pieskovcov s uránovým zrudnením ukázalo, že hornina (makroskopicky tmavošedozelenej farby) je zložená zo zŕn klastického kremeňa (30 %), karbonátov (30 %), sericitu (10 %) a fosfátov (30 %). Fosfáty sa pod mikroskopom prejavujú ako izotropné, hnedožlté agregáty, tmeliace klastické zrná kremeňa. Z rudných minerálov je prítomný pyrit. Silikátové analýzy zrudnených pieskovcov vykázali nasledovné obsahy:

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Kop-1	34,33	10,55	0,84	1,71	1,51	0,03	1,47	19,77
SG-127	43,43	8,29	0,49	0,86	4,15	0,05	2,09	19,35

* Ing. Milan Tréger, Geologický prieskum uránového priemyslu, závod IX, Spišská Nová Ves — Novoveská Huta.

	P_2O_5	K_2O	Na_2O	$+H_2O$	$-H_2O$	CO_2	C org.	S
Kop-1	21,52	0,75	4,09	1,34	0,62	0,53	0,21	0,16
SG-127	11,75	1,90	1,93	0,92	0,21	2,73	0,07	1,50

(Analýzy urobila Ústredná geochemická laboratoř ČSUP ÚGL Příbram, analyzoval Ing. Přikryl).

Spektrálne analýzy vzoriek so zvýšenými obsahmi U a P_2O_5 vykázali nasledovné obsahy prvkov: 0,006—0,01 % Pb; 0,001—0,006 % Ni; 0,01—0,03 % V; 0,001—0,006 % Cu; 0,001—0,006 % Co; 0,03—0,06 % Ba; 0,06—0,3 % B. Zo vzácnych zemín boli analyzované Y a La, ale s negatívnym výsledkom.

Genetické zaradenie výskytu U-P-asociácie je dosť problematické, keďže v súvislosti s pôvodom uránového zrudnenia vo fosforitoch, resp. v pieskovcoch s fosfátmi, existujú dohady o syngenetickom, ale aj epigenetickom (infiltračnom) charaktere.

V prípade tohoto výskytu *predpokladáme, že ide o syngenetické nahromadenie uránu v morských pieskovcoch, sorbciou fosfátmi z morskej vody.*

Určitým dôkazom syngenetického pôvodu U-zrudnenia vo fosfátoch je aj mineralogicko-geochemický charakter zrudnenia, odlišný od epigenetických — infiltračných zrudnení, v ktorých je urán vždy sprevádzaný zvýšenými obsahmi Cu, Pb, Co, Ni, V a i., zatiaľ čo v opisovanom type, ako to vyplýva aj z uvedených spektrálnych analýz, sa tieto prvky nachádzajú len v klarkových obsahoch. V tejto geochemickej asociácii uránu s fosforom je pozoruhodné to, že pri ostatných výskytoch U-P-asociácie sú zvýšené obsahy TR, avšak v *tejto skupine sú TR negatívne*, čo je tiež možné považovať za určitý dôkaz odlišnej genézy U-P-zrudnenia.

Reziduálne, zvyšné koncentrácie fosforu

Do tejto skupiny zaraďujeme výskyt uránonosných fosfátov so zvýšenými obsahmi TR *v okolí Kocihy* (severne od R. Soboty). V tejto oblasti bola rádiometrickým prieskumom zistená v grafitických fylitoch a lyditoch gelnickej série medziklivážová tektonická zóna SV-JZ smeru s úklonom 60—80° k JV. Vrchná časť tektonickej zóny je silne oxidovaná. Charakteristická je tu kavernózna textúra, hojný limonit, závalky silne pyritizovaných lyditov a grafitických fylitov, kremeň a vodné fosfáty (?).

Zo štôlne, ktorá asi v dĺžke 25 m sledovala túto tektonickú zónu, odobrali sa zásekové vzorky, v ktorých okrem zvýšených obsahov uránu sú zistené obsahy P_2O_5 od 6 do 26 %, v priemere 12 % P_2O_5. Ďalej sú prítomné (podľa spektrálnych analýz): 0,03—0,6 % Y; 0,01—0,3 % La; do 0,1 % Ce, do 0,01 % Pr, Nd, Yb a Lu.

Primárne a ani sekundárne minerály uránu neboli zistené. Je teda pravdepodobné, že urán je sorbčne viazaný na fosfáty.

V. M. Gavšin (1970) podáva dôkazy o tom, že prirodzené sorbenty uránu — karbonát-fluorapatit (a tiež niektoré ílovité minerály) — udržujú katióny uránu tak pevne, že tieto sa prakticky normálnymi vodami nevyluhujú, a preto v zóne zvetrávania sa veľmi zriedkavo vytvárajú sekundárne uránové minerály. Podľa V. M. Gavšina (1970) podmienky vhodné pre absorbciu uránu sorbentami sú zároveň nepriaznivé pre vytváranie kysličníkov U.

Uvádzané obsahy P_2O_5 (6—26 %) sú zrejme spôsobené fosfátmi Al, z ktorých bol na tejto lokalite určený evansit $Al_3(OH)_6 . PO_4 . 6 H_2O$.

Chemická analýza separovaného minerálu (evansitu?) vykázala: 25,55 % P_2O_5; 26,61 % Al_2O_3; 13,66 % SiO_2; ďalej boli určované: Cu — 0,02 %; Fe_2O_3 — 0,56 % a CaO — 0,39 %.

Evansit sa vyskytuje vo forme bielych, amorfných a kaolínu podobných agregátov. Boli však pozorované aj agregáty zelenomodrej farby obličkovitých a hrachovitých tvarov. (Evansit bol identifikovaný aj pomocou DTA analýz v ÚGL ČSUP — Příbram, Ing. Solnickým).

Primárny zdroj fosforu, reziduálne nahromadeného vo vrchných častiach zóny oxidácie treba hľadať v čiernych lyditoch a grafitických fylitoch. Tak napríklad vzorky čiernych pyritizovaných lyditov, odobrané z vrtu č. 580 z hĺbky 168—172 m, vykázali: 1,65 % P_2O_5; ďalej 83,38 % SiO_2; 1,80 % Al_2O_3; 2,41 % Fe_2O_3; 2,73 % CaO; 0,49 % MgO; 0,04 % V_2O_5; 0,008 % Cu, 0,003 % Mo; 0,007 % Ni; 0,002 % Co; 1,12 % S a 5,31 % organických látok.

Hydrotermálne apatitové žily s U a TR

Tieto žily sa nachádzajú v *porfyroidoch gelnickej série v okolí Čučmy* (severne od Rožňavy). Vystupujú v štruktúrach SV — JZ smeru (s úklonom asi 60° na JV) a nachádzajú sa severne od známych kremeň — antimonitových žíl. Mocnosť opisovaných žíl dosahuje 0,4—1 m. G. A. Pelymskij

(1967) uvádza z týchto žíl nasledovné minerály: kremeň (hlavný žilný minerál), apatit, xenotím, uranín, pyrit a akcesoricky aj molybdenit. Obsahy P_2O_5 zistené vzorkovaním žíl (štôlne, rýhy) dosahujú 5—9 %. Obsahy TR sú nasledovné: 0,6 % Y, 0,1—0,3 % La, 10^{-1} % Yb, 10^{-2} % Gd, 10^{-2} % Dy, 10^{-3} % Lu; stopové obsahy Ce a Sm. TR sú koncentrované hlavne v apatite (tvorí v kremennej žile zrná a kryštály o rozmeroch až 0,5—1 cm) a xenotíme. Z ostatných prvkov boli spektrálnymi analýzami určené: 0,001—0,003 % Pb, 0,06—0,06 % W, 1 % Ti, 0,001—0,003 % Sr, 0,006—0,02 % Mo, 0,001—0,003 % Be; As, Sb, Cu, Ag, Zn, Bi sú tu negatívne, maximálne v stopových obsahoch. (Analýzy urobila Ústřední geochemická laboratoř ČSUP — Příbram).

Z uvedených chemických rozborov, spektrálnych analýz a mineralogických údajov je zrejmé, že *hydrotermálne apatitonosné žily s U a TR v okolí Čučmy je možné zaradiť ku katatermálnej asociácii, ktorá geneticky aj priestorove veľmi tesne súvisí s intrúziou gemeridných granitov* (granity boli zistené vrtom asi o 100 m hlbšie). Vo vzťahu ku kremeň-antimonitovým žilám sú apatitonosné žily s TR a U staršie, keďže sa v kremeň-antimonitových žilách nachádzajú vo forme prepracovaných reliktov a útržkov.

Zvýšené koncentrácie fosforu nejasnej genézy

Do štvrtej skupiny radíme zvýšené obsahy P a TR v niektorých typoch U—Mo rúd v *severogemeridnom perme v širšom okolí Novoveskej Huty*. V bohatých U—Mo rudách boli zistené obsahy P_2O_5 od 1—3,5 %, ale bez určenia minerálnych foriem.

G. A. Pelymskij (1967) uvádza v niektorých U—Mo rudách v okolí Novoveskej Huty vysoké obsahy TR, hlavne Y, Ce, La, Nd, Pm. Tieto typy rúd považuje za regenerované a zvýšené koncentrácie TR v nich za dôkaz regeneračných procesov.

Podľa našich predstáv, keďže U—Mo rudy sú obohatené TR, hlavne v blízkosti mladších kremeň — sulfidických žíl, je možné, že ide o obohatenie starších U—Mo rúd prvkami TR v tektonicky predisponovaných úsekoch, vo vysokotermálnom štádiu predchádzajúcom vytváraniu kremeň-karbonát-sulfidických žíl.

Do tejto skupiny zaraďujeme aj niektoré hojné výskyty apatitu v permských (?) dynamometamorfovaných pyroklastikách kremitých porfýrov (bučinské vrstvy) severne od Kobeliarova.

Na tejto lokalite (Bučina) sa pri petrografickom štúdiu hornín so zvýšenou rádioaktivitou konštatoval obsah apatitu v horninách 15—20 % z celkového objemu horniny. Obsahy P_2O_5 a TR sa nezisťovali, a preto zaradenie výskytu je dosť nejasné. Pravdepodobne môže ísť o podobný typ zrudnenia ako v prípade kremeň-apatitových žíl v okolí Čučmy, avšak nie vo forme žíl, ale vo forme nepravidelných impregnácií a drobných žilníkov v kyslých pyroklastikách.

Záver

V Spišsko-gemerskom rudohorí, podobne ako v iných oblastiach Západných Karpát, vyskytujú sa fosfáty troch genetických skupín. Výskyty fosfátov sú sprevádzané zvýšenými obsahmi uránu, v niektorých prípadoch aj TR (vzácnych zemín).

1. Asociácia P—U bola zistená v juhogemeridnom morskom perme, kde predpokladáme sorpčné nahromadenie uránu v primárnych fosfátoch sedimentárneho pôvodu.
2. Uránonosné fosfáty so zvýšenými koncentráciami TR reziduálneho pôvodu sú zistené v lyditoch a grafitických fylitoch gelnickej série severne od Rimavskej Soboty. Bol tu zistený evansit.
3. Asociácia U—P, TR je známa z okolia Čučmy, kde vystupujú vysokotermálne kremeň-apatit-xenotím-uranínové žily v blízkosti gemeridných granitov.
4. Zvýšené obsahy P—TR sú známe v niektorých typoch U—Mo rúd v severogemeridnom perme. V tzv. bučinských vrstvách (severne od Kobeliarova) v dynamometamorfovaných kyslých pyroklastikách sú známe hojné výskyty apatitu v asociácii s uránom.
5. Z praktického hľadiska by bolo vhodné venovať pozornosť najmä distribúcii fosforu v grafitických fylitoch a lyditoch gelnickej série a tiež v morskom perme (včítane meliatskej série). Zaujímavé sú aj niektoré zvýšené obsahy TR, v ktorých štúdiu by bolo potrebné pokračovať.
6. Často pozorovaná asociácia fosforu s uránom vyzdvihuje rádiometrické metódy ako veľmi efektívne pri vyhľadávaní fosfatických surovín.

Doručené: 10. 3. 1972
Odporučil: Pavol Grecula

Geologický prieskum uránového priemyslu, závod IX,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

GAVŠIN, V. M. 1970: Nekotorije uslovija koncentracii urana prirodnymi sorbentami v uslovijach litogeneza. Geochimija i mineralogija radioaktivnych elementov Sibíri. Novosibirsk, Izdateľstvo „Nauka", s. 5—15

PELYMSKIJ, G. A. 1967: Uranonosnosť Západných Karpát. Manuskript-archív ČSUP, Příbram, 275 s.

SLÁVIK, J. at al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. 1. vydanie, Bratislava, ÚÚG, 510 s.

SPRÁVY o geologicko-prieskumných prácach ČSUP za roky 1966, 1967 obl. záv. IX, Spišská Nová Ves, 120 s.

ŠTIMMEL, I. 1968: Záverečná správa o geologicko-prieskumných prácach na lokalite Gočaltovo. Manuskript-archív ČSUP, obl. záv. GP-IX, Spišská Nová Ves, 35 s.

Occurrences of uranium—bearing phosphates in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

MILAM TRÉGER

Prospecting investigation on radioactive raw materials has resulted in finding occurrences of phosphates associated with uranium and in some cases also with rare earth in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. From genetic aspect the following four groups were distinguished:

Phosphates of *primary sedimentary origin* were found in the South Gemeride marine Permian (West of Štítnik), where they occur in the form of cement in quartz — carbonate — sericite sandstones. Associated with phosphorus (the content of P_2O_5 attains up to 21,5 %) also higher contents of uranium have been found. TR elements have not been established in this type of ore mineralization.

Residual concentrations of phosphorus are found in the weathering zone of intensely pyritized and tectonically shattered lydites and graphitic phyllites of the Gelnica Group, north of Rimavská Sobota. The contents of P_2O_5 attain 7,5 % on an average here and are bound to hydrous phosphates, of which evansite has been determined. With higher P_2O_5 contents also higher contents of uranium as well as radium correlate. From TR elements were determined: Y-to 0,6 %, La-to 0,3 %, Ce to 0,1 % and others. Uranium minerals primary and secondary, have not been found, therefore we suppose sorptional accumulation of uranium and radium in phosphates to be concerned. The primary source of phosphorus and uranium obviously lies in black lydites and graphitic phyllites. In lydites (at the depth 170 m) the content of P_2O_5 — 1.67 % has been determined.

Hydrothermal apatite-bearing veins with U and TR are known from porphyroids of the Gelnica Group, north of Rožňava. From minerals at veins with U and TR were determined: quartz, apatite xenotime, pitchblende, pyrite and molybdenite. The contents of P_2O_5 attain 5—9 %. From TR were determined: Y up to 0,6 %, La to 0,3 %, also higher contents of Gd, Dy. Lu and Yb. A catathermal (hydrothermal-pneumatolytic) association is concerned, closely connected with Gemeride (Cretaceous) granites genetically as well as spatially.

In the fourth group, *unclear genetically*, we place higher contents of phosphorus (up to 3,5 % P_2O_5) and TR in some types of U-Mo ores in the North Gemeride Permian) near Novoveská Huta) and near Kobeliarovo, where a content of apatite in rocks up to 15—20 % has been established in petrographic study of rocks with anomalous radioactivity (acid pyroclastics affected by dynamic metamorphism).

The often observed association of phosphorus with uranium permits to apply radiometric methods as very effective in the search for phosphate raw materials.

Translated by J. Pevný

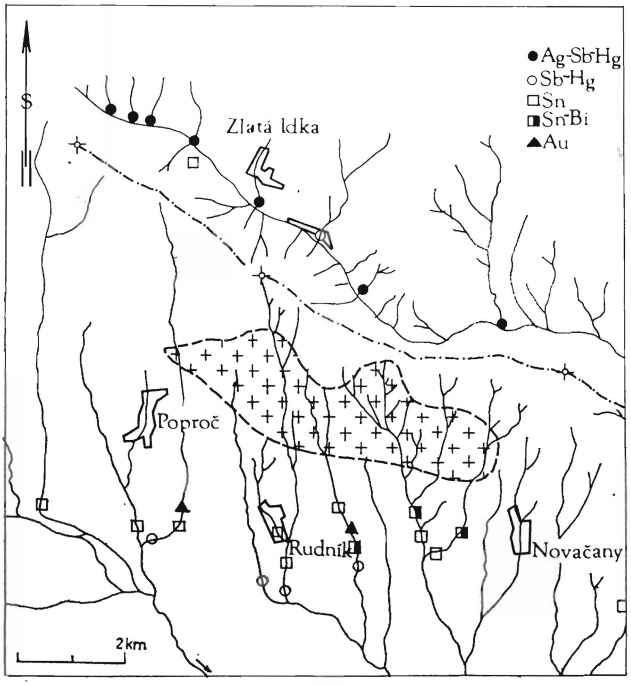
Kasiteritová mineralizácia v gemeridnej žule medzi Zlatou Idkou a Poprečom

(2. obr. a 3. tab.)

IVAN MATULA – PAVOL GRECULA

Casiterit mineralization in gemeride granite between the villages of Zlatá Idka and Poproč (East Slovakia)

In the present paper, new finding of a significant cassiterite mineralization situated in the area of Zlatá Idka—Poproč is discribed. The authors also presents the mode of an objective identification of the cassiterite mineral by using X-ray, optical and spectrochemical methods.



V rámci projektu vyhľadávania ložísk vo východnej časti Spiško-gemerského rudohoria (Fichtenhübel a SGR-východ) urobili sme orientačne šlichovanie v oblasti Poproč—Zlatá Idka, a zároveň sme overovali efektívnosť rozličných vyhľadávacích geochemických metód. Spektrálnou analýzou ťažkého podielu pri šlichovaní bol zaznamenaný anomálny obsah Sn. Zatiaľ čo mineralogickým a optickým hodnotením v prvej etape neboli žiadne minerály Sn zistené, špeciálne skúšky na Sn, identifikovali redukciou minerál kasiterit.

Sledovaná oblasť s vyčlenením anomálií jednotlivých prvkov podľa spektrálnej analýzy ťažkého podielu šlichu je na obr. 1.

Ako vidieť, lokalizácia kasiteritovej mineralizácie sa sústreďuje na okolie popročského žulového telesa, ktoré vychádza južne vo svahu hrebeňa prechádzajúceho smerom JV—SZ (kóta 729, Holička — kóta 878, Kobyla — kóta 924, Volový Hrb)

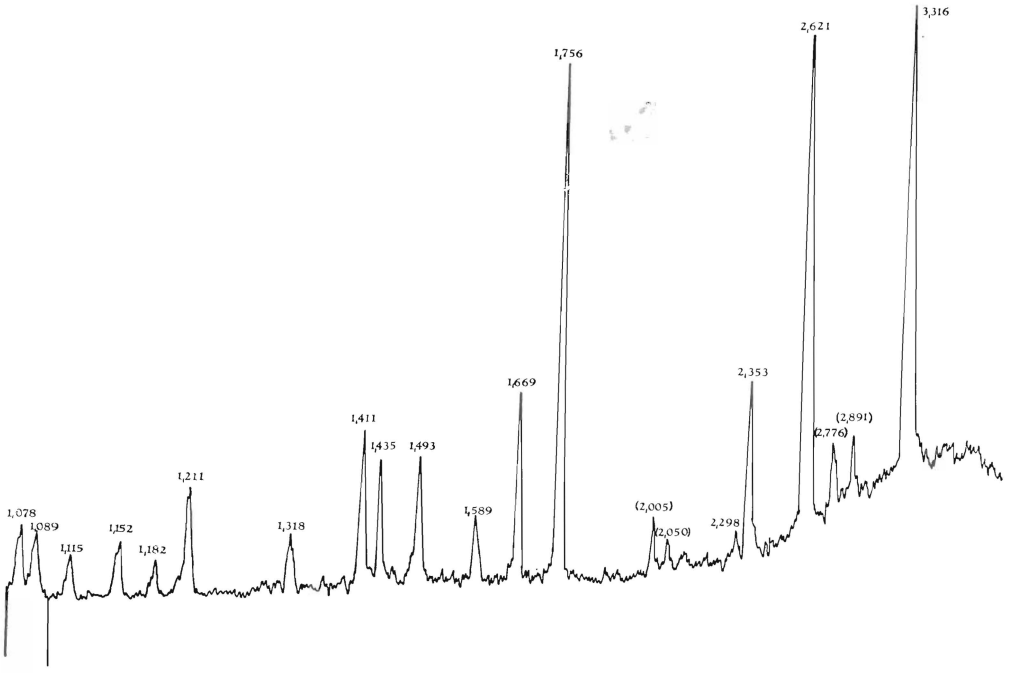
* pg. Ivan Matula — RNDr Pavol Grecula, CSc, Geologický prieskum, n. p. Spišská Nová Ves.

Hodnoty d pre kasiterit — SnO_2 Tab. 1

Čís.	hkl	Intenzita	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\alpha}{n}$
Michejev tab. 270				Hodnoty namerané
1	110	5	3,333	3,316
2	101	5	2,631	2,621
3	200	3	2,359	2,353
4	211	8	1,758	1,756
5	220	5	1,670	1,669
6	002	3	1,584	1,589
7	310	5	1,495	1,493
8	112	4	1,435	1,435
9	301	5	1,410	1,411
10	202	3	1,320	1,318
11	321	6	1,213	1,211
12	400	2	1,182	1,182
13	222	5	1,153	1,152
14	420	1	1,139	—
15	330	5	1,115	1,115
16	312	6 ?	1,090	1,089
17	411	7 ?	1,079	1,078

Hodnoty d pre Sn (ß-Sn) Tab. 2

Čís.	hkl	Intenzita	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\alpha}{n}$
Michejev tab. 12				Hodnoty namerané
1	200	10	2,91	2,891
2	101	9	2,71	2,776
3	220	7	2,05	2,05
4	211	10	2,01	2,005
5	301	7	1,65	1,669 tienená SnO_2
6	112	7	1,480	1,493 tienená SnO_2
7	400, 231	6	1,450	v pozadí
8	420	6	1,290	v pozadí
9	312	7	1,200	tienená SnO_2



Obr. 2. Difraktograf z lokality Zlatá Idka. Vzorka č. 1 (kassit.), dát. vyhotovenia 29. I. 1973, žiarenie Cu K, filter Ni, štrbiny 5, 10, rýchlosť otáčania 20/1, 2¼, žeravenie 32 kV, 14 mA, poznámka 3/1000

medzi obcami Nováčany—Rudník—Poproč—Zlatá Idka. Podľa O. Rozložníka (1964) teleso granitu je tvorené dvojsľudovým granitom, ktorý buduje hlavne centrálnu časť. Okrajové časti tvorí dvojsľudový alebo muskovitický granit. Telesovystupuje vo fylitoch až chloriticko-kremitých fylitoch.

