

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