Kasiterit bol identifikovaný vyredukovaním kovového Sn z kasiteritových zŕn pôsobením HCl na Zn doštičkách. Vyseparované zrná zo šlichov boli identifikované röntgenometricky. Záznam difraktografu je na obr. 2, ktorý potvrdzuje, že ide o minerál kasiterit.

Údaje o hodnotách v kasiderite sú v tabuľke 1. Tabelované a namerané hodnoty *d* a hodnoty intenzity čiar sú úplne totožné. Na difraktograme sa prejavujú i hodnoty *d* vyredukovaného Sn, ktoré uvádza tabuľka 2.

Hodnoty *d* sme porovnali podľa tabuliek V. I. Michejeva (1957).

Kompletná semikvantitatívna spektrálna analýza kasiteritu použitého na difraktografickú identifikáciu je v tabuľke 3.

Tab. 3

1 %	1—0,1	0,1—0,01	0,01— —0,001	0,001— —0,0001 a problemat.
Sn	Fe, Mn, Si, Mg, Al, Ti	Ca, B Be,	Ag, Ba, Li, V, Bi, Yb, In, W, Pb, Y, Cu, Nb, Cr, Zr	As, Ni, Mo, Sc, Co, K, Sb, Ta, La, Ga, Na, Zn Sr
Negatívne: Ge, Au, Cd, Hf, Os, Pd, Pt, Pr, Re, Hg, Se, Tl, Te, U, P, Ce, Th				

Kvantitatívne hodnotenie všetkých vzoriek na kasiterit nie je ešte ukončené. Početnosť zŕn kasiteritu v doteraz preskúmaných vzokách sa pohybuje od niekoľkých zŕn do 30 zŕn v jednej vzorke.

Kasiterit má svetlú, tmavohnedú až čiernu farbu. Svetlejšie odrody majú diamantový lesk, tmavé odrody až smolný lesk. Lastúrnatý lom je krehký a pomerne tvrdý. Vo vzorkách sa vyskytujú i idiomorfne obmedzené zrná prevažne s prizmatickým habitom alebo v pretiahnutej dipyramidálnej forme, typickej pre vzdialenejšie pneumatolytické aureoly graizenizovaných žúl.

Morfológia kryštalových zŕn kasiteritu je charakteristická pre jednotlivé zóny pneumatolytickej mineralizácie v okolí žulových masívov a bola konštatovaná na ložisku Kalima v Kongu (podľa Varlamova — in I. Kostov 1971), v ložiskách Bolívie a i. Opracovanosť zŕn v analyzovaných vzorkách je malá. Veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,1 až 1 mm, ojedinele až 2 mm.

Na základe našich zistení môžeme urobiť tieto čiastkové uzávery a námety:

Prospekčnými prácami bola v uvádzanej oblasti zistená geochemicky významná anomálna koncentrácia kasiteritu. Kasiterit bol identifikovaný objektívnymi metódami — difraktograficky, opticky a spektrálne.

Kasiteritová mineralizácia sa viaže na popročské granitické teleso. Odber vzoriek sa však uskutočnil iba v blízkom okolí telesa (vodné toky 26 až 34 na obr. 1). Sn podľa spektrálnej analýzy ešte i v okrajových tokoch vykazuje anomálny obsah, nie je preto vylúčené, že zistené anomálie budú pokračovať ako východným, tak i západným smerom od vyznačenej oblasti. Spolu s Sn v spektrálnych analýzach zjavnú koreláciu vykazuje i Bi.

Doterajšie práce rozličných autorov v oblasti Zlatej Idky a Poproča kasiterit neidentifikovali. Na možný výskyt Sn minerálov upozorňuje O. Rozložník—P. Grecula—J. Hurný (1971) v súvise s identifikáciou fluoritu. Nález je preto ďalším významným dôkazom prítomnosti kasiteritovej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Objavenie kasiteritovej mineralizácie v popročskom žulovom telese dáva podnet na ďalšie úvahy. Erózia žulového telesa je v dosť pokročilom štádiu. Keď vychádzame z predpokladu, že sa Sn mineralizácia vyskytuje v apikálnych a okrajových častiach žulových telies, vzbudzuje to obavu, či tieto metalizované vrchné časti žulového telesa nie sú v skutočnosti už v redeponovanej kôre zvetrávania. V súčasnosti odkryté žulové teleso by teda mohlo byť už bez významnejšej Sn koncentrácie.

Na druhej strane kontaktná metamorfóza plášťa, ako aj gravimetrické merania upozorňujú na väčší rozsah žulového telesa v hĺbke. To je zase pozitívny faktor prognózneho hodnotenia danej oblasti.

Podľa predbežných výsledkov z mapovania tejto oblasti (P. Grecula, B. Kusák, K. Ondrejkovič) prejavy kontaktnej metamorfózy od popročského telesa pokračujú západným smerom na dolinu Hummel a odtiaľ smerom na Jedľovec (Fichtenhübel). Hoci sa tu zatiaľ kasiteritová mineralizácia nezistila (spektrálne bol zistený zvýšený obsah Sn v metalometrických vzorkách v kontaktne metamorfovanom súvrství v podloží prešmykovej línie Jedľovca), naše zistenia pri

Poproči vyvolávajú potrebu prešetriť túto zónu v súvislosti s možným výskytom Sn—W—Mo mineralizácie. Rozličná intenzita kontaktných účinkov, ako aj členité gravimetrické anomálie dovoľujú predpokladať, že sa tu nachádza morfologicky veľmi členité žulové teleso. Jeho formu modifikovali ešte aj požulové tektonické procesy (regionálne prešmyky a násuny), takže okrem primárnej hĺbky intrúzie je jeho dnešná pozícia ovplyvnená ešte aj druhotne — tektonicky.

Z obr. 1 vidieť, že je rozdiel v minerálnej asociácii slichov z oblasti Poproča a z oblasti Zlatej Idky. Rozdiel je aj v smere žulových telies, horninových pruhov, tektonických štruktúr, žíl, ale aj v charaktere mineralizácie. To ešte viacej opodstatňuje úvahy o viacetapovitosti a metachrónnom vývoji nielen všeobecne gemeridných žulových intrúzií, ale aj tých istých žulových telies. Jednotlivé magmatické pulzy potom mohli byť aj nositeľmi rozličnej mineralizácie a podľa miery ich uplatnenia došlo ako k prekrývaniu a spoločnému výskytu rudných formácií (napr. Sb a Sn zrudnenie vedľa seba), tak aj rozličnej intenzite ich vývoja. Z toho hľadiska potom ani neprekvapuje rozličná mineralizácia smerom na JZ a JV od zlatoidčianskej prešmykovej línie (tento prešmyk spôsobil aj ostrú hranicu smerových diferencií), hoci indikátory Sn zrudnenia sú aj tu (O. Rozložník—P. Grecula—J. Hurný 1971).

Objavenie kasiteritovej mineralizácie v oblasti Poproča by malo byť podnetom na prešetrenie uvedených námetov.

Doručené: 1. 2. 1973
Odporučil: M. Ťapák

Geologický prieskum
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

KOSTOV, I. 1971: Mineralogija. Izdat. MIR Moskva, 584 s.

MICHEJEV, V. I. 1957: Röntgenometričeskij opredeliteľ mineralov, 1. GNTIL Moskva, 867 s.

ROZLOŽNÍK, O. 1964: Lucia západ Fe. Manuskript — Archív Geol. prieskumu, Spiš. N. Ves, 160 s.

ROZLOŽNÍK, O.—GRECULA, P.—HURNÝ, J. 1971: Výskyt fluoritu v gemeridnej žule pri Zlatej Idke. Mineralia slovaca, Bratislava — Spiš. N. Ves, 3, č. 10, s. 154—155.

Možnosti využitia minerálu fire-clay ako suroviny na výrobu bieliacej hlinky

(3 obr., 1 tab. v texte)

IVAN HORVÁTH — IVAN NOVÁK — ĽUDMILA NOVÁKOVÁ

Bežne používanými surovinami na výrobu bieliacej hlinky sú bentonity obsahujúce trojvrstvové minerály skupiny montmorillonitu. Nie všetky bentonitické suroviny sú však na tento účel vhodné. Príčiny špecifických vlastností montmorillonitu vyvolané kyselinovou aktiváciou spočívajú v jeho štruktúrnej charakteristike. Ich podstata nie je doposiaľ jednoznačne objasnená.

Suroviny obsahujúce dvojvrstvové kaolinitické minerály sa na výrobu bieliacej hlinky nepoužívajú. Robili sa pokusy s využitím halloyzitu (J. Pavlovič 1965), ale výsledky neboli kladné (závažným faktorom o. i. bola i vysoká cena 1 t surového halloyzitu).

Závažnou prekážkou v prípade kaolinitických minerálov je veľmi malá rýchlosť ich aktivácie (vylúhovanie katiónov zo štruktúry pri typických kaolinitoch prebieha veľmi pomaly; CH. Kato—T. Suzuki 1966).

M. Gregor et al. (1970) a I. Kraus—I. Horváth (1972) zistili, že íly poltárskej formácie z Lučenskej kotliny na rozdiel od kaolinitov podliehajú kyselinovému ataku podstatne rýchlejšie.

Pri výskume interkalačných schopností slovenských kaolinitov I. Kraus et al. (1972) potvrdili, že *hlavným ílovým komponentom produktov fluviolimnickej sedimentácie materiálov*, ktoré vznikli pri kaolinickom zvetrávaní kryštalinika veporíd v Lučenskej kotline, *je minerál fire-clay* v zmysle K. J. Range et al. (1969). Fire-clayový charakter ílov poltárskej formácie predpokladal už J. Konta (1957).

Indikovaná rýchla rozpustnosť minerálu fire-clay v íloch poltárskej formácie nás viedla k pokusu pripraviť z tohto typu suroviny bieliacu hlinku.

Experimentálna časť a výsledky

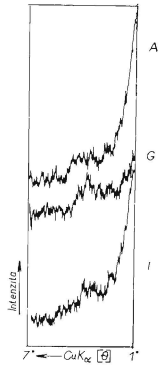
Na pokusy sme použili 3 vzorky ílov poltárskej formácie odobraté z prieskumných diel Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves, odvŕtaných na lokalite Halič—Kopáň pri Lučenci (vzorka A — KHV-32 z 13 m; vzorka G — KHV-32 z 19 m; vzorka I — KHV-34 z 22 m). Všetky 3 vzorky reprezentovali typické svetlosivé plastické až jemne piesčité íly spomínaného horizontu.

Na obr. 1a uvádzame difrakčné RTG záznamy frakcií pod 0,5 μm skúmaných vzoriek; na obr. 1b RTG záznamy po predžíhaní vzoriek na teplotu 475 °C (RTG rozbory sa robili na prístroji MIKROMETA 2 s goniometrom pri týchto podmienkach: žiarenie CuKα, Ni filter, 10 mA, 35 kV, 100 imp. sec^{-1}).

Výsledky RTG charakterizujú minerál fire-clay z ílov poltárskej formácie (I. Kraus—I. Horváth 1972). Prekvapuje veľmi nízka teplota kolapsu kryštalickej štruktúry minerálu fire-clay (pozri obr. 1b — po predžíhaní na teplotu 475 °C nie sú už na záznamoch RTG badateľné žiadne difrakčné línie). Prítomnosť iných ílových minerálov (illitu, montmorillonitu), resp. iných prímesí (kremeňa, sľudy a pod.) sa v skúmanej frakcii v identifikovateľných množstvách (nad 5 %) nezistila.

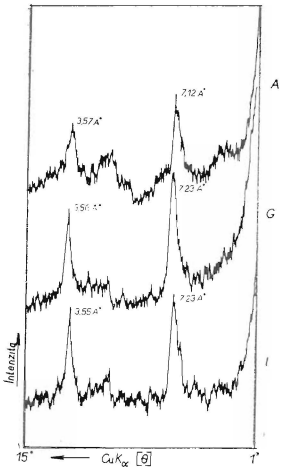
Na kyselinovú aktiváciu sme použili vzorky v nepravenom stave po vysušení a zomletí na jemnosť pod 0,5 mm. Vždy 10 g ílu sa varilo vo vodnom kúpeli pri teplote 96 + 1 °C v banke s nadbytkom 20 %-nej kyseliny chlorovodíkovej v časových intervaloch 0,5; 1,5; 3,0 a 7,0 hod. Aktivované vzorky sa prefiltrovali a premyli do neutrálnej reakcie, vysušili sa pri teplote miestnosti a podrvili na jemnosť pod 0,1 mm. Odfarbovacie efekty (OE) sa stanovili podľa ČSN 72 1599 a podľa

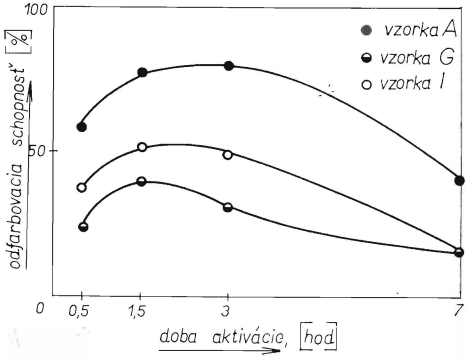
* Ing. Ivan Horváth, CSc., Ing. Ivan Novák, CSc., p. g. Ľudmila Nováková; Slovenská akadémia vied, Ústav anorganickej chémie, Bratislava, Dúbravská cesta.



Obr. 1a. RTG difrakčné záznamy pôvodných vzoriek minerálu fire-clay.
Fig. 1a. X-ray diffraction records of original fire-clay mineral samples.

Obr. 1b. RTG difrakčné záznamy vzoriek minerálu fire-clay po vyžíhaní na 475 °C.
Fig. 1b. X-ray diffraction records of fire-clay mineral samples after heating to 475 °C.





Obr. 2. Odfarbovacie schopnosti vzoriek minerálu fire-clay v závislosti od doby vylúhovania v HCl.
Fig. 2. Decolourizing abilities of fire-clay mineral samples in dependence on the time of leaching in HCl.

metódy I. Nováka (1970). Na porovnanie odfarbovacích vlastností sa tým istým aktivačným postupom spracovali aj bentonity z lokality Fintice (ČSSR) a Kriva Polanka (Juhoslávia) — surovina CHZJD Bratislava.

Na obr. 2 uvádzame odfarbovacie efekty OE (v %) pre skúmané vzorky v porovnaní s TAC v závislosti od doby aktivácie (v hod.).

Ako z jednotlivých závislostí vyplýva, odfarbovací efekt najskôr rýchlo stúpa a dosahuje maximum medzi 1,5—3,0 hod. S predlžujúcim sa časom aktivácie odfarbovacia schopnosť klesá. *Minerál fire-clay sa pri kyselinovej aktivácii teda správa podobne ako montmorillonit.* Tiež hodnoty maximálneho odfarbovacieho efektu, ako aj príslušná doba aktivácieje porovnateľná s hodnotam pre bentonity (pozri tab. 1).

Tab. 1

Vzorka	Max. OE podľa ČSN (%)	Doba aktivácie (hod.)
A	94,4	2,5
G	81,6	2,0
I	71,0	1,5
Fintice	101,0	1,5
Kriva Palanka	96,4	2,0

Záver

Pôsobením HCl na minerál fire-clay nachádzajúci sa v íloch poltárskej formácie sa dokázalo, že je možné pripraviť materiály s odfarbovacími schopnosťami bieliacej hlinky. Vzhľadom na to, že ide o dvojvrstvový ílový minerál, sú tieto vlastnosti anomálne.

Detailnejší výskum javu sorpcie po kyselinovej aktivácii minerálu fire-clay môže objasniť mnohé, zatiaľ neznáme príčiny aktívnosti ílových minerálov vôbec.

Vzorka A po 1,5—3,0 hod. aktivácii sa svojou odfarbovacou schopnosťou vyrovná kvalitnej bieliacej hlinke vyrobenej z bentonitických surovín. Pre možnosť priameho využitia minerálu fire-clay ako potenciálnej suroviny na výrobu bieliacej hlinky bude však rozhodujúce poznanie jeho ďalších technologických vlastností dôležitých pri procese výroby (rozplavovanie, filtrácia produktu a pod.).

Venované prof. dr. Ing. M. Gregorovi, DrSc., členovi korešpondentovi SAV, k jeho 70. narodeninám.

LITERATÚRA

GREGOR, M.—HORVÁTH, I.—MIHÁLIK, A. 1970: The discovery of a new type kaolin in Czechoslovakia. Acta Univ. Carolinae — Geologica (Praha), No. 3, p. 187—201.

KATO, CH.—SUZUKI, T.—FUJIWARAA, T. 1966: Decomposition and structural change of clay minerals by acid. Memoirs of the School of Science and Engineering Waseda University, No. 30, p. 13—24.

KONTA, J. 1957: Jílové minerály Československa. Praha, ČSAV, s. 154—158.

KRAUS, I.—HORVÁTH, I. 1972: To the problem of fire-clay mineral. Proc. of the Kaolin Symposium. Int. Clay Conf. Madrid, p. 3—16.

KRAUS, I.—HORVÁTH, I.—ŠAMAJOVÁ, E.—GERTHOFFEROVÁ, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite minerals. Geol. — Geologica Carpathica (in press).

NOVÁK, I. 1970: Objektivní hodnocení odbarvovacích schopností bělicích hlinek na rostlinných olejích. Chemický průmysl 20/45, 4, s. 155/159.

PAVLOVIČ, J. 1965: Aplikačný výskum bieliacej hlinky III. Manuskript — archív CHZJD, Bratislava, s. 55—56.

RANGE, K. J.—RANGE, A.—WEISS, A. 1969: Fire-clay type kaolinite or fire-clay mineral? Experimental clasiffication of kaolinite — halloysite minerals. Proc. of the Int. Clay Conf., Tokyo, Israel Univ. Press, Jerusalem, 1, p. 3—13

Utilization Possibilities of the „Fire-clay" Mineral as Raw Material for Bleaching Earths Production

IVAN HORVÁTH — IVAN NOVÁK — ĽUDMILA NOVÁKOVÁ

On the basis of finding that „fire-clay" minerals from clays of the „Poltár Formation" of the Lučenecká kotlina Basin are decomposed in acids at a rate comparable to montmorrillonites, tentative activation of theses materials in excess of HCl was carried out. (fig. 1a, b)

Decolourizing ability of the product in dependence on the activation time was observed. „Fire-clay" minerals have been found to behave similarly like montmorillonites in this direction — their decolorizing effect increases in the first phases of activation, after reaching the maximum with further prolongation of activation time the decolourizing effect decreases (fig. 2). The value of maximum decolourizing effect is comparable with bleaching earths of good quality. Regarding to two-layer clay mineral present in the case of „fire-clay" mineral, this property is anomalous (when compared with kaolinite group minerals).

Traslated by J. Pevný

N. L. Dobrecov—V. S. Sobolev—V. V. Chlestov: **Faciji regionaľnovo metamorfizma umerennych davlenij.** Izd. Mir, Moskva 1972, 288 strán.

Nakladateľstvo Mir v posledných 2 rokoch vydáva už v poradí tretiu prácu sovietskych autorov venovanú problematike metamorfizmu. Prvá bola monografia Faciji metamorfizma (N. L. Dobrecov et al. 1970), nasledovala kniha V. V. Reverdatto (1970) Faciji kontaktnovo metamorfizma. Zatiaľ poslednou v tejto sérii je recenzovaná kniha kolektívu autorov. Súčasne však z rozdelenia metamorfných fácií na tri skupiny podľa uplatnenia sa tlaku vyplýva, že v budúcnosti možno očakávať aj prácu venovanú problematike vysokotlakového (glaukofanového) metamorfizmu.

Monografia je rozdelená na 7 kapitol, pričom nie všetky paragrafy v rámci jednej kapitoly sú z pera toho istého autora. V rámci kapitol sa dodržiava nasledovný sled: 1 — história problematiky danej fácie a jej vymedzenie, 2 — charakteristika chemického zloženia a fyzikálnych vlastností minerálov danej fácie, 3 — minerálne asociácie a subfácie, 4 — termodynamické podmienky formovania sa minerálnych asociácií.

Kapitola I je venovaná problematike fácie dvojpyroxénových rúl (granulitová fácia). Autori okrem nového pomenovania urobili aj jej redefiníciu. Na rozdiel od pôvodnej definície P. Eskolu (1939) do tejto fácie nezahrnuli horniny s disténom, pre vznik ktorých sú potrebné extrémne vysoké tlaky. Horniny s disténom zaradili do eklogitovej fácie. Pre novodefinovanú fáciu dvojpyroxénových rúl je charakteristická prítomnosť sillimanitu. Samostatný oddiel kapitoly je venovaný problematike charnockitov.

V nasledujúcej kapitole *(kap. II)* je podaná minerálno-petrografická charakteristika niektorých oblastí výskytu hornín danej fácie.

V *III. kapitole* sa rozoberá problematika amfibolitovej fácie (fácie biotiticko-sillimantických rúl). Podľa autorov pre amfibolitovú fáciu metamorfizmu sú charakteristické najmä:
a) častý výskyt migmatitov, pričom metatekt predstavuje produkt selektívneho tavenia v období progresívneho metamorfizmu;
b) obecný amfibol je prevládajúcim tmavým minerálom hornín vhodného chemického zloženia;
c) v metapelitoch chýba muskovit a staurolit, pričom však charakteristická je prítomnosť sillimanitu, a to najčastejšie spolu s biotitom a granátom.

Nasledujúca kapitola je venovaná problematike epidoticko-amfibolitovej fácie (fácia muskoviticko-staurolitových svorov). Pre túto fáciu je charakteristická prítomnosť amfibolov s vyšším obsahom Al, zníženie bazicity plagioklasu a neprítomnosť chloritu.

V *kapitole V* sa podáva prehľad najdôležitejších oblastí výskytov metamorfovaných komplexov andaluzit-staurolitového typu. Autori pri zaradení tejto kapitoly vychádzali zo zistenia, že horniny amfibolitovej fácie vystupujú v plošne rozsiahlych územiach, zatiaľ čo horniny epidoticko-amfibolitovej fácie majú podstatne menšie plošné zastúpenie. Ich časté postupné prechody a zhodný tektonický plán je predpokladom pre ich spoločné uvedenie v rámci jednej kapitoly. V tejto kapitole je teda zhrnutá problematika zonálnych metamorfovaných komplexov, pričom metamorfizmus je v podstate typu barow.

Problematike metamorfovaných komplexov fácie zelených bridlíc je venovaná *VI. kapitola.* V rámci kapitoly je samostatne, žiaľ veľmi prehľadne a nekompletne (str. 219—223), spracovaná problematika diaftoritov fácie zelených bridlíc.

Posledná *(VII) kapitola* je venovaná nasledovnej problematike: a) zeolitovej fácii; b) regionálnej epigenéze; c) metasomatickým premenám; d) spilitom. Z uvedeného je zrejmé, že autori do poslednej kapitoly zahrnuli niektoré procesy, ktoré v monografiách podobného typu nie sú, resp. sa im venuje iba okrajová pozornosť.

Kniha obsahuje 861 citácií, 16 tabuliek a 57 obrázkov v texte. Z úplnej prevahy ruských a anglických citácií je zároveň zrejmý celosvetový trend publikovať práce v týchto jazykoch. Problematike územia ČSSR je venovaná iba zmienka o granulitoch moldanubika (str. 59), čo opätovne upozorňuje na potrebu publikovať najdôležitejšie výsledky nášho výskumu v zahraničných periodikách.

Keďže problematika obsiahnutá v knihe kolektívu autorov úzko súvisí s problematikou západokarpatských metamorfovaných komplexov prekambrického (?), paleozoického i mezozoického veku, recenzovaná kniha mala by sa stať jednou z príručiek širokého okruhu geológov i petrografov. Toto odporúčanie uvádzam i napriek tomu, že učenie o metamorfizme a metamorfných fakciách v budúcnosti zrejme dospeje k ďalším pohľadom na problematiku i k ďalšiemu vývoju.

D. Hovorka

Geologická stavba SZ časti Ladožského jazera (Baltický štít)

OTO MIKO

Počas pobytu na Geologickej fakulte Leningradskej štátnej univerzity v Leningrade som sa v máji 1972 zúčastnil na kurze geologického mapovania, ktorý usporiadala Katedra petrografie GF LŠU.

Oblasť, kde kurz prebiehal, leží v severnej časti Karelskej šije, na severozápadnom pobreží Ladožského jazera (Priozerskij rajon). Základňa LŠU sa nachádza asi 4 km sv. od osady Kuznečnoje, na brehu jazera Volkovskoje. Krajinný reliéf je tu nízky, morfologicky nevýrazne vystupujú iba pretiahnuté ovčie skaly (po rusky: baranie lby alebo kurčavyje skaly). Množstvo jazier odvodňuje riečno-jazerný systém Vuoksy. Hustý lesnatý porast veľmi sťažuje orientáciu. Odkryvy, hlavne na pobreží Ladogy a ostrovoch, sú však dokonale obnažené a ohladené ľadovcom. V dôsledku chladnej klímy sú iba minimálne zvetrané.

V minulosti prehľadne študovali geologické pomery oblasti N. G. Sudovikov (1954) a K. O. Kratc (1963). V súčasnosti detailným štúdiom tohto územia sa zaoberajú najmä pracovníci Katedry petrografie LŠU G. M. Sarančina (1967 ab, 1970, 1971) a V. V. Lygina (1967), ako aj ďalší pracovníci LŠU a LAGED.

Geologicky patrí oblasť k juhovýchodnej časti Baltického štítu, do tzv. východofínskej synklinálnej zóny karelíd, presnejšie na juhozápadné krídlo obrovskej turulanselgskej synklinály. Je to vlastne najjužnejšia oblasť, kde kryštalinikum Baltického štítu vystupuje ešte na povrch; južnejšie je pochované pod mladšími komplexmi. Preto je hlavným zdrojom stavebného kameňa pre Leningradskú oblasť.

Nachádzajú sa tu jednak *kryštalické bridlice spodneproterozoického veku — ladožská séria*; z magmatických hornín najrozšírenejšími sú *postladožské granitoidy*, menej sa vyskytujú *gabroidné horniny*.

1. Ladožská séria

Kryštalinikum ladožskej série je reprezentované hlavne *biotitickými* a *biotiticko-granátickými rulami*, menej *kordieriticko-silimanitickými* a *kremitými rulami*. Severne sa hojnejšie vyskytujú *hyperstenické ruly*. Súčasťou komplexu sú tiež *amfibolity*, ktoré sú často budinované. Regionálna metamorfóza série prebehla za podmienok amfibolitovej fácie, severnejšie až vo fácii granulitovej. V dôsledku vysokého stupňa metamorfózy (až ultrametamorfózy) došlo miestami ku vzniku anatektitov.

Pre tento komplex je charakteristická intenzívna viacnásobná migmatitizácia. Ide teda o *polymigmatity*. Staršia migmatitizácia spôsobila vznik migmatitov venitového typu. Paralelné polohy neosomu vznikli na mieste alebo boli premiestnené iba na krátku vzdialenosť. Paleosom a neosom majú rovnaké zloženie. Migmatitizácia injekčne-metasomatického typu je mladšia. Geneticky je spätá s intrúziou mikroklínových granitov. Zloženie paleosomu a neosomu sa v tomto prípade líši. Neosom je tvorený hlavne kremeňom a mikroklínom. Prejavy tejto migmatitizácie sú viditeľné najmä v ostrovnej časti. Hojné sú *arterity*, *diktyonity*, *ptygmatity*, *agmatity* a *nebulity*.

Do komplexu patria aj *gabronority* tvoriace dve telesá severozápadného smeru na poloostrove Medvežij.

2. Postladožské granitoidy

Sú ďalšou významnou zložkou budujúcou oblasť. Ide o dva typy odlišné ako vekom a genézou, tak aj geologickou stavbou, účinkom na okolité horniny, minerálnym zložením atď.

Staršie sú *plagiogranity*, *kremité diority* a *diority*, ako aj severnejšie vystupujúce *charnockity*. Absolútny vek plagiogranitov bol stanovený na 2 mld. rokov. Pre tento typ je charakteristická chemická a termálna pasivita. Chemické zloženie majú zhodné s okolitými horninami, asociujú s migmatitmi venitového typu. Podľa týchto znakov možno súdiť, že vznikli vytavením z okolitých hornín (palingenézou) v dobe regionálnej metamorfózy. Sú výrazne sodné. Obsah SiO_2 je 60—68 %.

Mikroklínové granity sú mladšie. Oproti vcelku chemicky a termálne pasívnym plagiogranitom sú tieto granity veľmi aktívne. Majú veľa *pegmatitov* a *aplitov*, prenikajú rozličnou formou do okolitých hornín, spôsobujúc tak ich migmatitizáciu. Pôsobia na okolie i kontaktne. Sú výrazne káliové, s obsahom SiO_2 70—75 %. Väčšina pegmatitov a aplitov geneticky súvisí s týmto typom, kým *lamprofyry* sú späté so staršími plagiogranitmi (pegmatity s mikroklínom ich pretínajú).

Oba tieto typy granitoidov sa nachádzajú ako v staršom prekambriu Priladožia a Karélie, tak aj na Kolskom polostrove, ruskej platforme a v ukrajinskom kryštalinickom masíve.

Najmladšími intruzívnymi horninami oblasti sú *diabázové žily* (napr. pri jazere Počtovoje).

Tektonicky je oblasť veľmi komplikovaná. Porušená je množstvom zlomov, rozdeľujúcich ju na bloky. Staré hlbinné zlomy pretínajú vrásové štruktúry, ako aj hranice metamorfnej zonálnosti, čo svedčí o tom, že vznikli po hlavnej etape vrásnenia a po regionálnej metamorfóze. Sú to často široké zóny s eruptívnymi brekciami a blastomylonitmi. Viažu sa na ne aj intrúzie mikroklínových granitov spolu so sprievodnými javmi metamorfózy a metasomatózy. Mladé disjuktívne poruchy porušujúce všetky horniny kryštalinika sú sprevádzané klastomylonitmi až ultramylonitmi, ako aj vyššie spomínanými diabázami.

RECENZIA

Werner Lieber: **Kristalle unter der Lupe** (Krystaly pod lupou). 244 stran včetně 100 umělecky provedených tabulek (z toho 88 barevných). 84 obrázků v textu, formát 25,5×21 cm, cena 89 DM. Ott Verlag, Thun. Švýcarsko a nakladatelství Aries. Mnichov 1972.

Po nedávno vyšlé knize Der Mineraliensammler (Sběratel nerostů), vychází od téhož autora další kniha o krystalech pod lupou. Jde o dílo rozsáhlé, obsahově hodnotné a co je třeba zvlášť ocenit, fotograficky dobře provedené. Kniha pojednává o vzniku a vlastnostech krystalů, o jejich morfologii, habitu i typu. Dále jsou v ní uvedeny optické přístroje, které umožňují pozorování a fotografování minerálů. Tomu je věnována samostatná kapitola s technickými popisy barevných tabulek, s příslušnými daty a potřebnými přístroji.

Velikost nerostů v barevných tabulkách nepřesahuje rozměr náprstku. Zpravidla jsou však vzorky mnohem menší. Montují se na kovové či jiné podstavce a dají se takto dobře fotografovat. Často však vyžadují potřebné zvětšení. Jedná se o tzv. Micromounts, což je označení pro malé až velmi malé vzorky nerostů, ze kterých budují sběratelé nový typ sbírek. Výhoda je v tom, že skladovací prostor pro ně není zdaleka tak náročný jako pro normální vzorky a lze se často soustředit jen na vzácné až velmi vzácné minerály. Fotografování nerostů je věc obtížná. V tomto oboru je autor mistr a dovede postavit minerál do správné polohy a světla. Pro tento účel použil větších i menších ukázek ze své sbírky. Jeho obrazy nerostů uspokojí jak amatéry tak i odborníky. Rovněž začátečníka a zájemce barevně provedené tabulky potěší. Je se třeba zmínit o tom, že mezi fotografiemi nerostů je řada těch, které sběratel dosud neviděl. Z obrázků, které neuspokojují, jsou např. nerosty dioptas, calaverit a landsbergit. Při větším zvětšení tenkých jehlic a tabulkovitých krystalů jsou vlastní barvy nerostů poněkud odlišné než na větších ukázkách.

Cena knihy je i v kapitalistickém světě značně vysoká (28 $). Avšak její rozsah, hodnota i technické provedení jsou ceně úměrné. Pro svou zajímavost poslouží různým zájemcům a zejména těm, kdož se snaží zachytit fotograficky estetickou stránku nerostů v její barevné pestrosti.

Tomáš Kruťa

Mineralia slovaca, 5, 1, 75—85 (1973)

Chromatografické a spektrofotometrické štúdium ílových minerálov

(5 obr. a 3 tab. v texte)

VENDELÍN RADZO*

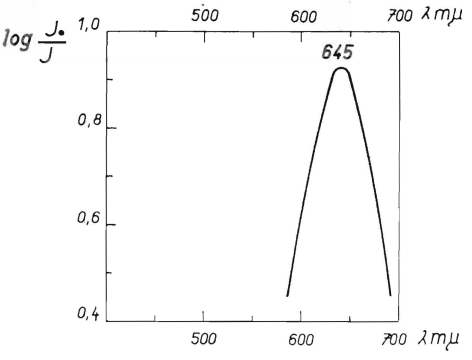
L'étude chromatographique et spectrophotométrique des minéraux argileux.

L'auteur apporte les résultats de l'analyse chromatographique et spectrophotométrique des minéraux argileux rangés au groupe d'alophane, de kaolinitie, d'illite, d'illite-montmorillonite et de montmorillonite réalisée á l'aide du bleu de méthyléne etode la benzinide. Les mesures spectrophotométriques étaient effectuées par le photomètre de Pulrich. Les lignes spectrophotométriques d'absorbtion étaient fixées pour les dntfféreis minéraux argileux (absorbtion des rayons lumineaux $\log\frac{Jo}{J}$ par rapport a la longueur des ondes (en mη).

Chromatografická a spektrofotometrická metóda štúdia ílových minerálov sa zakladá na schopnosti niektorých organických farbív, akými sú napr. azové, azínové a tiazinové farbivá, adsorbovať sa na aktívny povrch ílových minerálov a pre túto adsorpciu charakteristicky ich sfarbovať.

Okrem organických farbív dobré výsledky dávajú aj iné aromatické zlúčeniny, ako sú napr. aromatické amíny a z nich benzidín.

Na identifikáciu minerálov pomocou organických farbív po prvý faz upozornil H. Bahrens (1881) a B. Sjollem (1905), pre ílové minerály R. Rieke a O. Wiese (1928), H. Weil-Malherbe a J. Weiss (1948).



Obr. 1. Spektrofotometrická krivka $1 . 10^{-3}$% roztoku metylenovej modrej.
Fig. 1. Spectrophotometric curve of $1 . 10^{-3}$ % solution of methylene blue.

Po stránke metodickej a teoretickej známe sú práce N. E. Vedenejevovej a M. F. Vikulovej (1945—1956) a M. Ratejeva (1958).

Farbiace metódy pre rýchlu identifikáciu ílových minerálov, podľa prác sovietskych autorov, použili J. Mezösi (1954), J. Škopek (1958), Hedánková—Vladyková (1963).

V tejto práci sú uvedené výsledky experimentálnych chromatografických a spektrofotometrických štúdií ílových hornín hlavne z oblasti východného Slovenska. Použili sa tieto organické zlúčeniny:

Metylénová modrá (MM). Patrí medzi tiazinové farbivá chemického zloženia: 3,6 — tetrametyldiaminoztioniumchlorid. S chromoforom tio-skupiny a s metylénovými —CH_3 skupinami v polohe 3 a 6 ako auxochromom. Absorpčné spektrum 0,001 % vodného roztoku metylénovej modrej má v oblasti $\lambda = 645$ mμ maximum, čomu odpovedá zelenomodré sfarbenie.

Benzidín. Di — p — diaminodifenyl s dvoma amino —NH_2 skupinami ako auxochromom.

* Doc. RNDr. Vendelín Radzo, CSc., Katedra mineralógie a geológie VŠT, Košice, Švermova 5c.

Je to bezfarebné organické farbivo. Roztok benzidínu sa pripravuje ako vodný roztok s koncentráciou (0,1 %).

Príprava vzoriek na chromatografické a spektrofotometrické identifikačné skúšky

Príprava vzoriek na chromatografické skúšky môže sa uskutočniť v zásade dvojakým spôsobom:

a) Prvý spôsob spočíva v príprave suspenzie s časticami $< 1\ \mu$, ktoré sa sfarbujú čerstvo pripravenými roztokmi organických farbív. Je zvlášť vhodný pre terénne podmienky, kde vyhodnotenie sfarbenia vykonávame vizuálne. Nevýhodou tohoto spôsobu je, že hrubšie frakcie minerálnych častíc $> 1\ \mu$, prípadne nerozplavené agregáty minerálnych zŕn rýchle zo suspenzie sedimentujú a zostávajú takto neidentifikované.

b) Druhý spôsob prípravy vzoriek, vhodný pre spektrofotometrické meranie, spočíva v tom, že sa vzorka pripraví rozomletím na zrnitosť sita ∅ 0,006 mm. Do takto upravenej práškovej vzorky (0,5 g) pridávajú sa roztoky organických farbív, až vznikne tekutá kašovitá masa. Vyhodnotenie sfarbenia sa urobí buď vizuálne, alebo spektrofotometricky pomocou optických fotometrov.

Vizuálne vyhodnotenie chromatografických skúšok sa vykonáva porovnaním farby skúmanej vzorky so štandardnými sfarbenými vzorkami známych ílových minerálov. Pri použití najrozšírenejšieho a univerzálneho farbiva metylénovej modrej, ktorá farebnými zmenami pokrýva viacmenej všetky hlavné skupiny ílových minerálov, porovnanie urobíme buď s etalónom známych ílových minerálov, prípadne podľa desaťčlennej farebnej škály, ktorú navrhol Inštitút kryštalografie AN SSSR (1949). Desaťčlenná farebná škála je: fialová, fialovomodrá, modrá, modronebová, nebová, modrozelená, zelená, tmavozelená, zelenožltá, žltozelená.

Spektrofotometrické meranie

Spektrofotometrické meranie sa robí optickými fotometrami, ktoré majú dostatočnú zásobu interferenčných filtrov v rozsahu absorpčných maxím, ktoré zodpovedajú chromatografickým zmenám organických farbív po ich adsorpcii na ílové minerály.

Osvedčil sa optický Pulfrichov fotometer, pri ktorom možno použiť 12 filtrov v rozsahu λ = = 428 — 750 mμ. (428; 436; 450; 465; 496; 533; 550; 560; 574; 588; 619; 638; 665; 693; 726; 750 mμ).

Princíp spektrofotometrického merania spočíva v porovnávaní intenzity jednotlivých λ v mμ odrazených svetelných lúčov od sfarbených vzoriek a nesfarbeného etalónu.

Ako etalón je možné použiť biely papier alebo tenkú vrstvičku $BaSO_4$. Použitie týchto etalónov je však nevýhodné, a to preto, že skúmané vzorky pred sfarbením nemajú úplne bielu farbu, a tak vlastnou farbou skresľujú výsledky merania. Pre odstránenie tejto chyby výhodnejšie je preto použiť ako etalón vlastnú prírodnú vzorku.

Vyjadrením závislosti absorpcie svetelných lúčov — sfarbenou vzorkou, oproti etalónu, optickou hustotou tzv. extinkciou (E), ako hodnoty — $\log \frac{Jo}{J}$, kde Jo je intenzita svetelných lúčov odrazených od etalónu a J je intenzita svetelných lúčov odrazených od sfarbenej vzorky — na príslušnej vlnovej dĺžke λ (v mμ) dostaneme absorpčnú spektrofotometrickú krivku.

Na fotometrických krivkách je zachytené jedno alebo viac maxím, prípadne inflexov a sú to hodnoty maximálnej absorpcie príslušných svetelných lúčov v mμ, čo je pre jednotlivé ílové minerály charakteristické a pri tejto metóde je identifikačným kritériom. Vlastné sfarbenie ílového minerálu organickým farbivom je však dané doplnkovou (komplementárnou) farbou k absorpčným maximám.

Spôsob merania sfarbených vzoriek organickými farbivami pomocou Pulfrichovho fotometra

Pre spektrofotometrické merania sfarbených vzoriek ílových minerálov musí sa Pulfrichov fotometer prispôsobiť z horizontálneho merania na vertikálne, a to tak, že sa upevní na vertikálny stabilný držiak, na spodku ktorého je stolček na uloženie vzorky a etalónu.

Vzorka sa pripraví na ploché malé hodinové sklíčko s ∅ cca 4 cm. Na jednom sklíčku umiestnime etalón a na druhom sfarbenú skúmanú vzorku.

Z dvoch bodových lámp dopadajú svetelné lúče o rovnakej intenzite na skúmanú vzorku a etalón.

Pred vlastným meraním vyrovnáme intenzitu odrazených lúčov na rovnakú hodnotu pomocou nesfarbenej vzorky a etalónu.

Meranie adsorpcie svetla skúmanej vzorky vykonávame meraním extinkčných hodnôt pre jednotlivé λ svetelných lúčov pomocou príslušných S-filtrov s vyrovnaním intenzity odrazených svetelných

lúčov od etalónu na rovnakú intenzitu odrazených svetelných lúčov od skúmanej vzorky pomocou Aubertovej clonky po pravej alebo ľavej strane fotometra.

Hodnoty extinkcie $\log \frac{Jo}{J}$ pre jednotlivé filtre sú získané optickým vizuálnym meraním a sú preto vždy zaťažené určitou subjektívnou chybou v rozmedzí $\pm$ 3—5 %. Robí sa viac meraní a berie sa stredná hodnota.

Subjektívne chyby, ktoré vznikajú pri meraní hodnôt $\log \frac{Jo}{J}$, vylučuje fotoelektrické meranie. Pre tento účel slúži k Pulfrichovmu fotometru tzv. ELPHO zariadenie.

Z tohto hľadiska uvedené požiadavky spĺňuje vizuálno-fotoelektrický fotometer, model FM — 58, sovietskej výroby.

Experimentálne výsledky

Chromatografické skúšky s metylénovou modrou (MM) a MM + KCL

Ílové horniny s prevahou:

a) *kaolinitu* sa sfarbujú s MM do modrofialova. Po pridaní nasýteného vodného roztoku KCl sfarbenie sa nezmení. Absorpčné spektrum má maximum pri λ = 575—580 mμ s inflexom pri λ = = 660—665 mμ, ktoré sa po pridaní roztoku KCl nemení.

b) *halloyzitu* sa sfarbujú podobne ako minerály kaolinitu do modrofialova a po pridaní nasýteného vodného roztoku KCl sfarbenie sa nezmení. Absorpčné spektrum má maximum pri λ = = 660—665 mμ.

c) *alofánu* s MM sa sfarbujú do fialovomodra a s MM + KCl sa farba nezmení.

d) *illitu* sa sfarbujú s MM do nebovomodra a po pridaní nasýteného roztoku KCl sa farba len zvýrazní do intenzívnej modrej farby. Absorpčné spektrum s MM má maximum pri λ = 605 mμ a menšie pri λ = 560 mμ. Po pridaní roztoku KCl absorpčné maximum sa zvyšuje na λ = 660 mμ.

e) Ca, Mg-*montmorillonitu* sa sfarbujú s MM do modrofialova a s MM + KCl do zelenomodra. Absorpčné spektrum s MM má maximum pri λ = 575—585 mμ a doplňujúce menšie maximum pri λ = 665 mμ, prípadne inflex pri λ = 665 mμ. S MM + KCl absorpčné maximum sa zvyšuje na λ = 650 mμ, prípadne na λ = 665 mμ, s doplňujúcim inflexom pri λ = 620 mμ.

Sú však bentonity, ktoré sa s MM sfarbujú do zelenomodra, sivomodra, príp. tmavomodra a s MM + KCl do zelenomodra, príp. až do modrozelena.

Absorpčné spektrum s MM má potom maximum pri λ = 620 mμ s inflexom pri λ = 560—575 mμ, prípadne s maximom pri λ = 665 mμ a inflexom pri λ = 585 mμ. S MM + KCl absorpčné maximum sa zvyšuje na λ = 645 mμ až 665 mμ.

Tieto rozdiely je možné vysvetliť tým, že na sfarbenie Ca, Mg-montmorillonitov majú vplyv zmeny v ich štruktúrnych mriežkach, substitúcia katiónov v tetraedrických a oktaedrických vrstvách, prímesi minerálov, hlavne illitu, „otvoreného" illitu, koloidálneho SiO_2, ktoré spôsobujú, že sa s MM sfarbujú do zelenomodra až modra a nie do modrofialova. Tento uzáver potvrdzujú chemické rozbory, termické a röntgenografické rozbory.

f) „*otvoreného*" *illitu* s MM sa sfarbujú do fialovomodra až modrofialova a s MM + KCl do modrozelena, obdobne ako Ca, Mg-montmorillonit. Obdobné sú aj absorpčné spektrofotometrické krivky. Absorpčné spektrum má s MM maximum pri λ = 575 mμ, s inflexom pri λ = 620—665 mμ. S MM + KCl absorpčné maximum sa zvyšuje na hodnotu λ = 650—655 mμ.

Pomocou metylénovej modrej (MM) je možné bezpečne identifikovať minerály kaolinitu, halloyzitu, alofánu, montmorillonitu a „otvoreného" illitu od minerálov skupiny illitu. Pridaním K^+ iónov je možné urobiť podrobnejšiu identifikáciu, a to rozlíšením minerálov skupiny kaolinitu, halloyzitu a alofánu od minerálov skupiny montmorillonitu, illitu a „otvoreného" illitu. Nie je možné rozlíšiť kaolinit a alofán od halloyzitu a montmorillonit od „otvoreného" illitu.

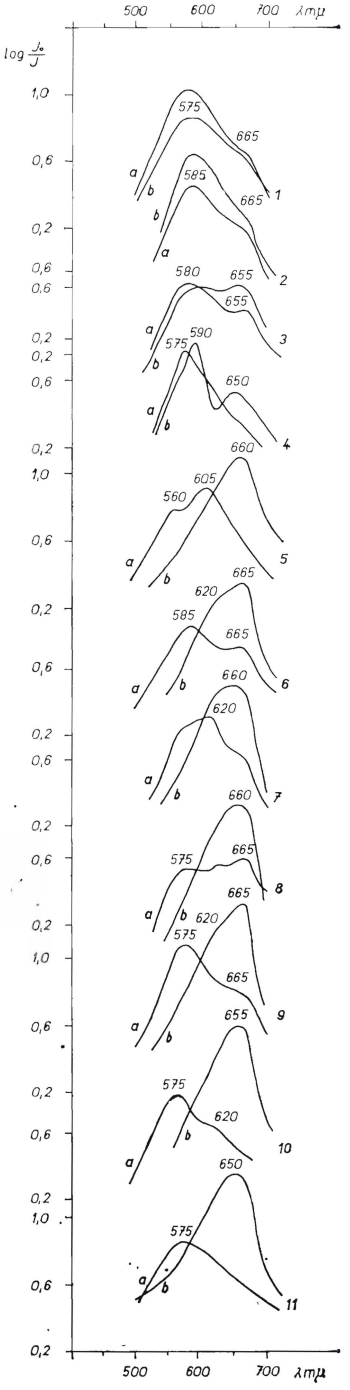
Chromatografické skúšky s benzidínom

Ílové horniny s prevahou:

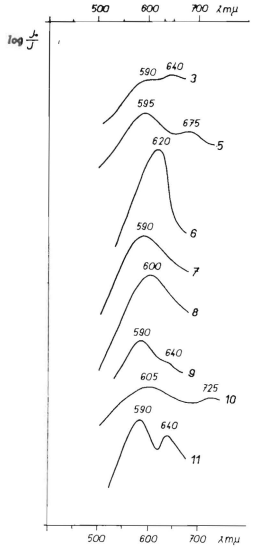
a) *kaolinitu*, *halloyzitu*, *alofánu* nedávajú s benzidínom žiadnu farebnú reakciu.

b) *metahalloyzitu* sa sfarbujú s benzidínom do bledomodra. Absorpčné spektrum má maximum pri λ = 620—640 mμ s inflexom pri λ = 590 mμ.

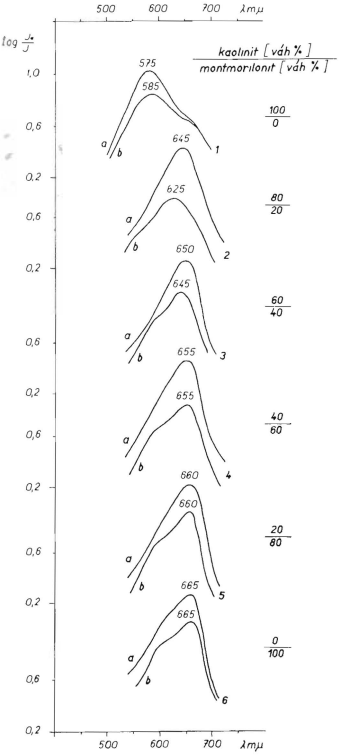
c) *illitu* sa sfarbujú s benzidínom do nebovomodra. Absorpčné spektrum má maximum pri λ = = 595 mμ a druhé, doplňujúce maximum pri λ = 675 mμ.



Obr. 3. Spektrofotometrické krivky ílových minerálov s benzidínom (vzorky 1—11).
Fig. 3. Spectrophotometric curves of clay minerals with benzidine (samples 1—1).



Obr. 2. Spektrofotometrické krivky ílových minerálov s metylenovou modrou (a) a metylenovou modrou + KCl (b). (vzorky 1—11).
Fig. 2. Spectrophotometric curves of clay minerals with methylene blue (a) and methylene blue + KCl (b). (Samples 1—11).



Obr. 4. Spektrofotometrické krivky zmesí kaolinitu (Sedlec) a montmorillonitu (Fintice) s metylenovou modrou (a) a metylenovou modrou + KCl (b).
Fig. 4. Spectrophotometric curves of mixtures of kaolinite (Sedlec) and montmorillonite (Fintice) with methylene blue (a) and methylene blue + KCl (b) .

Tab. 1

Hodnoty absorpčných maxím v mμ metylénovej modrej a metylénovej modrej + KCl s ílovými minerálmi

P. č.	Reagencia / Vzorky (lokalita)	Metylénová modrá				Metylénová modrá + KCl				Druh vzorky
		λ v mμ			Farba	λ v mμ			Farba	
		I. max.	II. max.	inflex		I. max.	II. max.	inflex		
1.	Kaolinit (Sedlec)	575		665	modrofialová	585		660	modrofialová	kaolinit
2.	Halloyzit (Michalovce)	585		665	modrofialová	585		665	modrofialová	halloyzit
3.	Metahalloyzit (Michalovce)	580	665		modrofialová	665	600		modrofialová	halloyzit
4.	Alofán	575			fialovomodrá	590	650	(575)	fialovomodrá	alofán
5.	Hydromuskovit (Banská Štiavnica)	605	560		nebovomodrá	660			modrá	illit-hydromuskovit
6.	Bentonit (Fintice)	580	665		modrofialová	665		620	zelenomodrá	montmorillonit
7.	Bentonit (Lastovce)	620		575	modrá	660		620	zelenomodrá	montmorillonit
8.	Bentonit (Nižný Hrabovec)	575 580	665 640	649	modrá	660			zelenomodrá	montmorillonit
9.	Bentonit (Kuzmice)	575		665	modrofialová	665		(620)?	zelenomodrá	montmorillonit
10.	Illit-montmorillonit (Füzesradvány) Maďarsko	575		620	fialovomodrá	655			modrozelená	illit-montmorillonit
11.	Illit-montmorillonit (Pozdišovce) 70 % illitu	575		665	modrofialová	650			modrozelená	illit-montmorillonit 70 — illitu

Tab. 2

Hodnoty absorbčných maxím v mμ benzidínu s ílovými minerálmi

P. č.	Reagencia	Benzidín				Druh vzorky	Pridaním 3 % HCl zmena farby
	Vzorky (Lokalita)	λ v mμ			Farba		
		I. max.	II. max.	inflex			
1.	Kaolinit (Sedlec)	—	—	—	biela	kaolinit	—
2.	Halloyzit (Michalovce)	—	—	—	biela	halloyzit	—
3.	Metahalloyzit (Michalovce)	640	—	590	bledomodrá	halloyzit	odfarbená
4.	Alofán	—	—	—	biela	alofán	—
5.	Hydromuskovit (Banská Štiavnica)	595	675	—	nebovomodrá	illit hydromuskovit	žltá
6.	Bentonit (Lastovce)	620	—	—	modrá	montmorillonit	kanárikovožltá
7.	Bentonit (Nižný Hrabovec)	590	—	—	modrá	montmorillonit	kanárikovožltá
8.	Bentonit (Kuzmice)	600	—	—	modrá	montmorillonit	bledožltá
9.	Bentonit (Fintice)	590	—	640	modrá	montmorillonit	špinavožltá
10.	Illit-montmorillonit (Füzesradvány) Maďarsko	605	725	—	bledomodrá	illit-montmorillonit	biela-odfarbená
11.	Illit-montmorillonit (Pozdišovce)	590	640	—	bledomodrá	70 % illitu illit-montmorillonit	biela-odfarbená

d) *Ca-montmorillonitu* sa sfarbujú s benzidínom do modra až indigovomodra. Absorpčné spektrum má maximum pri $\lambda = 590—620$ mμ, niekedy s inflexom $\lambda = 570—640$ mμ.

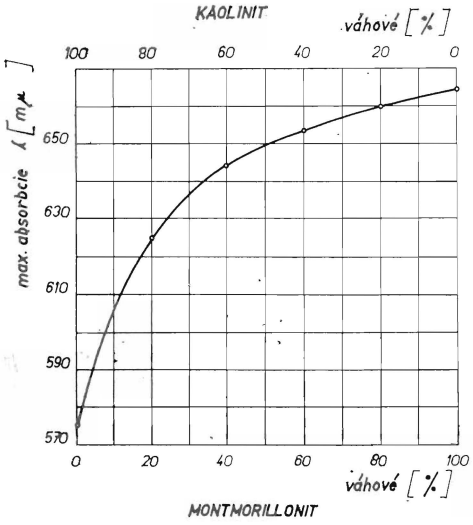
e) *„otvoreného" illitu* sa sfarbujú s benzidínom do bledomodra. Absorpčné spektrum má prvé maximum pri $\lambda = 590—605$ mμ a druhé pri $\lambda = 640—725$ mμ, čo je charakteristické pre túto skupinu.

Ílové minerály, ktoré s benzidínom dávajú slabé farebné reakcie (bledomodrú), ako sú metahalloyzit a „otvorený" illit, po pridaní 3 % HCl sa odfarbia do biela. Naproti tomu ílové minerály, ktoré sa benzidínom sfarbujú do intenzívnej modrej farby až do indigovomodrej, po pridaní 3 % HCl sfarbujú sa do žlta (oranžovožltej až kanárikovožltej farby). Tento poznatok pomáha rozlíšiť minerály skupiny „otvoreného" illitu (illit-montmorillonit) od montmorillonitu.

Benzidín, ako bezfarebná organická látka, umožňuje rozlíšiť minerály zo skupiny kaolinitu, metahalloyzitu, illitu, montmorillonitu a „otvoreného" illitu, hlavne pri použití spektrofotometrických meraní. Preto benzidín spolu s metylénovou modrou sú najuniverzálnejšie organické farbivá, ktoré sa používajú na identifikáciu ílových minerálov.

Vplyv prímesí na zmenu priebehu spektrofotometrických kriviek

Vplyv prímesí neílových minerálov, ako sú organické látky karbonáty (kalcit, magnezit, dolomit a pod.), limonity, i keď sú vo frakcii $< 5\ \mu$ v ílových horninách, nemajú vplyv na zmenu priebehu absorpčných kriviek ílových minerálov. Zistil to M. A. Ratejev (1952) porovnávaním absorpčných spektrofotometrických kriviek zo vzoriek ílových hornín s uvedenými prímesami a bez nich. Priebeh fotometrických absorpčných kriviek bol v uvedených prípadoch identický.



Obr. 5. Závislosť polohy absorbčného maxima metylenovej modrej v λ mμ, na percentuálnom obsahu kaolinitu a montmorillonitu.
Fig. 5. Dependence of the position of the absorption maximum of methylene blue in λ mη on the percentual content of kaolinite and montmorillonite.

Naproti tomu vplyv prímesí ílových minerálov hrá dôležitú úlohu. Vplýva na celkový charakter sfarbenia ílovej horniny organickými farbivami a tým na priebeh spektrofotometrických kriviek ako aj polohu absorpčných maxím.

Umele pripravenou zmesou kaolinitu (lokalita Sedlec) a montmorillonitu (lokalita Fintice, vých. Slovensko) sledovala sa závislosť polohy absorpčného maxima na percentuálnom obsahu kaolinitu a montmorillonitu v umele pripravených zmesiach od 0—100 % pomocou MM. Na krivke, ktorá znázorňuje závislosť hodnoty absorpčného maxima svetelného spektra MM na percentuálnom obsahu kaolinitu a montmorillonitu, vidieť, že krivka má konkávny priebeh, podobný priebehu Freundlichovej izotermy, ktorý vyjadruje závislosť adsorpcie (a) MM na ílových mineráloch.

$$a = k \times C^{\frac{1}{n}}, \quad \text{pričom}$$

a = množstvo adsorbovanej látky, C = koncentrácia roztoku, „k" a „n" sú konštanty pre daný roztok a adsorbent, ktoré sú závislé na teplote. Pretože konštanta „n" je väčšia ako 1, má krivka konkávny priebeh. S pribúdajúcimmnožstvom montmorillonitu vzrastá množstvo adsorbovanej látky.

Vplyv stupňa disperzity

M. A. Ratejev (1952) zistil, že stupeň disperzity má vplyv jedine na intenzitu sfarbenia, ale nemá vplyv na priebeh spektrofotometrických kriviek a polohu absorpčných maxím. Frakcie minerálov s väčšou disperzitou sa sfarbujú intenzívnejšie ako s menšou disperzitou.

Tab. 3

Meranie hodnôt log $\frac{Jo}{J}$ pomocou filtrov (od λ = 496—750 mμ) u ílových minerálov sfarbených organickými farbivami

Vzorka Lokalita	Organické farbivá	Vlnová dĺžka farebných filtrov v mμ										
		496	533	550	560	574	588	619	638	665	693	726	750
Kaolinit Sedlec	MM	0,30	0,66	0,90	0,99	1,11	1,04	0,90	0,78	0,69	0,49	0,29	0,27
		0,35	0,68	0,88	0,97	1,03	0,94	0,82	0,70	0,67	0,47	0,30	0,23
	MM + KCl	0,31	0,54	0,73	0,81	0,80	0,85	0,80	0,68	0,64	0,49	0,26	0,17
		0,31	0,53	0,72	0,83	0,87	0,81	0,72	0,66	0,67	0,45	0,28	0,19
Montmorillonit Fintice (plavený bentonit)	MM	0,32	0,46	0,65	0,75	0,85	0,82	0,72	0,69	0,71	0,52	0,37	0,38
		0,34	0,57	0,68	0,77	0,85	0,86	0,76	0,71	0,74	0,54	0,40	0,38
	MM + KCl	0,34	0,49	0,49	0,57	0,62	0,73	1,01	1,04	1,12	0,71	0,45	0,35
		0,34	0,39	0,42	0,51	0,52	0,72	0,90	1,07	1,06	0,67	0,41	0,35

Vysvetlenie kinetiky reakcií organických farbív s ílovými minerálmi

Farbivosť ako jedna z fyzikálnych vlastností organických zlúčenín súvisí s ich štruktúrou a vyplýva zo schopnosti absorbovať svetlo. Pretože sa svetlo skladá zo svetelných vĺn rôznej dĺžky a frekvencie, z ktorých ľudské oko vníma len vlnové dĺžky od λ = 400—800 mμ, objaví sa sfarbenie látky ako následok absorpcie svetla len vtedy, ak sa absorbujú vlnové dĺžky svetla z jeho viditeľnej časti. Ak farbivo napr. absorbuje vlnovú dĺžku λ = 425 mμ, ktorá zodpovedá modrej farbe viditeľného spektra, vtedy je sfarbenie žlté, čo je dané príslušnou doplnkovou farbou k farbe modrej.

Je mnoho teórií, ktoré vysvetľujú povahu síl, ktoré svojím spôsobom zachytávajú molekuly organického farbiva na povrch adsorbenta, v našom prípade ílového materiálu.

Zdá sa, že tieto sily pri ílových mineráloch ako adsorbentoch sú dvojakého druhu:

a) chemické väzbové sily — adsorpcia chemická

b) van der Waalsove — adsorpcia fyzikálna.

O chemickej adsorpcii pomocou iónových väzieb by svedčila identičnosť absorpčného spektra disociovaného roztoku metylénovej modrej s maximom pri λ = 645 mμ, polohou absorpčného maxima MM — montmorillonitu, prípadne „otvoreného" illitu. To poukazuje na to, že farbivo MM je viazané na povrc ílového minerálu iónovou väzbou reaktívnymi auxochrómovými — $N(CH_3)_2$ skupinami (N. E. Vedenejeva 1950) pomocou vodíkových mostíkov C—H—O alebo N—H—O.

Všeobecne možno povedať, že pevnosť väzby auxochrómových skupín organického farbiva na povrchu ílového minerálu je predovšetkým určovaná samotným charakterom kryštálovej štruktúry toho-ktorého ílového minerálu.

Ílové minerály s dvojvrstevnou kryštálovou štruktúrou tetraedricko-oktaedrickou (kaolinit, halloyzit) dávajú v podstate rovnaké farebné zmeny s organickými farbivami. Pevnosť väzby je určovaná príťažlivými silami kyslíka v tetraedrickej vrstve a (OH) skupínv oktaedrickej vrstve.

P. č.	Kaolinit v %	Mont-morillonit v %	Metylénová modrá λ v mμ		farba	Metylénová modrá λ v mμ		farba
			I. max.	inflex		II. max.	inflex	
1	100	—	575	665	modrofialová	585	665	modrofialová
2	80	20	625	560	bledomodrá	645	—	bledomodrá
3	60	40	645	580	modrozelená	650	—	modrozelená
4	40	60	655	580	modrozelená	655	—	bledozeleno-modrá
5	20	80	660	580	zelenomodrá	660	—	tmavozelená
6	—	100	665	585	zelenomodrá	665	590	zelená

Ílové minerály s trojvrstvovou kryštálovou štruktúrou (dve tetraedrické vrstvy uzatvárajú oktaedrickú vrstvu) montmorillonit, illit a „otvorený" illit dávajú navzájom obdobné farebné zmeny s organickými farbivami. Pevnosť väzby je určovaná príťažlivými silami kyslíka, ide predovšetkým o tetraedrické vrstvy, a to tak na bazálnych plochách kryštálovej štruktúry, ako aj v medzivrstvových priestoroch bazálnych plôch tetraedrických vrstiev.

Okrem toho, vplyvom substitúcie katiónov v tetraedrickej a oktaedrickej vrstve u minerálov s trojvrstvovou kryštálovou štruktúrou, dochádza k vzniku voľných valencií, ktoré sú kompenzované vymeniteľnými katiónmi K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} a tiež katiónmi organických farbív. Prítomnosť výmenných katiónov a hlavne pevnosť ich väzby s povrchom kryštálovej štruktúry, ktorá je úmerná ich výmennej schopnosti, vplýva na pevnosť väzby farbiva s ílovým minerálom. Ióny K^+ a NH_4, ktoré sú oveľa silnejšie viazané ako napr. Ca^{2+} alebo Mg^{2+} ióny, spôsobujú posun absorpčného minima do dlhovlnejšej oblasti viditeľného spektra. Potvrdzujú to spektrofotometrické merania absorpčných maxím u minerálov illitu, „otvoreného" illitu a Ca-montmorillonitu s MM a s MM + + K^+ iónmi.

Priebeh absorpčných spektrofotometrických kriviek illitu, resp. „otvoreného„ illitu s K^+ iónom v prirodzenom stave je zhodný s priebehom absorpčných spektrofotometrických kriviek Ca-montmorillonitu po pridaní K^+ iónov. Z toho vyplýva, že organické farbivá sa stavajú do pozície výmenných katiónov.

Keď uvážime uvedené rozdiely u dvojvrstvových a trojvrstvových ílových minerálov, dochádzame k záveru, že *pevnosť väzby organického farbiva je väčšia u trojvrstvových ílových minerálov ako u dvojvrstvových*, a preto ich absorpčné maximá svetelného spektra sú všeobecne posunuté oproti dvojvrstevným ílovým minerálom do dlhovlnejšej oblasti viditeľného svetelného spektra.

Rozdiely v pevnosti organického farbiva, či už väzby iónovej, prípadne väzby pomocou van der Waalsových síl, ktoré sú dané samotným charakterom kryštálovej štruktúry ílového minerálu, spôsobujú, že na spektrofotometrických absorpčných krivkách dostávame jedno hlavné absorpčné maximum a druhé slabšie, doplňujúce maximum, prípadne s doplňujúcim inflexom. Napr. kaolinit a halloyzit majú s MM hlavné maximum pri $\lambda = 575$ mμ a inflex pri $\lambda = 665$ mμ; Ca-montmorillonit má s MM hlavné maximum pri $\lambda = 665$ mμ a inflex pri $\lambda = 585$ mμ; „otvorený" illit má hlavné maximum s MM pri $\lambda = 575$ mμ a inflex pri $\lambda = 620$—665 mμ; alofán s MM má len maximum pri $\lambda = 575$ mμ a pod.

Možno tiež predpokladať, že katióny organických farbív sa viažu iónovými väzbami hlavne na tých miestach štruktúry ílového minerálu, kde sú voľné záporné náboje pre substitúciu katiónov a poruchy väzieb v štruktúre, a slabými van der Waalsovými väzbami na tých miestach štruktúry ílového minerálu, kde tieto voľné záporné náboje nie sú.

Tento názor potvrdzuje známy poznatok, že napr. bezfarebné farbivo benzidín dáva bledomodré sfarbenie s kaolinitom s porušenou štruktúrou, s illitom, „otvoreným" illitom a intenzívnu reakciu

(intenzívne modrá farba) s montmorillonitom, zvlášť výraznou u montmorillonitov s vysokou hodnotou výmenných katiónov.

C. B. Hendricks a L. T. Aleksander (1940) pripisujú modravé sfarbenie montmorillonitu s benzidínom jeho oxidácii, v dôsledku oxiredukčných reakcií, pri ktorých niektoré ióny, hlavne Fe^{3+}, prítomné v štruktúrnej mriežke ílových minerálov, spôsobujú oxidáciu benzidínu.

Avšak M. A. Ratejev (1952) experimentálne dokázal, že ióny Fe^{3+} nemajú vplyv na benzidínovú reakciu. Zmes kaolinitu s limonitom sa nesfarbila benzidínom.

Známy je však prípad oxidácie benzidínu kyselinou vanadičnou pri analytickom dôkaze vanádia v prostredí kyseliny octovej za vzniku modrého sfarbenia.

Záver

1. Chromatografická metóda identifikácie ílových minerálov pomocou organických farbív dáva možnosť rýchlej identifikácie typických ílových minerálov. Založená je na princípe rôznej adsorpcie organických farbív s ílovými minerálmi.
2. Identifikáciu možno vykonávať na prírodných vzorkách bez vyčleňovania frakcií, prímesí, a to pomerne v krátkom čase.
3. Uvedenú metódu, pre orientačné identifikačné skúšky ílových hornín, je možné pri pomerne veľmi jednoduchom vybavení použiť nielen v laboratóriu, ale aj priamo v terénnych podmienkach.

Doručené: 15. 3. 1972
Odporučil: Ivan Kraus

Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT, Košice

LITERATÚRA

BAHRENS, H. 1881: Mikrochemische metods für Mineralanalyse. Verlag, Mededeel, Konihl. Akad. Wetenschap. (Amsterdam) 1, 17.

HEDÁNKOVÁ, M. 1963: Praktické použití barvících metod na jílových minerálech SHR. Silikáty (Praha), VII.—1.

HENDRICKS, S. B.—ALEKSANDER, L. T. 1940: A qualitative color test for the montmorillonite type of clay minerals. Journ. Amer. Soc. Argon. 32, N° 6.

MEZÖSI, J. 1953: The qualitative determination of clay mineral groups based on colour reaction. Acta Min. Petrograf. Institut. Miner. et Petrograf. Univ (Szeged), p. 35—46.

RATEJEV, M. A. 1952: Opyt diagnostiki kolloidno-dispersnych mineralov po spektram adsorpcii krasitelej na primere sovremennych osadkov. Kora vyvetrivanija, Vyp. 1, Moskva, Izd. AN ZSSR.

RATEJEV, M. A. 1958: Metod issledovania glin s pomoščju spektrofotometrii organičeskich krasitelej — Materialy po geologii, mineralogii i ispolzovaniju glin v SSSR, (Brusel), p. 98—104.

RIEKE, R.—WIESE, O. 1928: Die Anfarbemethode in der Keramik und bei Mineraluntersuchungen. Ber. Dtsch. keram. Gesell. (Berlin), 9, s. 109—155.

WEIL-MALHERBE, H.—WEISS, J. 1948: Colour reactions and adsorptions of some aluminosilicates. Journ. Chem. Soc. pt. II., p. 2164—2169.

SJOLLEM, B. 1905: Anwendung von Farbstoffen für Bodenuntersuchung. Journ. f. Landwirt, 53, 67.

ŠKOPEK, J. 1958: Stanovení jílových minerálů barvíci metodou. Ruska věda, Stavebnictví.

VEDENEJEVA, N. E. 1947: Izmenenia spektrov krasitelej pri adsorpcii na mineralach glin. Žurn. fiz. chimii T. 21, v. 8.

VEDENEJEVA, N. E. 1950: Mechanizm cvetnoj reakcii benzidina s montmorillonitom. Kolloid. žurnal. T. 12, v. 1.

VEDENEJEVA, N. E. 1952: Novyj metod opredelenija mineralnovo typa glin s pomoščju organičeskich krasitelej. (Moskva) Gos. Geol. Izd.

VEDENEJEVA, N. E. 1952: Organičeskie krasiteli v primenenii k analizu glin. Kora vyvetrivanija. Vyp. 1, Moskva, Izd. AN ZSSR.

VEDENEJEVA, N. E. 1955: Ob ustojčivosti dubletnoj fiksacii metilenovovo golubovo i benzidina na glinistych mineralach. (Moskva) Dokl. AN ZSSR, T. 105, No 6.

VIKULOVA, M. F. 1952: Metod okrašivania glinistych mineralov organičeskimi krasiteljami i jevo značenie pri analize osadočnych tolšč. Moskva, Gos. Geol. Izd.

VIKULOVA, M. F. 1955: O novejšich metodach issledovania glinistych mineralov. Vsesojuz. sovešč. robotnikov mineralovo-petrograf. laboratorij Ministerstva geologii i ochrany nedr. Moskva, Gos. Geol. Tech. Izd.
VIKULOVA, M. F. 1952: Elektronomikroskopičeskie issledovania glin. Moskva, Gos. Geol. Izd.

Chromatographic and spectrophotometric studies of clay minerals

VENDELÍN RADZO

In the paper are mentioned the results of chromatographic and spectrophotometric study of clay minerals from the group of allophane, kaolinite, illite and montmorillonite. As colouring matter were used methylene blue and benzidine.

For spectrophotometric measurement Pulfrich,s photometer was used. With expression of the dependence of absorption of light rays $\log \frac{Jo}{J}$ on corresponding wave length λ in mη absorption spectrophotometric curves for clay minerals coloured with methylene blue (fig. 1), methylene blue + KCl (fig. 2) and with benzidine (fig. 3) were constructed.

Methylene blue enables to distinguish minerals of the allophane, kaolinite, halloysite, montmorillonite groups from minerals of the illite group at spectrophotometric curves. With addition of KCl it is possible to distinguish minerals of the allophane, kaolinite, halloysite groups from minerals of the groups of montmorillonite and illite (fig. 4).

Benzidine enables to distinguish minerals from the groups of kaolinite, metahalloysite, illite and montmorillonite.

On the course of spectrophotometric curves have influence admixtures of clay minerals, perfection of the crystal structure, substitution of ions and exchange cations. The magnitude of absorption, (fig. 5) intensity of colouring are influenced by the degree of dispersion.

Translated by J. Pevný

RECENZIA

V. H. Heywood editor: **Scanning Elektron microscopy. Systematic and Evolutionary Applications.** London—New York, Academic Press, 1971, 331 s.

Recenzovaný zborník obsahuje referáty 16 autorov prednesených na medzinárodnom sympóziu o scanningovej elektrónovej mikroskopii (ESM) v apríli r. 1970 v Readingu v Anglicku. Referáty sú v angličtine (13) a vo francúzštine (3).

Všetky referáty sú vo svetovej literatúre pôvodné a sú zamerané na hodnotenie významu a doterajších výsledkov aplikácie novej metodiky pomocou ESM v rozličných, hlavne v paleontologických odboroch. Pomocou štúdia mikroštruktúry mnohých rastlinných aj živočíšnych skupín, a to fosílnych aj recentných, sa dochádza k novým záverom nielen systematicko-taxonomickým, ale aj evolučným.

1. V. H. Heywood uverejňuje príspevok o charakteristike ESM a jej význame v biologicko-paleontologickom výskume. V úvode sa zaoberá špecifickými vlastnosťami ESM oproti transmisnému elektrónovému mikroskopu. Autor uvádza návod, ktorý by mal použiť vedecký pracovník pri hodnotení fotografického materiálu. Za najdôležitejšie považuje všímať si celkový povrch objektu, množstvo mikrodetailov a sériu nových mikroštruktúr. Svoje pozorovania dokladá príkladmi najmä zo štúdia mikroštruktúry plodov rastlín a ich fotografie uvádza na 4 tabuliach.

2. H. E. Hinton referuje o polyfyletickom vývine respiračných systémov škrupín vajca s diskusiou o štruktúre od hustoty nezávislých a závislých selektívnych tlakov. Autor sa zaoberá štúdiom štruktúry vajec hmyzu zo skupiny Memiptera, Hymenoptera a Diptera. Použitím ESM sa dokázalo, že niektoré štruktúry, ktoré sa pokladali za rovnaké, sú polyfyletického pôvodu. Referát dopĺňa 5 tabuliek a niekoľko náčrtov mikroštruktúry.

Pokračovanie na str. 99

H. Visscher: **The permian and triassic of the Kinskourt outlier Ireland.**
A pylinological investigation related to regional stratigraphical problems in the permian and triassic of Western Europe. Geological Survey of Ireland, 1971, 114 strán, 42 tabúľ.

Recenzovaná publikácia patrí medzi prvé, ktoré sa v takom rozsahu zaoberajú palinológiou permských a spodnotriasových sedimentov. Autor sa okrem biostratigrafických pozorovaní pokúsil vystihnúť aj evolúciu niektorých spórov a peľov a na jej základe posúdiť vek skúmaných sedimentov. Hoci vychádza z výskumu permotriasových sedimentov Írska, výsledky možno aplikovať aj na náš vývoj, keďže permská spodnotriasová flóra bola v podstate rovnaká v celej Európe. Publikácia je veľmi aktuálna najmä pre nás, pretože sa usilujeme v karpatskej oblasti nájsť kritériá na riešenie veku hranice medzi permom—triasom na základe polinologických výskumov.

Autor rozdelil publikáciu do troch hlavných kapitol.

A. *Prvú* kapitolu venoval všeobecnému úvodu a palinológii vo vrchnom perme a spodnom triase Kingskourtu. Uvádza geologickú a topografickú, litostratigrafickú pozíciu lokalít tejto oblasti. Vrchnopermské sedimenty sú zložené hlavne zo sadrovcov a ílovcov, spodnotriasové sú zo siltovcov a pieskovcov.

V ďalšej kapitole autor opisuje metodiku spracovania vzoriek a charakter exiny spór a peľov, ktoré označuje ako palinolmorfy.

V ďalšej časti vymenúva všetky hlavné skupiny spór a peľov a ostatných mikrofosílií, ktoré sa našli v skúmanom materiáli. Poukazuje na dôležitosť publikovat fotografie peľov a spór a ostatné opisy považuje za subjektívne. Pri morfologických opisoch podáva návrh na určité zmeny v používaní terminológie (návrhy sú však subjektívne).

V obsiahlejšej kapitole sa zaoberá charakteristikou 13 skupín spór a morfologických druhov, ktoré považuje z biostratigrafického hľadiska za dôležité.

B. V *druhej* hlavnej kapitole sa autor zaoberá evolučnou palinológiou a jej aplikáciou vo vrchnom perme a spodnom triase a biostratigrafickými výskumami. Spomína tri tradičné možnosti biostratigrafického hodnotenia: 1. podľa stúpajúcej hodnoty stratigraficky spoľahlivých dát, 2. hodnotenie variácií v charaktere zloženia peľového spoločenstva vzhľadom na prostredie, 3. interpretácia palinologických dát na tradičné schémy chronostratigrafických klasifikácií permského a triasového vývinu. Na druhej strane autor vytvoril novú koncepciu evolučnej palinológie, ktorú považuje za najprogresívnejšiu, a na jej základe založil stratigrafiu skúmaných sedimentov. Pre evolučnú palinológiu používa termín „palynodeme" (týmto terminom pomenúva pojem peľové spoločenstvo). Základné zloženie spór a peľov aj v tomto prípade určuje subjektívne. V rozsiahlejšej časti hovorí autor o variabilite recentných spór a peľov, najmä peľov konifér, ktoré sú hojné aj v perme a triase, venuje pozornosť významu rodu Lueckisporites, ktorý hrá dôležitú úlohu v permských peľových spoločenstvách. Polemizuje s autormi, ktorí tento rod pokladajú za rozšírenejší vo vrchnom perme. Rovnako sa zaoberá rodmi Guttulapollenites, Stellapollenites a variabilitou rodu Lueckisporites autor vymedzil morfologické znaky, ktoré pokladá pri evolúcii tohto rodu za dôležité. Zistil, že zatiaľ čo Lueckisporites sa najhojnejšie vyskytujú v zechsteine, vývojove mladší peľ Guttulapollenites a Stellapollenites sa vyskytuje výhradne v spodnom triase. Podobne sa zaoberal výskytom rodu Jugasporites.

C. V *tretej* hlavnej kapitole sa zaoberá autor palinológiou a regionálnymi problémami chronostratigrafickej klasifikácie a korelácie permského a triasového vývoja. Koreluje západoeurópsku permotriasovú klasifikáciu stupňov so sovietskou klasifikáciou. Dosť obšírne sa zaoberá litostratigrafickou klasifikáciou jednotlivých stupňov v rozličných oblastiach. V tejto kapitole uvažuje o korelácii v celom zechsteinskom bazéne (má ho aj schématicky nakreslený pre Európu) a spodnom triase širokej oblasti z celej Európy.

Osobitnú časť práce venuje korelácii permu západnej Európy s východnou Európou. Poukázal na nezrovnalosti v zaraďovaní stupňov v rozličných oblastiach a usiluje sa ich riešiť korelačnými stratigrafickými tabuľkami. Tento spôsob považuje pri biostratigrafických koreláciách za najlepší. V menších kapitolách sa zaoberá autor koreláciami v každom stupni osobitne. Okrem toho podal klasifikáciu germánskeho a alpského permu a triasu v týchto geologických jednotkách.

Veľmi dôležitá je časť o hranici permu a triasu v Európe, ktorej sa autor venuje najmä z hľadiska vývoja flóry. Uvádza veľmi cenné stratigraficky dôležité pozorovania vývoja flóry a na tomto základe odlišuje vrchnopermskú flóru od spodnotriasovej. Vo veľmi výstižnej tabuľke uvádza stratigraficky dôležité skupiny spór a peľových zŕn a koreluje ich s nálezmi makroflóry. Všetky údaje uvádza v chronostratigrafickom slede, pričom zachycuje hranicu permu a spodného triasu.

Eva Planderová

Mineralia slovaca, 5, 1, 87—94 (1973)

KONFERENCIE

Vzťahy medzi geochemickými a metalogenetickými provinciami

(Medzinárodné sympózium, Leoben)

JÁN ILAVSKÝ

V dňoch 5. až 10. novembra 1972 usporiadala Vysoká škola banská v Leobene (Rakúsko) pod vedením prof. dr. W. E. Petraschecka medzinárodné sympózium o vzťahoch medzi geochemickými a metalogenetickými provinciami.

Na sympóziu sa zúčastnilo okolo 60 špecialistov rozličného zamerania zo 14 krajín. Boli medzi nimi geochemici, petrografi, mineralógovia, tektonici a ložiskoví geológovia, čo sa ukázalo i napriek špeciálnosti témy ako veľmi užitočné a vhodné. Výber účastníkov zo 14 krajín zaručoval neobyčajne dynamickú, pritom však veľmi obsažnú a vecnú diskusiu, a to z rozličného aspektu (geologického, tektonického, petrografického, mineralogicko-geochemického ap).

Obsahovo a organizačne sympózium veľmi dobre pripravil prof. Petrascheck. Prednášatelia sa zamerali na najaktuálnejšie otázky metalogenézy a všeobecnej geológie a osvetľovali ich z hľadiska najnovších názorov a teórie podsúvania (subduction). Vzťahy medzi geochemickými a metalogenetickými oblasťami riešili jednak v planetárnom a kontinentálnom meradle, ale tiež na úrovni regionálnych geologicko-štruktúrnych systémov (geosynklinálneho i platformového typu), i menších ložiskových oblastí, rajónov a ložísk. Rovnakú odbornú náplň mali aj exkurzie do Bleibergu a Erzbergu.

Stupne veľkostných tried metalogenetických priestorových kategórií (planetárne, kontinentálne, regionálne, rajónové a ložiskové) boli v prednáškach zastúpené proporcionálne a dali účastníkom výstižný prehľad o problematike výskumov v súčasnosti, a to nielen odbornej, ale i metodickej.

Prínosom sympózia bolo, že účastníci reprezentovali rozličné geologické školy (americkú, anglickú, francúzsku, nemecko-rakúsku, juhoslovanskú a filipínsku). Odrazilo sa to v pestrosti pohľadu na prerokúvanú problematiku. Možno len ľutovať, že sa na sympóziu nezúčastnili sovietski geológovia, ktorí by boli iste významnou mierou prispeli výsledkami metalogenetických výskumov Európy a Ázie, ako aj metodickými skúsenosťami do rokovania sympózia. Preto o problematike Európy a Ázie boli v referáte len stručné a okrajové poznámky.

O rovnakom probléme odzneli vždy dva názorove protichodné referáty, každý s bohatou argumentáciou, takže účastník získal neobyčajne plastický obraz o príslušnej tematike.

Zasadanie uctilo pamiatku dvoch významných ložiskových geológov, prof. Johnstona z USA, jedného z prvých predsedov medzinárodnej organizácie ložiskových geológov a metalogenetických máp, a prof. Gábora Pántóa z Maďarska, významného teoretika a praktika, ktorého práce presahujú rámec Maďarska.

Pretože prerokúvaná problematika zahŕňa celú škálu metalogenetických problémov zasadených do rámca najnovších geologických pokrokových názorov, podáva aj najnovší stav metodiky, ako aj výsledky metalogenetických výskumov na Západe, pokladám za potrebné podať o nej správu týmto spôsobom, a to najmä preto, že som sa na sympóziu zúčastnil z ČSSR len sám.

I. Problematika vzťahov medzi tektonikou a ložiskami v planetárnom meradle

Na túto tému bolo 6 referátov v prvý deň zasadania. Objavila sa v nich veľmi vypukle teória podsúvania kontinentálnych a oceánskych blokov zemskej kôry (subduction) ako činiteľ ovplyvňujúci rozmiestnenie rudných systémov, superprovincií, provincií a štruktúrno-metalogenetických zón v planetárnych až kontinentálnych mierkach.

Prof. P. GUILD (Washington, USA) v referáte Rozmiestnenie metalogenetických provincií vo vzťahu k veľkým tektonickým jednotkám hovoril o globálnej tektonike, ktorá usmerňuje teórie prognóz a strategickej prospekcie novým spôsobom.

Tvrdil, že *rozmiestnenie kovov v niektorých provinciách sa dá vysvetliť aplikáciou teórie podsúvania krustálnych blokov doskovitých foriem.* Týmto výkladom sa obmedzuje počet genetických schém a modelov na minimum a súčasne sa analyzuje distribúcia prvkov starších ložísk s ohľadom na pôvodné zloženie kôry pred podsúvaním.

Výklad ilustroval prehľadnými tabuľkami a mapkami hlavne dvoch veľkých skupín rudných ložísk, a to:

1. *ložísk, ktoré vznikli na okrajoch platforiem pri podsúvaní blokov,*
2. *ložísk, ktoré vznikli vo vnútri platforiem pri podsúvaní.*

Do prvej skupiny začleňuje 12 menších podskupín, ktoré sa odlišujú navzájom látkove, časove, geneticky a pôvodom. Patria sem bahná čiernomorského typu, podiformné Cr rudy, stratiformné rudy s Pb, Zn, Cu, FeS_2, typ Kuroko, vulkanogénno-sedimentárne rudy Mn, magnetitové a sulfidické skarny s Cu, zlatonosné žily, bonanzy s Au-Ag rudami, porfýrové rudy s Cu—Mo, ďalej porfýrové rudy s Ag, Pb, Zn a ložiská s rudami W, Sn, Hg, Sb.

Takéto typy ložísk sa vyskytujú hlavne v cirkumpacifickom andsko-kordillerskom zvrásnenom systéme, ktorý prebieha popri pacifickom pobreží Ameríik na Aljašku, potom na Kamčatku, Kurily, Japonské ostrovy až po Indonéziu a Antarktídu. Iný takýto systém je alpínsko-himalájsky, ktorý ide zo severnej Afriky južnou Európou a Áziou až po Indonéziu, súostrovie Fidži a Nový Zéland tiež do Antarktídy.

Vnútri platforiem rozoznáva autor 10 veľkých oblastí: Španielska, Anglicka a Plateau central, Škandinávie, Uralu, Sibíri, Copperbeltu Afriky, Appalačského pohoria v USA, Veľkých severoamerických jazier, Skalistých hôr a Austrálskych Kordiller. Ďalej vyčleňuje oceánske oblasti a kontinentálne prahy.

V týchto oblastiach rozoznáva celú desiatku genetických typov ložísk, medzi ktorými je typ Pb, Zn, Ba, F ložísk, zvaný Mississippi Valley, železné rudy typu Messabi Range (Clinton), evapority michiganského typu, Cu rudy typu Red-bed (Copperbelt, Kupferschiefern), ďalej uránové a urán-vanádiové rudy colorádskeho typu, potom titáno-magnetitové a titanitové rudy v anortozitoch a iných bázikách, karbonatitové rudy s Nb, Ta, V, Pb, T, R; diamanty v kimberlitoch; stratiformné rudy chromitu grónskeho typu a napokon železnorudné metamorfované rudy kirumského typu s magnetitom.

Na oceánskych dnách rozoznáva mangánové konkrécie (často s Cu, Ni, Co), mangánovo-železité sedimenty, morské evapority, čierne bahná s Ti, Zr, magnetitom atď. Na kontinentálnych prahoch vznikajú podľa autora fosfority.

Takáto systematika ložísk zemegule je nadmieru zjednodušená a pritom umelá. Mnohé oblasti majú v podstate zmiešané typy ložísk. Ako vyplýva z povedaného, mnohé typy ložísk vznikali v závislosti na subsidencii, iné na paleogeografii a ďalšie na líniách, ktoré sa dnes posudzujú ako línie podsúvania oceánskych blokov pod bloky kontinentálne. Pritom na zloženie nových ložísk vplýval charakter starých prepracovaných ložísk prostredníctvom reaktivácie a naloženia mladších štruktúr.

Prof. E. A. NOBLE (Pasadena, USA) vystúpil s opačnou tézou, s tvrdením, že *medzi rudnými provinciami a teóriou podsúvania niet žiadnych vzťahov a súvisu.* Predložil celú škálu regionálnych máp zo západných oblastí USA. Podľa neho *rozmiestnenie provincií, zón, pruhov a kovov v nich je výsledkom heterogenity stavby a petrografického charakteru kôry a „upper mantlu"*, Priestorové a časové vzťahy medzi ložiskami a intrúziami sú podľa autora len štruktúrne.

Vystupovanie magmy z „upper mantlu" bolo spôsobené tlakmi, ktoré však uľahčili i procesy odlučovania kovov a ľahko pohyblivých látok z magmy.

Geochronologické údaje, ktorých je už v súčasnosti v mnohých krajinách dosť, ukazujú, že *intruzívne komplexy nesledujú lineárne vytiahnuté zóny*, rovnobežné s líniami podsúvania, *ale že vznikali v kruhovitých systémoch* (P. Brock!), *a to vždy staršie na okrajoch a mladšie v strede oblastí.* Staršími na okrajoch sú napr. prekambrické alebo paleozoické intrúzie, kým mladšie (alpínske) bývajú umiestnené v strede oblastí.

Ale aj v rámci jednej epochy (napr. alpínskej) možno sledovať kruhovité usporiadanie intrúzií podľa vekovej následnosti do stredu. Rozmiestnenie staroalpínskych intrúzií sledovalo okrajovo-externé časti oblastí, vo vnútornejšom oblúku sú umiestnené staroterciérne intrúzie a v centrálnych častiach mladoterciérne vyvreniny a s nimi združené ložiská. Priemery oblastí s kruhovitou stavbou sú až 1600 km.

Podľa Nobla uvedené javy teóriu podsúvania zo štruktúrnej stránky nepotvrdzujú. Z hľadiska podsúvania nemožno riešiť staré oblasti predkambrického, staropaleozoického, prípadne ani mladopaleozoického veku. To, *čo dnes vidíme, je* podľa Nobla *výsledkom mnohých opakovaných procesov tektoniky, magmatizmu a metalogenézy.*

Prof. K. C. DUNHAM (Londýn, Anglicko) v prednáške o geochemických a metalogenetických oblastiach fanerozoických platforiem rozoznáva tri druhy systémov štruktúrno-geologického

a metalogenetického charakteru: *geosynklinálne systémy, systémy starých štítov a systémy platforiem* (resp. pokryvov starých štítov).

Do geosynklinálnych systémov začleňuje napr. Appalačské pohorie, Kordillery a Andy. Vymenúva v nich príslušné typy a druhy ložísk. Tak napr. v appalačskej geosynklinále sú rozšírené typy Pb, Zn, Cu, Ba, F, U rúd, v kanadskom štíte napr. ložiská Sn, Co, Ni, Cu, U rúd, v Kordillerách ložiská veľmi pestrého zloženia (Fe, Mn, Cu, Bi, Ni, Co, Pb, Zn, Sb, As, Hg atď.).

Na príklade Veľkej Británie vyčleňuje tiež tri veľké štruktúrne jednotky: geosynklinálnu (kaledónsku), platformovú (kaledónsku) a starý štít. Každá z nich má iné ložiská.

Rovnako v Škandinávii vidí autor dve základné jednotky, zo stanoviska rúd úplne odlišné, a to zónu kaledoníd a zónu prekambria. Každá z nich má odlišné rudné ložiská.

Aj územie Francúzska delí na dve odlišné oblasti, a to Bretagne a Plateau central. Každá z nich má iný vek a inakšie typy ložísk. Bretagne má hlavne ložiská Sn, Mo, v Plateau central sú typy Au, Pb, Zn, Sb, Ba, As, Cu atď.

Predostrel tiež mapu mediteránnej Európy a v nej rozličné rudné formácie odlišného veku. Na našom území rozoznáva len dva typy Pb—Zn ložísk: prvý typ Ardovo a Drienok a druhý s polymetalickými neovulkanickými ložiskami.

Aj na mapách Eurázie a Afriky rozlišuje geosynklinálne štruktúry a ložiská, štíty a platformy.

Vekové rozdiely uránových ložísk vysvetľuje tým, že ležia v iných štruktúrno-geologických jednotkách. Tak napr. v okolí Mexického zálivu sú mladé, alpínskeho veku, v plato Colorado paleozoické a na Kanadskom štíte prekambrické. Pritom sa mení nielen zloženie ich hlavných minerálov, ale iné sú i vedľajšie prímesi. V prvom prípade sprevádzajú hlavné minerály Pb, Zn rudy, v druhom Cu a v treťom vanádiové rudy.

Z diskusie vyplynulo, že sa rudy na americkom kontinente tvorili aspoň v štyroch metalogenetických epochách: predkambrickej, kaledónskej, mezozoickej a terciérnej, a preto Dunhamove závery nemožno plne akceptovať. Ani pre ostatné krajiny ktoré sa v Dunhamovom výklade spomínali, táto schéma v plnej miere neplatí.

Prof. D. H. TARLING (Anglicko) sa zaoberal *problematikou paleomagnetizmu a jeho vzťahov k rudným ložiskám* v celosvetovom meradle. Podľa neho treba z hľadiska teórie podsúvania problém vidieť z dvoch hľadísk: môžu sa brať do úvahy iba ložiská vzniknuté pred rozdelením kontinentov (teda predjurské) alebo vychádzať z toho, že sa kontinenty po rozdelení značne od seba vzdialili.

Paleomagnetizmus má podľa Tarlinga svoj pôvod v „upper mantli" (hĺbky 120—250 km) a nie v povrchových javoch. Metódy paleomagnetického výskumu spočívajú v tom, že množstvo veľmi presných meraní sa musí graficky vynášať do máp, a to pre každý stratigrafický útvar zvlášť, a až potom sa dá niečo konkrétnejšie povedať o sťahovaní kontinentov.

Pozoruhodné sú pritom závery o niektorých typoch ložísk. Napr. sa zistilo, že ložiská niklu v Austrálii, Antarktíde, Indii a Afrike v prekambrickej epoche spolu súviseli a boli na jednom jedinom kontinente. Paleomagnetické výskumy tiež dokázali, že diamantové polia západnej Afriky a Guayany v Južnej Amerike pôvodne súviseli.

Zoskupenie a konfigurácia i zemepisné koordinácie jednotlivých kontinentov sa v priebehu geologických epoch značne menili. Tak napr. v cenomane bolo plytké, epikontinentálne more tiahnúce sa z Guinejského zálivu Afriky cez Saharu do zálivu Cyrenajka (Líbya). V Turecku sa napr. ešte v jure a v kriede nečrtala taká výrazná pásmová stavba ako v terciéri alebo dnes.

Zo stanoviska podsúvania kontinentálnych blokov ťažko posúdiť predjurské epochy. Nie je jasné, aký tvar mali jednotlivé kontinenty, a je vôbec otázka, či vznik rudných ložísk možno vysvetľovať len z hľadiska teórie podsúvania, i keď na druhej strane možno povedať, že i v predjurskom období vznikali na niektorých kontinentoch ložiská (napr. Pb, Zn, Ag ložiská Nórska a Írska).

Možno konštatovať, že význam paleomagnetizmu pre charakteristiku kontinentov v predjurskom období je sporný. Veľmi silne tu mohla pôsobiť napr. paleoklíma, t. j. detritus magnetických minerálov redepovaných do mladších sedimentov, ako to vidieť napr. pri ložiskách bauxitu (sadrovca, nafty a plynu z iných hľadísk).

Treba brať do úvahy, že len pojurské obdobie, a to v prípadoch, keď už neboli tieto horniny metamorfované a rekryštalizované, môže dať spoľahlivé výsledky o sťahovaní kontinentov. Pri starších útvaroch len typy kontinentálnych hornín sú zárukou presnejších výsledkov, i to len v prípadoch, keď neboli metamorfované a rekryštalizované.

Prof. INGERSON (Pasadena, USA) vystúpil s prednáškou *o geochemických oblastiach na dne oceánov*, a to na základe výsledkov početných námorných expedícií a vrtov, ktoré uskutočnili najmä Američania po druhej svetovej vojne.

Ako je známe, staršie petrochemické výskumy vyvrenín oceánov bazírovali na dvoch typoch magmy, a to pacifickom (toleitickom) a atlantickom (alkalickom, s nízkym obsahom alkálií a Ca).

Avšak množstvo neskorších dát, najmä z podmorských prahov Atlantického oceánu a Tichého

oceánu ukázalo, že aj *alkalické vulkanity* (napr. súostrovie Havaj) *vznikali asi diferenciáciou toleitickej magmy, ktorá je najpravdepodobnejšie jedinou magmou oceánskeho dna.*

Početné vrtné jadrá z vrtov Tichého, Atlantického či Indického oceánu ukazujú, že medzi nimi niet podstatného rozdielu. Rozdiely pochádzajú z toho, že sa vzorky analyzovali rozličnými metódami a v rozličných laboratóriách, prípadne tiež preto, že vzorky ovplyvnila morská voda. Rozdiely sú niekedy väčšie ako medzi bežnými diferenciátmi toleitickej magmy.

Autor sa prihovára za to, aby sa vzorky nespracúvali v mnohých laboratóriách, a keď sa tomu nemožno vyhnúť, treba použiť rovnaké metódy.

Chemické silikátové analýzy a výskum stopových prvkov oceánskych vzoriek ukázali, že ide o päť petrografických typov hornín, a to: hyperstenicko-olivínické gabro, intermediárne gabro, hortonolitické ferogabro, ferohortonolitické ferogabro a fayalitické ferogabro. Je to zoradenie podľa stúpajúcej bázicity. So stúpajúcou bázicitou stúpa aj obsah stopových prvkov, hlavne Cu, Mn, Ba, Zr, Sc, Y, La, Fe, P, avšak klesá obsah Sr, Cr, Ni, Co, Ga.

Prof. E. SZÁDECZKY-KARDOSS (Budapešť, Maďarsko) prednášal na tému *Metalogenéza a rozdelenie prvkov v zónach podsúvania* na príklade karpatobalkánskej sústavy Európy.

V súlade s novým modelom tektoniky platforiem *väčšina magmatických hornín pochádza podľa neho z čiastočne roztavených, asimilovaných sedimentárnych hornín v bazénoch, kde je poklesávanie dna do veľkých hĺbok výraznejšie.* Za takéto línie považuje autor lineamenty pozdĺž bradlového pásma Karpát, styku panónskeho bazénu s Karpatmi, murešskej línie a tiež pozdĺž vnútrodinaridnej línie.

Takéto línie nazýva sutúry (švy), resp. v zmysle G. Pánthóa majú transkrustálny charakter. Pozdĺž týchto sutúr došlo v rozličných oblastiach k vulkanickej činnosti, v balkanidách napr. v kriede, v Karpatoch v terciéri (miocéne), v dinaridách viackrát (v triase, jure, terciéri).

Vzťah panónskeho medzihorského masívu ku Karpatom je podľa názoru Szádeckého-Kardossa typu Benioffovej zóny (t. j. Karpaty a takisto i dinaridy sa podsúvajú pod panónsku platformu). Z rozličných hĺbok Benioffovej zóny dochádza k vulkanickej činnosti. Andezity pochádzajú až z hĺbky okolo 100 km, kým ignimbrity až z hĺbok 200—250 km. Pritom hĺbka Mohorovičičovej diskontinuity je napr. v pohorí Mécsek len 20—25 km.

Geochemická charakteristika eruptív panónskej tabule ukazuje plynulú diferenciáciu od ultrabázik cez báziká ku granodioritom až Sn-granitom, resp. v skupine efuzív od dunitov k andezitom až dacitom.

Pri geochemickej charakteristike operuje autor *obsahom síry*, ktorý je najvyšší pri typoch kontinentálnych hornín (do 0,4 %), kým v geosynklinálnych je len okolo 0,12 % a v oceánskych dokonca len 0,02 % S.

O katiónoch ťažkých kovov autor tvrdí, že ich síce produkovali magmatické roztoky, avšak ich síra pochádza (ako aj iné katióny) *z ílovitých hornín kontinentálneho pôvodu.* Také sú S, Se, Te, As, Sb, Hg. Izotopy síry mnohých sulfidických minerálov rudných žíl v Maďarsku ukazujú, že sú z aniónov descendentných aj ascendentných roztokov.

Dôsledky tejto koncepcie majú, pravdaže, odraz i v posudzovaní pôvodu viacerých prvkov aj v predrudnej alebo porudnej propylitizácii, prípadne ich kovových prvkov a prchavých látok. Vraví, že typy lahndillských rúd v orogénnych oblastiach alebo v geosynklinálach vôbec vznikajú preto, lebo obsah síry je tu nižší než v kontinentálnych podmienkach.

Za pravé magmatické útvary pokladá len pegmatity a pneumatolytické útvary. Obsah S je nižší, a preto sa tu tvoria hlavne silikáty, karbonáty, oxidy.

Za potvrdenie svojich teórií považuje autor rovnaký obsah prvkov v granitoidoch, v kôre, v taveninách, ako i v hydrotermálnych roztokoch. Špecifickú hustotu a špecifickú váhu hornín a rudných roztokov pokladá za dôkaz toho, že vznikli vo veľkej hĺbke. Napr. toleity majú hodnoty 6—10 cm/y, čo zodpovedá vzniku v hĺbke 700 km, vápenato-alkalické horniny majú hodnoty okolo 4 cm/y, čo zodpovedá hĺbke vzniku okolo 500 km, kým alkalické horniny majú len okolo 2 cm/y, čo zodpovedá hĺbke vzniku len okolo 300 km.

Z početných diskusných príspevkov k referátu vyplynuli niektoré doplnky, úpravy a spresnenia, i rozpornosti s faktmi. Jednou je napr. fakt, že podľa geofyzikálnych meraní medzi Karpatmi a Panóniou nevidno významnú transkrustálnu líniu, aspoň nie všade. Na poznámky, že teóriu geotumorov pre Karpaty vyslovil už Stille v r. 1953, odpovedal autor tak, že ak teória geotumorov Stilleho bola otcom, potom teória podsúvania je dieťaťom v tejto hierarchii a vo vývoji názorov.

Ako vyplýva zo stručných obsahov referátov, má teória podsúvania v súčasnosti svojich zástancov a apologétov, ale aj protivníkov. Problematickými sa zdajú najmä veľké hĺbky, z ktorých by mali pochádzať jednotlivé typy intruzív, ale aj mobilizácia takých prvkov, ako Fe, Mn v transformistickom procese, i keď, pravdaže, transformizmu podliehajú všetky časti kôry zeme, včítane ložísk Fe a Mn. No a nie dosť dobre súhlasia takéto názory aj s geofyzikálnymi údajmi.

II. Problematika metalogenézy veľkých regionálnych celkov viazaných na ultrabáziká a báziká

Do tejto skupiny referátov patrila prednáška G. G. Santosa z Filipín o hlavných črtách geológie a metalogenézy Filipín a M. Chouberta o strategickej prospekcii bázických a ultrabázických vyvrelín. Určitým spôsobom patrili sem aj prednášky prof. Karamatu z Belehradu a prof. F. Kostelku.

Táto skupina referátov sa zdá byť veľmi nesúrodá, avšak v podstate predstavuje len veľmi rozdielne pohľady na ten istý problém, ktorý sa v rozličných oblastiach rieši rozličnými metódami.

Referát G. G. SANTOSA *o rozmiestnení mineralizácií vo vzťahu ku geologickej stavbe Filipín* bol zámerne zvolený preto, že územie Filipín reprezentuje úsek, kde na povrchu vidieť typickú ukážku bývalého oceánskeho dna Tichého oceánu. Sú tu zastúpené útvary pokryvov simickej kôry od jury po súčasnosť, čo je vlastne v súlade s teóriou sťahovania kontinentov a s výskumami dna Tichého oceána v období posledných 25 rokov.

Druhým motívom, pre ktorý bol tento referát zvolený, bola okolnosť, že cez Filipíny prebieha veľká línia smeru SSZ—JJV, ktorá sa považuje za líniu podsúvania.

Línia podsúvania a ďalšie paralelné poruchy rozdeľujú územie Filipín na tri veľké metalogenetické oblasti: frontálny oblúk, tretí oblúk a JV časť Luzonu.

Frontálny oblúk sa vyznačuje ložiskami lateritického typu vo zvetraninovom plášti ultrabázických vyvrelín s Ni, Co, Fe, Cr rudami a tiež s intramagmatickými ložiskami chromitov a masívnych meďnatých rúd, zriedka ložiskami so sfaleritom.

Všetky ležia buď v ultrabázických horninách, prípadne v bázikách až v intermediárnych horninách, alebo aj v metamorfno-asimilovaných komplexoch v blízkosti ultrabázik, a to v blízkom okolí tzv. veľkej filipínskej tektonickej línie. Pozdĺž tejto línie dochádzalo vo viacerých fázach k intrúziám rozličných hornín. Môže byť líniou podsúvania.

V tzv. *treťom oblúku* sú typickými ložiskami zlatonosné sulfidy medi, s pyritom, magnetitom a molybdenitom. Sú združené s intermediárnymi vulkanitmi, v ktorých sa zriedkavo nachádzajú malé telesá ultrabázik. Ide o intramagmatické vanádiové magnetity.

Juhovýchodná časť Luzonu reprezentuje tretí, zmiešaný typ zón s vlastnosťami frontálneho oblúka a tretieho oblúka. Patrí sem i bazén mora Sulu, ktorý vznikol najskôr kontinentálnym driftom pozdĺž frontálneho oblúka.

Referát G. CHOUBERTA (Vysoká škola banská, Paríž) *o strategickej prospekcii ultrabázických a bázických komplexov* podáva orientačný a prvý informatívny obraz o vykonaných prácach štatistického charakteru pomocou počítacích strojov.

Referát sa dotýka rudných ložísk niklu, kobaltu, medi, diamantov, platiny a ďalších kovov viazaných na ultrabáziká v podobe intramagmatických zrudnení.

Predpokladom dobrých výsledkov je tu veľmi detailný súpis lokalít na formulároch predpísaného typu s údajmi pre okolné horniny (petrografia, chemické analýzy, stopové prvky, izotopy), ako i ložísk s údajmi veľkosti, tvaru minerálov, chemizmus stopových prvkov, sukcesívno-paragenetických vzťahov, izotopov atď.

Program pre počítacie stroje sa vypracúva tak, aby sa získali podklady na oceňovanie prognóz jednotlivých kovov, aby sa stanovili koeficienty pravdepodobnosti odkrytia nových ložísk.

Práce sú zatiaľ v počiatkoch a výsledky sa dajú čakať až v priebehu budúcich rokov. Autorom práce je početný kolektív geológov, petrografov, geochemikov a matematikov pod vedením prof. Laffitta.

Vo Francúzsku sa usudzuje, že je to síce práca veľmi zdĺhavá a tiež dosť drahá, ale pre stratégiu vyhľadávania surovín spätých s ultrabázickým magmatizmom potrebná.

III. Problémy metalogenézy veľkých regionálnych celkov a alpinotypných pohorí

Do tejto skupiny referátov patrila prednáška prof. S. Karamatu o území alpínsky zvrásnenej juhovýchodnej Európy až Malej Ázie, ďalej referát prof. Petraschecka o metalogenéze Východných Álp, ako i F. Kostelku o Pb, Zn rudách južných vápencových Álp na území Rakúska.

Tak ako v predošlých skupinách referátov i tu sa podali na ten istý problém dva protichodné pohľady, najmä pokiaľ ide o Východné Alpy. W. E. Petrascheck podal svoju známu metalogenetickú schému z pozície monoaktného hydrotermálneho vzniku všetkých dôležitých rúd počas alpínskej éry, zatiaľ čo F. Kostelka vyložil vznik juhoalpských Pb—Zn z pozície sedimentárneho vzniku.

Prof. St. KARAMATA (Belehrad, Juhoslávia) sa zapodieval v referáte problémami *metalogenézy Balkánskeho polostrova a Malej Ázie*. Rozoznáva tu veľké oblasti: karpato-balkanidno-pontickú na severe a dinaridno-helenidno-tauridno-anatolidnú na juhu, z ktorých má každá iné

typy magmatitov. Osobitnou skupinou sú mediánne masívy (Panónia, Macedónia, Rodopy, Taurídy).

Z podrobných petrometalogenetických štúdií Karamatu a jeho predchodcov vyplýva, že smerom na východ sa vulkanizmus a plutonizmus stávali postupne mladšími a bázickejšími. V severnej oblasti je hlavným kovom meď, v južnej olovo, zinok a antimón. Priestorové vzťahy magmatitov k ložiskám sú veľmi úzke. Aj v okolných horninách vulkanického i plutonického charakteru badať pritom zvýšený podiel tých kovov, ktoré sú rozšírené aj v ložiskách.

V severnej karpato-balkánskej až pontickej oblasti vidno v senónskych andezitoch i v laramických intrúziách zvýšený podiel medi a molybdénu, a to od Majdenpeku cez Bor, Panagiurište až po Giresuu a Murgul v Pontidách.

Naproti tomu vulkanity a magmatity južného dinaridno-helenidného až anatolidného pruhu majú veľa Pb, Zn, Sb, Hg, W, Mo, Bi, As, a to od Bosny cez grécko-pelagónsku zónu až po tauridno-anatolidné jednotky Turecka až Iránu.

Autor na záver konštatuje, že magma obidvoch oblastí (severnej a južnej) je rozličného pôvodu a z rozličných hĺbok. V južnej oblasti prevláda magma káliového typu (vznikla roztavením primárnych hornín obohatených o Pb a Zn). V tejto zóne sú bohatšie na Pb, Zn aj paleozoické a jurské granity.

Naproti tomu v severnej oblasti vznikla magma komplexného typu, a to pretavením podsúvaných blokov.

Smerom na východ (do Malej Ázie) sa postupne rozdiely medzi obidvoma opísanými oblasťami strácajú.

Prof. W. E. PETRASCHECK (Leoben, Rakúsko) zhrnul v referáte *o metalogenéze Východných Álp* hlavné argumenty, ktoré podľa jeho mienky hovoria *za alpínsky vek hydrotermálnych zrudnení.*

Podľa neho nahromadenie rudných ložísk sleduje veľké alpínske línie nasunutia na severe a juhu východoalpského kryštalinika. Avšak podľa názorov iných takéto rozmiestnenie rudných ložísk nie je však dôsledkom alpínskej tektoniky. Ide o rozličné genetické typy ložísk v Grauwackenzóne a v karbóne, ktoré sa zdajú byť zblížené v prehľadných mierkach máp, avšak v podrobných nevidno väzby, ktoré by ukazovali na vzťahy k alpínskej tektonike.

Operuje tvrdením, že siderity Erzbergu alebo magnezity typu Veitsch sú popríkrovové, potektonické a obliaky týchto rúd sú známe v gosauských zlepencoch. Takéto argumenty nie sú však presvedčivé, pretože alpského (kriedového) veku je prepracovanie a rekryštalizácia všetkých predalpských zrudnení, čo však nijako neznačí, že aj prínos kovov bol alpínsky.

Autor argumentuje tiež paleomagnetizmom západokarpatských ložísk hematitu, sideritu a magnezitu, ktorý vraj ukazuje na kriedový vek. Tento jav však ukazuje i v zmysle záverov Tarlinga (uvedené v úvode tohto príspevku) len na kriedový vek rekryštalizácie a prepracovania uvedených ložísk a nehovorí vôbec nič o pôvode Fe a Mg a o ich primárnom vzniku.

Za dôležitý argument považuje W. E. Petrascheck okolnosť, že siderity aj magnezity vystupujú vo viacerých útvaroch, pritom najmladšími útvarmi so sideritmi a magnezitmi, prípadne až Pb-Zn rudami, sú vrchný trias až jura, z čoho usudzuje, že pri monoaktnom procese zrudnenia ich vek musí byť mladší, t. j. kriedový.

Avšak nové výskumy vo Východných Alpách a v susedných krajinách (Juhoslávia, Československo, Rumunsko atď.) ukazujú, že siderity aj magnezity vznikali viacfázovo: v staršom paleozoiku siderity (Erzberg, Nižná Slaná, Železník), iné v mladšom paleozoiku (Poiana Rusca, Dobšiná), ďalšie sideritové ložiská vo vrchnom karbóne (Dobšiná, Mlynky), ešte ďalšie vo vrchnom perme a ešte i v strednom triase (Rudabánya). Takisto magnezity vznikali vo viacerých etapách: v kambrosilúre ložiská Pyrenejí, Východných Álp a Západných Karpát, iné v spodnom karbóne (Východné Alpy), potom vo vrchnom karbóne (Západné Karpaty) a potom ešte v spodnom triase salinárnym spôsobom (Východné Alpy, Západné Karpaty) a v strednom triase (Ortler — Východné Alpy). Podobne aj oloveno-zinkové rudy vznikali vo viacerých etapách, čo uznáva i W. E. Petrascheck.

Iným argumentom *v prospech monoaktného vzniku hydrotermálnych Fe, Mg zrudnení vo Východných Alpách je ich domnelé zonálne usporiadanie v profile Álp.* Zlatonosné žily v kryštaliniku Taur ležia podľa neho najbližšie k predpokladaným rudodarným granitoidom, ďalej od stredu pohoria sú medňaté žily typu Mitterberg, od nich smerom na okraj sideritové zrudnenia Grauwackenzóny a magnezity v karbóne, potom Pb, Zn rudy v triase severnej vápencovej zóny a v južných vápencových Alpách. Do externých zón patria aj barytové a ortuťnaté výskyty Východných Álp.

Avšak takéto zonálne usporiadanie vo Východných Alpách je len zdanlivé, v skutočnosti ide o zrudnenie rozličného pôvodu a veku, ktoré sa do dnešnej pozície dostali pod vplyvom príkrovov. Úplná väčšina spomínaných ložísk je predpríkrovová, predalpská.

Tak o zlatonosných žilách Vysokých Taur sa zistilo, že sú predpermské, pretože vo vrchnom

perme až spodnom triase je na uránových zrudneniach značný obsah detritického zlata. Tieto ložiská boli v alpínskej ére metamorfované.

Sideritové ložiská Grauwackenzóny (typ Erzberg) niektorí — aj rakúski geológovia — považujú za primárne a sedimentárne a v alpínskej epoche už rekryštalizované a mobilizované.

Tiež magnezitové ložiská typu Veitsch alebo typu Tirol považujú mnohí autori za sedimentárne (staropaleozoické, spodnokarbónske, spodnotriasové), a preto ich nemožno zaradiť do zonálnosti hydrotermálnych ložísk Východných Álp.

Oloveno-zinkové ložiská v strednom triase Východných Álp sa už dávnejšie považujú za syngenetické (čo pripúšťa i W. E. Petrascheck), a preto tiež nepatria do hydrotermálnej zóny východoalpských ložísk.

Doc. F. KOSTELKA, hlavný geológ bleiberských Pb—Zn baní, sa zaoberal *problematikou vzťahov medzi geochemickým charakterom južných vápencových Álp a ložiskami olova a zinku typu Bleiberg*.

Na rozdiel od predchádzajúceho autora považuje F. Kostelka typ Pb—Zn rúd typu Bleiberg za *syngenetické*, teda triasové, závislé od synchrónneho vulkanizmu geosynklinálneho charakteru. Množstvo vrstvových textúr milimetrového, centimetrového, decimetrového až metrového radu a viazanosť rúd s litofáciami v regionálnom meradle (dolomity, slienité polohy) nenechávajú nikoho na pochybách, že ide o zrudnenie synsedimentárne, neskoršie v alpínskej ére rekryštalizované, v dôsledku čoho majú niektoré časti „metasomatický" charakter.

V južných vápencových Alpách je známych 66 výskytov Pb—Zn rúd v strednom triase. To isté je aj na talianskom území. Preto autor vyhľadávanie rudy priečnymi geochemickými profilmi po celkovej dĺžke rakúskeho územia. Výsledky ukazujú, že na celej dĺžke je stredný trias obohatený o Pb a Zn (ladin, karn). Avšak veľké ložiská v ťažbe nijako nesúvisia s maximálnymi obsahmi zistenými na geochemických profiloch. Z toho autor uzatvára, že pre nahromadenie ekonomicky dôležitých ložísk boli dôležité najskôr lokálne javy.

Dôležitým konštatovaním autora je, že drávske mezozoikum s Pb—Zn rudami je autochtónneho charakteru a nie je príkrovové, a tiež, že severne od mezozoika drávskej zóny je známa paflagonická línia (brázda, lineament), pozdĺž ktorej vyvreli viackrát počas geologického vývoja rozličné eruptívne horniny (durbachity, diabázy, tonality). Jedna epizóda sa odohrala i v strednom triase v podobe diabázov a ich tufov. A práve s týmito horninami súvisí najpravdepodobnejšie zrudnenie typu Bleiberg.

Geochemické výskumy celého územia ukazujú, že stredný trias je obohatený tiež o Mo, Sr, Ta atď. a sú tu známe tiež obzory stroncianitu.

IV. Problémy metalogenézy platformových oblastí

Ako prototyp takejto oblasti bol zvolený región Bretagne vo Francúzsku, ktorého charakteristiku zo stránky geologickej a ložiskovej podal prof. E. LEUTWEIN.

Autor tu odlišuje dva typy granitoidných hornín, a to petrograficky, podľa veku, geochemicky a metalogeneticky:

1. *granitoidy prekambrického veku* — skoro sterilné, resp. s malými podielmi zrudnení Sn, Mo, U a
2. *granitoidy varisko-rudonosné* s ložiskami Sn, Pb, Zn, Sb, U, Th.

Prvá skupina granitov, ktorých vek je 570 miliónov rokov, sa vyznačuje biotitickým aj dvojsľudovým charakterom. Občas ide o porfyrické a amfibolické variety. Ich celkový petrografický charakter zodpovedá granitom, granodioritom až trondhjemitom. Takéto granity bývajú sterilné.

Avšak v prípadoch, keď boli takéto granity prepracované, reaktivované a granitizované ešte raz vo variskej ére, bývajú v nich drobné zrudnenia typu Sn, Mo, U, a to pegmatitového, pneumatolitového a greisenového typu.

Granitoidy variského veku sú buď prekambrického pôvodu a vo variskej ére boli dodatočne prepracované, alebo išlo o samostatné jednorazové variské intrúzie. Ich absolútny vek sa pohybuje okolo 300 miliónov rokov.

Poväčšine sú tieto horniny silne diferencované, anatektické, biotitického zloženia a so značným obsahom zirkónu. V granitoch bývajú veľmi často akumulácie kasiteritu, volfrámových a molybdénových zrudnení až ložísk. Ale i hydrotermálne rudy Pb, Zn, Sb sú v nich známe. Častejšie sú v nich tiež ložiská a výskyt uránu a tória. Oveľa hojnejšie sú v nich zrudnenia vtedy, keď ide o anatektity a prepracované staršie — prekambrické horniny.

Okrem petrografie sa skúmala geochemická povaha granitoidov asi na 15 prvkov, a to hlavne v ortoklasoch, biotitoch a muskovitoch. Ukázalo sa pritom, že viac diferencované granity obsahujú bohatšiu škálu stopových elementov. Štúdium vzájomných vzťahov viacerých stopových elementov dokumentovalo určitú závislosť od veku (napr. Ba—Zr).

Výskum izotopov Sr 87 a Sr 86 ukázal obdobnú diferenciáciu a podľa ich vzťahov bolo možno

určiť nielen vek, ale i typy premien. Zistilo sa, že premeny v granitoidoch trvali viac miliónov rokov. Išlo pritom hlavne o migráciu stopových elementov, postupom času došlo napr. k nahromadeniu Sn, Th a U. Zovšeobecnením výskumov teda je, *že rudonosnosť či nerudonosnosť granitoidov nie je výsledkom veku, ale funkciou prepracovania a diferencovanosti.* Rozhodujúcim je, či granitoidy vznikali ako *tiefplutonity* alebo *hochplutonity*.

Pôvod granitov často vyplýva i z chemických analýz makroelementov (Ca, Mg). Avšak o pôvode takých zrudnení, ako je Sn, Nb, Ta, ťažko ešte povedať definitívne závery.

Podrobný geochemický výskum dovoľuje použiť výsledky i pri praktickej prospekcii granitoidných oblastí na také prvky, ako je Sn, W, Mo, Nb, Ta, B, U, Th, TR.

Závery Leutweina sa teda vyznačovali hlbokou odbornosťou, veľmi širokým využitím všetkých moderných metód a dôkladným a detailným pohľadom do problematiky geológie a metalogenézy granitoidov, čo vzbudilo medzi účastníkmi sympózia náležitú pozornosť.

V. Problémy pôvodu kovov

Prof. W. E. PETRASCHECK v referáte *o pôvode kovov* podal v úvode prehľad histórie tejto problematiky, ktorá sa rieši už skoro sto rokov. Klasický model priamych vzťahov medzi rozličnými kovmi a rozličnými magmatickými horninami bol však podrobnejšie rozpracovaný až začiatkom nášho storočia (Spurr, Lindgren, Blondel). Tieto schémy zvýrazňovali význam magmatickej diferenciácie pre vznik a migráciu rudných roztokov.

Zdôrazňoval sa tiež časový faktor, keď Blondel považoval za prekambrické hlavne ložiská Au, Ni, Pt, U a v mladšom prekambriu vznikali podľa neho ložiská Cu, Co, Ni, Nb. Tieto myšlienky rozvinuli neskoršie Bilibin a Laffitte, ktorí prisudzujú prekambrický a paleozoický vek ložiskám Cr, Pt, Ni, U, Au, Ti, kým v mladších epochách (v mezozoiku) rastie význam Cu, Pb, Zn a v mladšom paleozoiku význam ložísk Sn, W, Mo rúd.

Sullivan vysvetľoval tento jav tak, že počas postupného vývoja Zeme dochádzalo v mladších epochách k intenzívnejšej hybridizácii kôry s „upper mantlom", t. j. postupne vraj vzrástla úloha bázik a ultrabázik ako zdrojov kovov.

Avšak v priebehu ďalšieho vývoja sa poukazovalo na to, že tieto procesy nie sú pre zdroje a pôvod kovov rozhodujúce. Pritom sa zdôraznilo, že z „upper mantlu", teda z veľkých hĺbok pochádzajú len niektoré prvky (Cu, Ni, Cr, Pt, diamanty), a to v súvise s intruzívnymi formami hornín. V mladších geologických epochách rastie úloha ofiolitového vulkanizmu bázického charakteru a v súvise s tým dochádza k vzniku ložísk Fe, Mn a tiež Cu, Pb Zn atď. Posledné prvky pochádzajú však zo sialických častí kôry. Takého pôvodu sú i Sn, W, Be, Au, ktoré sa však viažu na kyslé intruzíva alebo efuzíva.

Z povedaného vidieť, že *na každý typ magmatitov sa viažu iné kovy*. Tieto procesy možno vysvetliť aj postupnou diferenciáciou jednej magmy, ktorej zloženie bolo v počiatkoch ultrabázické a postupne sa ďalšími diferenciačnými procesmi menilo na bázické, potom intermediárne až kyslé. Najnovšie výskumy (napr. Ingerson) ukazujú, že to v prírode tak môže byť, a podľa toho sa považujú Ni, Cr, Co, Cu za bazaltofilné, kým prvky Pb, Zn, Sn, W, Mo, Au, U, Th, T.R., Sb, Hg, Ba, F atď. za granitofilné.

Prof. WEDEPOHL (Göttingen, NSR) podal *základné geochemické, chemické, fyzikálne a genetické údaje o prvkoch Pb, Zn, Cu, a to hlavne z hľadiska hydrotermálnych procesov*, ktoré sa musia brať do úvahy, ak sa riešia genetické podmienky ich vzniku. Treba pritom rešpektovať tiež experimentálne údaje, bez ktorých sa mnohé javy v prírode nedajú dosť dobre vysvetliť.

Pre transport a koncentráciu uvedených kovov je najdôležitejšia ich rozpustnosť v rozličných systémoch, ako sú silikáty, oxidy, sulfidy atď.

Experimenty a pozorovania v prírode ukazujú, že minerály olova sa najčastejšie vyskytujú so silikátmi, minerály zinku najčastejšie v asociácii s karbonátmi a silikátmi, kým meď sa najčastejšie koncentruje v asociácii so sulfidmi, a to v rozličnom prostredí.

Prehľad typov minerálnych vôd vo svete ukazuje, že najväčšia rozpustnosť a možnosť transportu majú tieto kovy v slanom, potom kyslom, uhličitanovom a napokon v síranovom prostredí.

Pokiaľ ide o vplyvy magmatickej diferenciácie na distribúciu prvkov, ukazuje sa, že *čím je stupeň diferenciácie vyšší, tým viac Pb, Zn, Cu z magmy uniká.*

Principiálne je možná tiež mobilizácia a regenerácia, najmä počas tektonických pohybov, metamorfných procesov a vylúhovanie povrchovými vodami. Pritom je veľmi dôležitý pohyb roztokov, ak spoluúčinkujú tlak a teplota. Najdôležitejšie je však presýtenie roztokov a rýchlosť prúdenia.

Je len samozrejmé, že v kontexte hydrotermálneho procesu sa predpokladajú tiež prívodné kanály a cesty zdroja k ložisku.

Klasifikácia tektonických štýlov gemeríd[1]

(*3 tab.*)

PAVOL GRECULA*

Tektonická stavba Spišsko-gemerského rudohoria je predmetom sústavnej pozornosti. Príčinu treba vidieť nielen v čisto teoretických otázkach, ale najmä v priamej súvislosti medzi tektonickými štruktúrami a lokalizáciou zrudnenia.

Charakter tektonických deformácií, resp. asociácia tektonických štruktúr, ktoré tvoria obsahovú náplň tektonického štýlu, je podľa W. B. Harlanda (1956) závislá od tektonickej fácie — v rámci nej predovšetkým od litologického charakteru deformovaných súvrství, a od morfológie a veľkosti deformácie. Tektonická sekvencia, tektonický dátum a orientácia štruktúr sú ďalšími kritériami klasifikácie tektonických štýlov.

Splnenie kritérií tektonických štýlov v gemeridách umožňuje ich klasifikáciu (tab. 1). Uvedené štýly sú základné a majú ďalšie variácie, a to predovšetkým pri ich aplikácii na menšie rajóny, pri ktorých je preskúmanosť už veľmi podrobná. Klasifikácia štýlov uvedená v tab. 1 sa týka najmä mega a makrotektonickej veľkostnej kategórie.

Mezotektonické štýly sú objektom terénneho výskumu a najmä prieskumu ložiskových rajónov. Možno ich obsiahnuť priamym pozorovaním v banských priestoroch, v sústave povrchových odkryvov a pod. Je to základný materiál na štúdium väčších celkov a štýlov vyšších kategórií, ďalej na riešenie zákonitostí mineralizovaných tektonických štruktúr, vzťahu časového vývoja tektonických deformácií a mineralizačných etap, ako aj na stanovenie sukcesie tektono-metamorfných procesov v geologickom vývoji, preto sa mu venuje aj najväčšia pozornosť.

Pri klasifikácii mezotektonických štýlov hrá veľmi dôležitú úlohu látková — litologická náplň deformovaných komplexov. Tá určuje základné tvary ohybových deformácií a podstatne vplýva aj na charakter a frekvenciu foliačných, puklinových a všeobecne disjunktívnych štruktúr. Preto v rozličných litostratigrafických úrovniach, resp. aj v rozličných oblastiach v rámci jednej stratigrafickej jednotky variácia foriem a veľkostí tektonických deformácií je veľmi bohatá. Základné pomenovanie štýlu je podľa dominujúcej tvarovej deformácie. Ďalšie doplnkové názvy možno voliť napr. podľa obsahu drobnotektonických prvkov.

Veľké množstvo údajov najmä v rudných rajónoch, ktoré možno zhodnotiť podľa uvedených tektonicko-faciálnych kritérií, je cenným materiálom na to, aby prostredníctvom vyčlenenia súborov tektonických deformácií — štýlov bolo možno riešiť aj otázku vzťahu zrudnenia k tektonike a teda aj k horninovému prostrediu, a tak aj racionálnejšie riešiť ložiskové problémy a vyhľadávanie ložísk nerastných surovín.

Zistenia, ktoré poskytuje štúdium v rámci mezotektonickej veľkostnej kategórie, umožňujú však aj oveľa podrobnejšie a presnejšie definovať makrotektonické štýly (tab. 1).

Na základe nich možno urobiť regionálnejšiu a zásadnejšiu orientáciu tak v geologicko-tektonických a metalogenetických otázkach väčších jednotiek alebo oblastí, ako aj pri ich ložiskovo-prognóznom hodnotení.

---

1) Tento článok je abstraktom z prednášky na II. tektonickej konferencii v Smoleniciach konanej 27. — 29. 11. 1972.

* RNDr. Pavol Grecula, CSc, Geologický prieskum, n. p., Stará Spišská cesta, 040 51 Košice 1

Tektonické štýly v Spišsko-gemerskom rudohorí (veľkostná a tvarová klasifikácia)

Tab. 1

Veľkostná kategória	Tvarová klasifikácia			Výsledné štýly
	Príkrovový			
Megatektonické štýly	Megavrásový	Regionálnych prešmykov a násunov	Zlomovo-blokový	štýl čiastkových príkrovových násunov, alebo megavrásovo--prešmykový
Makrotektonické štýly	Kategória vrásových štýlov: tektonické štýly: — veľkých otvorených vrás v Ca, P, T, zriedkavo v st. paleozoiku — stlačených až monoklinálnych vrás (hlavne v st. pal.), indukované vrásy v Ca, P, T, pohltené jadrá synklinal, strmé a ležaté vrásové štruktúry — vejárovitých vrás — voľného povrchového vrásnenia	Kategória vrásovo-zlomových štýlov: tektonické štýly: — vrásovo-prešmykový (základný štýl gemeríd) — šupinatý spätných násunov (v okrajových zónach)	Kategória zlomových štýlov: tektonické štýly: — bloková stavba — prešmykovo-poklesový	vrásovo-prešmykový až šupinatý alebo vrásovo-prešmykovo-bloková stavba
Mezotektonické štýly	vrásové — pomenovanie podľa typov vrás	podľa prevládajúcich disjunktívnych a ohýbových prvkov, napr. štýl klivážových vrás, vrásový s vejárovitou klivážou, drobne šupinatý ap.		

Postupnosť tektonických deformácií v Spišsko-gemerskom rudohorí (tektonická sekvencia, tektonický dátum, tektonická orientácia)

Orogén	hercýnsky	alpínsky				
Deformačné fázy	sudetská (?)	prvá hlavná fáza vrásnenia	druhá fáza	tretia (druhá hlavná) fáza vrásnenia		popaleogénna tektonika
Počet defor. fáz	1	2	3	4	5	6
Súbory tektonických deformácií	zvrásnenie staršieho paleozoika, kryštalizovaná metamorfóza vznik vrstevnej bridličnatosti (s_1)	a) dotvorenie vrásových štruktúr v staršom paleozoiku vznik megavrásovej stavby vznik indukovaných vrás v spod. častiach Ca, P, T vznik otvorených vrás v Ca, P, T b) vznik kliváže (s_2) v st. paleozoiku vznik vrstvovej bridličnatosti v Ca, P, T c) vznik vrásových prešmykov prešmyky násuny (prvá fáza príkrovového nasunutia) spätné prešmyky Tektonické štýly: vrásovo-prešmykový monoklinálnych vrás otvorených vrás v Ca, P, T voľného (independ.) vrásnenia	obdobie žulových intrúzií a zrudňovacích procesov vyklenovanie (smerné aj priečne v dôsledku intrúzie zvýraznenie a otváranie zlomov vznik ďalších pozdĺžnych aj priečnych zlomov zdvihy a poklesy	vznik regionál. prešmykov a násunov, vznik šupinatej stavby v exponovaných zónach vznik s_3 — bridličnatosti v st. paleozoiku a s_2 v Ca, P, T dislokačná met. vznik smerných subhorizontálnych zlomov (porudná tektonika) ukončenie príkrovového nasunutia gemeríd Tektonické štýly: príkrovový dotvorenie vrásovo-prešmykového (malé aj regionálne prešmyky) šupinatý bradlový vejár. vrás	obdobie tektonického uvoľnenia a priečnych elevácií a depresií pukliny zlomy	vznik hlavného párového zlomového systému (SZ, SV) a odvodených zlomov zdvihy, poklesy posuny Tektonický štýl: bloková stavba
Tektonická orientácia	približne V—Z	V—Z,	zachováva sa predchádzajúca orientácia	dotvorenie vyklenutia spišského oblúka	zachováva sa predchádzajúca orientácia	ako predtým, vznik zlom. systému SZ, SV

Zonálnosť tektonických štýlov Tab. 3

Tektonický profil Vertikálna zonálnosť	Tektonický obraz Horizontálna zonálnosť
I. Spodná tektonická etáž Účinky tektonicko-deformačných fáz hercýnskych a alpínskych Zahrňuje staršie paleozoikum, miestami Ca, P, T Tektonické štýly: — silne stlačených až izoklinálnych vrás — vrásovo-prešmykový — šupinatý — regionálnych prešmykov a násunov Ďalšie znaky: — dominujúca s_2 a s_1 bridličnatosť (lokálne s_3) — B-tektonity — metamorfná rekryštalizácia II. Vrchná tektonická etáž Účinky deformačných fáz alpínskych Zahrňuje mladšie paleozoikum, miestami trias Tektonické štýly: — voľného povrchového vrásnenia — otvorených vrás — prešmykovo-poklesové Ďalšie znaky — vrstevná bridličnatosť len v Ca, P, T — málo významná priečna bridličnatosť	1. Tektonická zóna čelného príkrovového nasunutia (lubenícky a margeciansky úsek) 2. Tektonická zóna severogemeridná 3. Tektonická zóna centrálnych gemeríd (staršie paleozoikum) 4. Tektonická zóna rožňavskej línie 5. Tektonická zóna Slovenského krasu (mladšie paleozoikum a mezozoikum na juhu gemeríd)

Tektonická postupnosť deformácií je dnes pri tektonickej analýze gemeríd azda najzložitejším problémom. Vyplýva to hlavne z metachrónneho a polygénneho vývoja deformácií. Elementárne štýly (zodpovedajúce zvyčajne jednej deformačnej fáze), ktorých vyčlenenie by umožnilo stanoviť aj ich tektonickú sekvenciu, sú však veľmi prepracované. Preto aj predstava uvedená v tab. 2 je iba odrazom dnešných poznatkov.

Súbory tektonických štýlov, ktoré sa vyskytujú v určitých oblastiach alebo vertikálnych zónach, dávajú možnosť vyčleniť v zmysle práce J. Jaroša (1971) ich vertikálnu a horizontálnu zonálnosť (tab. 3).

Na základe prítomnosti rozličných tektonických štýlov v plošnom tektonickom obraze Spišsko-gemerského rudohoria, spoločného priestorového výskytu bázických hornín paleozoika a mezozoika, postupného zvyšovania bázicity vulkanitov od starších k mladším súvrstviam, rozličného tektofaciálneho vývoja paleozoika severne a južne od rožňavskej línie je možno usudzovať, že gemeridy tvoria veľký príkrov paleozoického epikryštalinika a mezozoického obalu. Jeho domovská oblasť sa nachádza v oblasti rožňavského hlbinného zlomového pásma (s bázickým vulkanizmom v rakoveckom vývine staršieho paleozoika, v karbóne a spodnom triase), a najmä južne od neho. Odtiaľ bol presunutý k severu cez veporidné kryštalinikum.

Geologický prieskum, n. p.,
Geologické stredisko Košice

RECENZIA

pokračovanie zo str. 85

3. Alwyn Wiliams má v zborníku referát o štruktúre vápnitých schránok fosílnych a recentných brachiopód. Autor sa obšírne zaoberá štúdiom stavby schránok fosílnych aj recentných brachiopód. Základnou stavebnou hmotou schránok sú mukosacharidové vrstvy, vláknité proteínové vrstvy a organické membrany. Zaoberá sa rozdielmi v základnej stavbe skupín Strophomenida, Dicryonellidina a rozličných rodov zo skupiny Articulata. Na základe štúdia stavby schránok pod ESM uvádza autor rozdiely v mikroštruktúre, ktoré pomohli pri riešení veku hlavne paleozoických foriem. Referát dopĺňajú početné fotografie mikroštruktúry brachiopód, náčrty štruktúry a dôležitá tabuľka, v ktorej autor načrtol schému vývoja spomenutých skupín od proterozoika po kenozoikum.

4. D. A. Griffiths a J. G. Sheals píšu o použití ESM v systematike akarín. Autori pomocou ESM našli spôsob klasifikácie skupiny Astigmata a Cryptostigmata. Zo skupiny Cryptostigmata zistili pomocou ESH veľa nových štruktúr pre klasifikáciu čeľade Phthiracaridae a Euphthiracaridae. Pri štúdiu použili rozdiely v štruktúre segmentov nôh. Referát dopĺňajú kresby, tabuľky a fotografie.

5. P. C. Sylvester—Bradley v referáte — Reakcia systematikov na revolúciu v mikropaleontológii vysvetľuje využitie metodiky ESM najmä v mikropaleontológii. Použitie tejto modernej metódy v uvedenej disciplíne, ako aj v palinológii považuje autor za revolučnú zmenu v doterajšej koncepcii výskumu v týchto odboroch. Referát je dôležitý najmä preto, že uvádza techniku prípravy preparárov, ich čistenie a techniku snímania pod ESM. Upozorňuje na možnosti zlepšiť techniku fotografovania, napr. naprašovaním kovov (Al) a pod.

6. Denise Nošlová referuje o použití ESM v definícii rodových kritérií fosílnych Coccolitophoridae. Autorka sa zaoberá významom ESM pri určovaní fosílnej nanoflóry. Uvádza rad predností ESM (otáčivosť preparátu, väčšia možnosť štúdia hĺbky povrchu) oproti karbónovým replikám používaným pri transmisnom mikroskopovaní. Ako príklad použila autorka rozdiely, ktoré zistila medzi vrchnokriedovými rodmi (Ahmuellerella, Eiffelitus, Stradneria, Cylindrali hus, Markalius).

7. Wiliam W. Hay publikuje referát o ESM a jej uplatnení v systematike mikropaleontológie. Autor rozvádza možnosti použitia ESM v mikropaleontológii a podčiarkuje jej význam najmä pri planktonických foraminiferách. Uvádza, že množstvo informácií získaných určovaním pod binokulárnym stereoskopickým mikroskopom je na potrebnú diferenciáciu druhov príliš malé. Pri metóde ESM pri malých rýchlostiach snímania (asi 100 riadkov rastra) sa môže získať asi 400-krát viac informácií o povrchu foraminifer než starou metódou.

8. Y. Reyre píše o inaperturátnych peľoch mezozoika Sahary a pokúša sa o klasifikáciu na základe štúdia ESM. Uvádza opisy niektorých druhov čeľadí Texaceace, Cupressaceae, Araucariaceae na základe štúdia mikroštruktúry ich peľov. Tvrdí, že treba brať do úvahy ich opisy pod optickým mikroskopom doplnené novými poznatkami o mikroštruktúre exiny. Nomenklatúra by mala byť kombináciou tra-

dične používaných umelých druhov s novými formami štruktúry exiny a s pravdepodobným botanickým taxonóm. Ak doterajšie opisy nevystihujú charakteristiku druhu (pod optickým mikroskopom), treba urobiť novú druhovú diagnózu, ktorá musí zodpovedať publikovanej validnej diagnóze. Svoje poznatky autor demonštroval na druhoch spomínaných čeľadí. Referát patrí medzi prvé, ktoré sa zaoberajú morfologickým štúdiom fosílnych peľov pomocou ESM, a preto je veľkým prínosom pre odborníkov, ktorí budú používať v palinológii ESM.

9. R. Ross a Patricia A. Sims píšu o rodových hraniciach čeľade Biddulphiaceae na základe ESM. Referát je špecializovaný dosť úzko na systematické znaky niektorých rodov tejto čeľade. Okrem konkrétnych výsledkov autori predkladajú metodiku prípravy preparátor pod ESM. Referát je doplnený fotografiami druhov rodu Triceratium, Biddulphia a Cerataulus.

10. A. T. S. Ramsey sa v rozsiahlom referáte venuje štúdiu starotreťohorného vápenatého nanoplanktónu zo severného Atlantického oceána pomocou ESM. V úvode sa zaoberá významom ESM pri štúdiu vápnitého nanoplanktónu. Uvádza výsledky z vlastného výskumu, hlavne z oceánu. Dôležitá je kapitola o aplikácii ESM pri štúdiu nanoflóry. Význam štúdia mikroštruktúry v stratigrafickom výskume dopĺňa autor korelačnou stratigrafickou tabuľkou, na ktorej porovnáva výskyt niektorých druhov vápnitej nanoflóry so zónami vypracovanými na základe planktonických foraminifer podľa Bolliho (1966). V kapitole o ekologickom štúdiu vápnitej nanoflóry autor porovnáva fosílne druhy s recentnými a poukazuje aj na ekologické podmienky a to hlavne v terciéri.

11. M. C. Boulter referuje o ultraštruktúre kutikuly niektorých recentných fosílnych druhov konifer. Autor podáva poznatky o štúdiu kutikúl listov niektorých druhov konifer. Svoje poznatky o ultraštruktúre kutikúl považuje autor pri identifikácii druhov za dôležité. Poznatky získané štúdiom pod ESM pokladá za veľmi dôležité aj pri osvetlení evolučného procesu konifer. Referát je doplnený nákresmi a tabuľkami fotografií pod ESM.

12. Lilian E. Hawkerová publikuje referát o použití ESM pri výskume a klasifikácii húb. Autorka píše o problematike použitia ESM pri štúdiu exiny a pri výskume v ich klasifikácii. Za najvýhodnejšiu považuje kombináciu výskumu pod optickým mikroskopom, elektrónovým transmisným mikroskopom a ESM.

13. Roger Heim a Jacqueline Perreauová podávajú výsledky štúdia axiny bazídiospór pomocou ESM. Výskumom mikroštruktúry exiny spór sa ukázalo, že ornamentácia pri tejto skupine je oveľa komplikovanejšia, než ako je to známe z doterajších výskumov pomocou optického mikroskopu. Ďalej autori uvádzajú opis jednotlivých štruktúr bazídiospór a dopĺňajú ho fotografiami pod ESM a perokresbami.

14. S. T. Williams a C. J. Veltkamp sa zaoberajú významom ESM pri výskume Actinomycetes. Pre malú veľkosť jedincov tejto skupiny a veľmi jemnú štruktúru bolo veľmi ťažké pozorovať ich v laboratórnom prostredí a niekedy až nemožné vo vlastnom prírodnom substráte. ESM do veľkej miery tieto ťažkosti odstránila. Autori opisujú metodiku prípravy preparátov pod ESM a použitie ESM pri štúdiu Actinomycetes. Zaoberajú sa taxonomickou hodnotou niektorých rodov a ich identifikáciou.

15. K. L. Alvin referuje o štúdiu fosílnych epifitných húb pomocou ESM. Autor sa zaoberá tými epifytnými hubami, ktoré sa viažu na konifery, lebo tie sú málo odolné voči macerácii, a preto neboli doteraz preskúmané pod optickým mikroskopom. Oproti nim je skupina, ktorá sa viaže na Angiospermae a dostatočne známa z výskumov pod optickým mikroskopom. Autor sa v referáte zaoberá opisom niektorých druhov skupiny Microthyriales. Porovnáva výsledky výskumu uvedenej skupiny oboma metódami. Referát dopĺňajú mikrofotografie niektorých druhov rodu Stomiopeltites a Microthalites pod ESM.

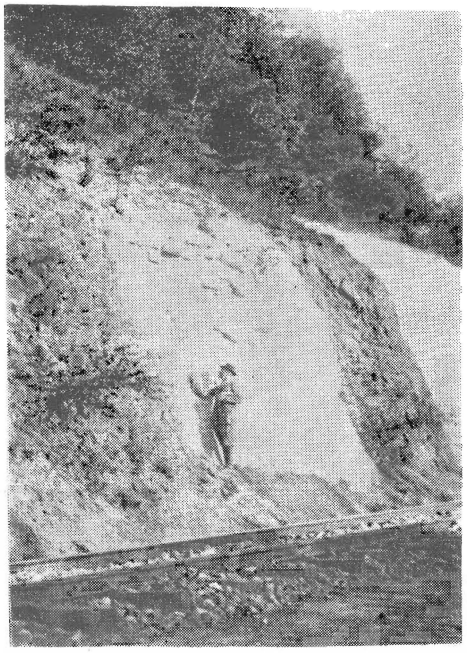
16. Patrick Echlin má v zborníku referát o labilnom biologickom materiáli pre výskum v ESM. Uvádza metodiku prípravy rozličného biologického materiálu určeného na ESM. Väčšina biologického materiálu obsahuje vodu, ktorú treba pre vákuové prostredie odstrániť. Pokladá za potrebné vypracovať pre každú disciplínu osobitnú metódu dehydratácie, fosílneho aj recentného materiálu.

Súbor 16 referátov je veľmi aktuálny. Moderný palentologický výskum pomocou ESM sa začína používať na mnohých pracoviskách. Referáty môžu byť návodom na prácu takmer vo všetkých špecializáciách, ktoré sa u nás používajú pri biostratigrafickom hodnotení, ako aj pri paleobotanickej a paleozoologickej práci. Recenzované referáty nepodávajú konečné výsledky výskumu, lebo z celosvetového hľadiska sa táto metóda používa len niekoľko rokov. Autori sa usilovali zhodnotiť význam tejto metódy a jej použitie považujú za revoučný krok v celej paleontológii. Ilustrácie majú príkladnú technickú úroveň.

Eva Planderová

KRONIKA

Juraj Teschler



Jedným z geológov, ktorí na začiatku XX. stor. v značnej miere prispeli k rozšíreniu poznatkov o geologickej astvbe a petrografickom zložení Kremnických vrchov, bol Juraj Teschler.

Juraj Teschler sa narodil 5. mája 1851 vo Vernári v Gemerskej župe v rodine lesného správcu Vincenta Teschlera ako najmladší syn z dvanástich detí. Vo Vernári prežil najranejšie detstvo. Tu začal chodiť do ľudovej školy. V stredoškolskom štúdiu pokračoval v Levoči a Miškovci. V priebehu stredoškolského štúdia sa u neho vyhraňuje záujem o prírodné vedy. Po úspešnom skončení strednej školy v r. 1872 sa zapisuje na prírodovedeckú fakultu budapeštianskej univerzity na odbor prírodopis—chémia. Na vysokej škole prejavuje mimoriadny záujem o petrografiu a geológiu. Pre tieto disciplíny našiel na univerzite skvelého učiteľa v osobe profesora J. Szabóa, ktorého prednášky horlivo navštevoval. Po ukončení univerzitných štúdií r. 1876 nastupuje ako asistent u profesora Szabóa na katedru geológie a petrografie. R. 1877 prichádza do Kremnice na jednoročnú pedagogickú prax. Po jednoročnej praxi sa mal vrátiť späť na univerzitu do Budapešti. V priebehu praxe na kremnickom gymnáziu sa zoznamuje s dcérou známeho slovenského kultúrneho činiteľa dr. Gustáva Zechentera-Laskomerského, Máriou, s ktorou sa r. 1878 oženil. Do Budapešti sa nevrátil a pôsobil ako stredoškolský profesor na reálnom gymnáziu v Kremnici až do roku 1924, keď odchádza do penzie.

Odchod z Kremnice neznamenal však pre Teschlera prerušenie započatej vedeckej práce. Začal systematicky spracovávať okolie Kremnice po stránke petrografickej. Vulkanickými horninami kremnickej oblasti sa zaoberajú jeho najvýznamnejšie práce publikované väčšinou vo výročných správach kremnického gymnázia.[1]

Okrem všeobecnej charakteristiky vulkanických hornín vyskytujúcich sa v širšom okolí Kremnice zaoberal sa aj ich sukcesiou. Výsledkom jeho výskumnej a mapovacej práce bolo vydanie podrobnej geologickej mapy kremnickej oblasti, v ktorej je zakreslený rad andezitových typov, po prvýkrát odvodených Teschlerom. Mapa bola vydaná r. 1898 v mierke 1 : 50 000. Oproti predchádzajúcim geologickým mapám (Pettkovej, vydanej r. 1874, a iným) je v nej celý rad nových

[1] J. Teschler: Körmöczbánya geológiai viszonyai, Körmöczbánya r. 1898
J. Teschler: Körmöczbánya északnyugati vidékének kőzetei. Mat. és természettudományi közlemények. Budapest 1912.

poznatkov. Bola to najpresnejšia geologická mapa kremnickej oblasti až do 50. rokov tohto storočia.

O kremnickej banskej oblasti napísal veľa odborných článkov uverejnených v rôznych časopisoch — hlavne v Bányászati és Kohászati Lapok. K jeho vedeckej práci môžeme priradiť celý rad odborných expertíz. K najvýznamnejším patrí expertíza podávajúca návrh na hospodárske využitie ložiska diatomácí pri Dúbravici SV od Banskej Bystrice.

J. Teschler na poli geológie úzko spolupracoval s dr. G. Zechenterom-Laskomerským. Z uhorských geológov udržiaval najužšie vedecké styky s dr. Franzom Schafarzikom a dr. J. Krennerom. J. Teschler bol aktívnym členom Uhorskej geologickej spoločnosti a korešpondujúcim členom Francúzskej geologickej spoločnosti.

Vedecká činnosť J. Teschlera bola významná. Jeho práce sa stali podkladom pre neskoršie petrografické štúdie a mapovacie práce, ktoré sa zaoberajú kremnickou banskou oblasťou.

Nemenej významná bola aj Teschlerova pedagogická činnosť. J. Teschler sa osvedčil ako veľmi dobrý stredoškolský profesor. *Ako profesor bojoval za náležité uplatnenie geológie v systéme stredoškolského vyučovania.* Geológia sa v Rakúsko-Uhorsku na stredných školách v tej dobe vyučovala len popisným spôsobom. Teschler do vyučovania geológie prináša nové progresívne metódy. Uvedomuje si význam vyučovania geológie priamo v prírodnom prostredí. Osobitnú pozornosť preto venuje dobre voleným geologickým vychádzkam do okolia Kremnice. Vychádzky sú u žiakov veľmi obľúbené a geológia sa stáva pre nich živým a pútavým predmetom. Niektoré poznatky z geologických vychádzok, ktoré každoročne robil so žiakmi, publikoval vo výročných správach kremnického gymnázia. Najpodrobnejšie je spracovaná vychádzka na Ostrú horu.[2] Táto cenná práca môže aj dnes po metodickej stránke slúžiť ako vzor pre štúdie týkajúce sa geologických vychádzok a exkurzií do prírody. Geologické vychádzky využíva Teschler na zber vzoriek pre gymnaziálne geologické zbierky, ktoré s láskou buduje po celú dobu pôsobenia na kremnickom gymnáziu. Udržuje styky aj so zahraničnými zberateľmi, ktorí majú záujem o nerasty Kremnice a Banskej Štiavnice. Výmenou dostáva nerasty zo známych zahraničných lokalít, obohacuje nimi školskú zbierku.

Jeho úspechy v pedagogickej aj vedeckej práci ocenila budapeštianska univerzita tým, že k Teschlerovi posielala každoročne na povinnú prax z geológie niekoľko poslucháčov prírodných vied. Niektorým z nich bol Teschler aj konzultátorom pri diplomových prácach.

J. Teschler bol významný geológ-pedagóg. Vedecké meno si získal prácami z petrografie vulkanických hornín Kremnických vrchov. Ako pedagóg zasluhuje uznanie za tvorivú pedagogickú prácu, najmä za nové progresívne metódy, ktoré zavádzal do vyučovania geológie na strednej škole.

Jaroslav Mazúrek

[2] Geológiai kirándulás Osztrahorára és vidékére, 1901 — 1902.

Výťah z pokynov pre autorov

Redakcia prijíma iba kompletné príspevky v slovenskom (českom) alebo cudzojazyčnom znení, a to v dvoch exemplároch.

Text článku musí zodpovedať ustanoveniam ČSN 88 0220. Rukopis musí byť napísaný strojom (typ písma PICA, nie perličkový) na bielom papieri formátu A/4. Na každej strane má byť maximálne 30 riadkov po 60 úderoch (vrátane medzier). Strany treba číslovať priebežne.

Prvá strana rukopisu má obsahovať tieto údaje:

a) názov článku,
b) plné meno autora (autorov),
c) počet príloh (v zátvorke pod názvom článku),
d) abstrakt (maximálne 7 riadkov; treba v ňom uviesť obsah a prínos príspevku),
e) meno a adresu autora (autorov) s označením, komu traba podať obťahy na korektúru (tento bod treba umiestniť dole pod čiarou).

Grécke (a iné nelatinské) písmena sa píšu v texte čitateľne perom alebo strojom a na okraji sa ceruzkou napíše ich znenie. Tabuľky sa píšu vždy na samostatné listy formátu A/4 (výnimočne na dvojhárky) písmom typu PICA a treba ich dať za poslednú stranu rukopisu.

Fotografie (ČSN 88 2109) musia byť ostré, kontrastné, na lesklom papieri formátu A/4 až A/5. Grafy, situácie, profily a mapy majú byť nakreslené na pauzovacom alebo kladivkovom papieri. Opis grafických príloh sa má robiť šablónkou alebo vhodným typom PROPISOT (napr. č. 292). Autor už pri kreslení musí predpokladať zmenšenie grafickej prílohy. Do grafu, mapy a situácie sa umiestňuje iba najnutnejší text. Vysvetlivky ku grafickým prílohám sa píšu na samostatný list. Prílohy veľkého formátu (skladačky po zmenšení väčšie ako 127×186 mm) sa uverejňujú iba výnimočne na základe osobitného rozhoduntia redakčnej rady. Iba tie prílohy budú uverejnené, na ktoré v texte bude odvolanie.

Ak autor chce, aby časť textu bola vysádzaná písmom petit, vyznačí to zvislou čiarou (ceruzkou) na ľavom okraji textu a slovom „petit". Text, ktorý sa má vytlačiť *kurzívou,* treba podčiarknuť vlnitou čiarou, riedené slová prerušovanou čiarou. Poradie dôležitosti kapitol sa doporučuje vyznačiť na okraji textu ceruzkou (napr. najdôležitejšie kapitoly sa označia 1 v krúžku, menej dôležité 2 v krúžku atď.). Na rukopisnej strane možno opraviť najviac 5 drobných chýb (chybné slová treba prelepiť textom napísaným na stroji).

Mená citovaných autorov sa v texte píšu vždy so skratkou rodného mena (mien) na začiatku (D. Štúr 1968), mená spoluautorov sa od seba oddeľujú pomlčkou (B. Cambel — J. Jarkovský 1970). Ak sa citujú dve práce toho istého autora z toho istého roku, používajú sa na ich rozlíšenie malé písmena, napr. A. Streckeisen (1967a).

Podľa ČSN 01 0197 o bibliografických citáciách treba písať zoznamy literatúry takto:

Uvádzajú sa iba práce citované v texte príspevku. Jednotlivé tituly sa píšu pod seba v abecednom poriadku. Rozlišujú sa citácie článkov, kníh a rukopisov.

Príklady:

Cicha, I. — Seneš, J. 1971: Probleme der Beziehung zwischen Bio-und Chronostratisgraphie desjüngerren Tertiärs. Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava), 22, Nt. 2, S. 209—228.

Anderson, C. A., et al. 1970: Ion microprobe analysis of lunar material from Apollo 11. Lunar science Conference, vol. I., Pergamon Press, N. York, pp. 159—168.

Matula, M. 1969: Regional engineering geology of Czechoslovak Carpathians lst ed., Bratislava, Vydavateľstvo Slov. akad. vied, 225 p.

Matějka, A. — Kodym, O. 1937: Zpráva o geologickem mapování na listě Malacky v r. 1936. Manuskript—Geofond, Praha, 110 s.

Skratky názvov časopisov odporúčame uvádzať podľa údajov publikácie — Soupis geologických periodik a zkratky jejich názvu; ÚÚG, Praha 1971.

Resumé treba umiestniť na koniec príspevku. Svojím rozsahom musí byť úmerné dĺžke príspevku a má obsahovať jasne štylizované hlavné myšlienky a výsledky.

Koncepčné zmeny a rozsiahlejšie opravy pri korektúre (pozri ČSN 88 0401) sú neprípustné.

MINERALIA SLOVACA, roč. 5, č. 1 (17)

Vydavateľ a nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Redakcia: Stará Spišská cesta, pošt. pr. A—21, 040 51 Košice 1
Vytlačili Východoslovenské tlačiarne Košice v máji 1973, AH 14,05 VH 14,15. Rukopis odovzdaný do tlačiarne vo februári 1973
Cena jedného čísla: pre organizácie 30 Kčs, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs, pre ostatné fyzické osoby 15 Kčs. Ročne sa vydávajú 4 čísla.
Objednávky adresujte redakcii časopisu.
Subscriptions and correspondence concerning advertisements should be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 11, 896 26 Bratislava.
If you are interested in Mineralia slovaca on a basis institutional exchange, your correspondence should be sent to Geoprieskum Mineralia slovaca, P.O.Box A—21, 040 51 Košice 1, Czechoslovakia.

© Geologický prieskum, Spišská Nová Ves, 1973

RECENZIE

Werner Lieber: Der Mineraliensammler (*Tomáš Kruťa*) 8
H. Pélissonnier: Les dimensions des gisements de cuivre du monde (*Ján Ilavský*) 27
N. L. Dobrecov—V. S. Sobolev—V. V. Chlestov: Faciji regionaľnovo metamorfizma umerennych davlenij (*D. Hovorka*) 72
Werner Lieber: Kristalle unter der Lupe (*Tomáš Kruťa*) 74
V. H. Heywood: Scanning Electron Microscopy. Systematic and Evolutionary Applications (*Eva Planderová*) 85
H. Visscher: The permian and triassic of the Kingskourt outlier Ireland (*Eva Planderová*) 86

Predplatiteľom časopisu Mineralia slovaca oznamujeme, že ročníkom IV, č. 16 sme ukončili doterajšie číslovanie. Nové číslovanie spočíva v označení ročníka a poradového čísla zošitov v rámci ročníka, napr. prvé číslo v ročníku 1973 je označené ako roč. 5, číslo 1.

We are pleased to inform our subscribers that by Vol. IV, No 16 we have closed the present numbering of Mineralia slovaca. The new numbering will consist in designation the separate issues by serial numbers in the frame of each volume. It means that e.g. the first issue in 1973 will be designated as Vol. 5, No 1.

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES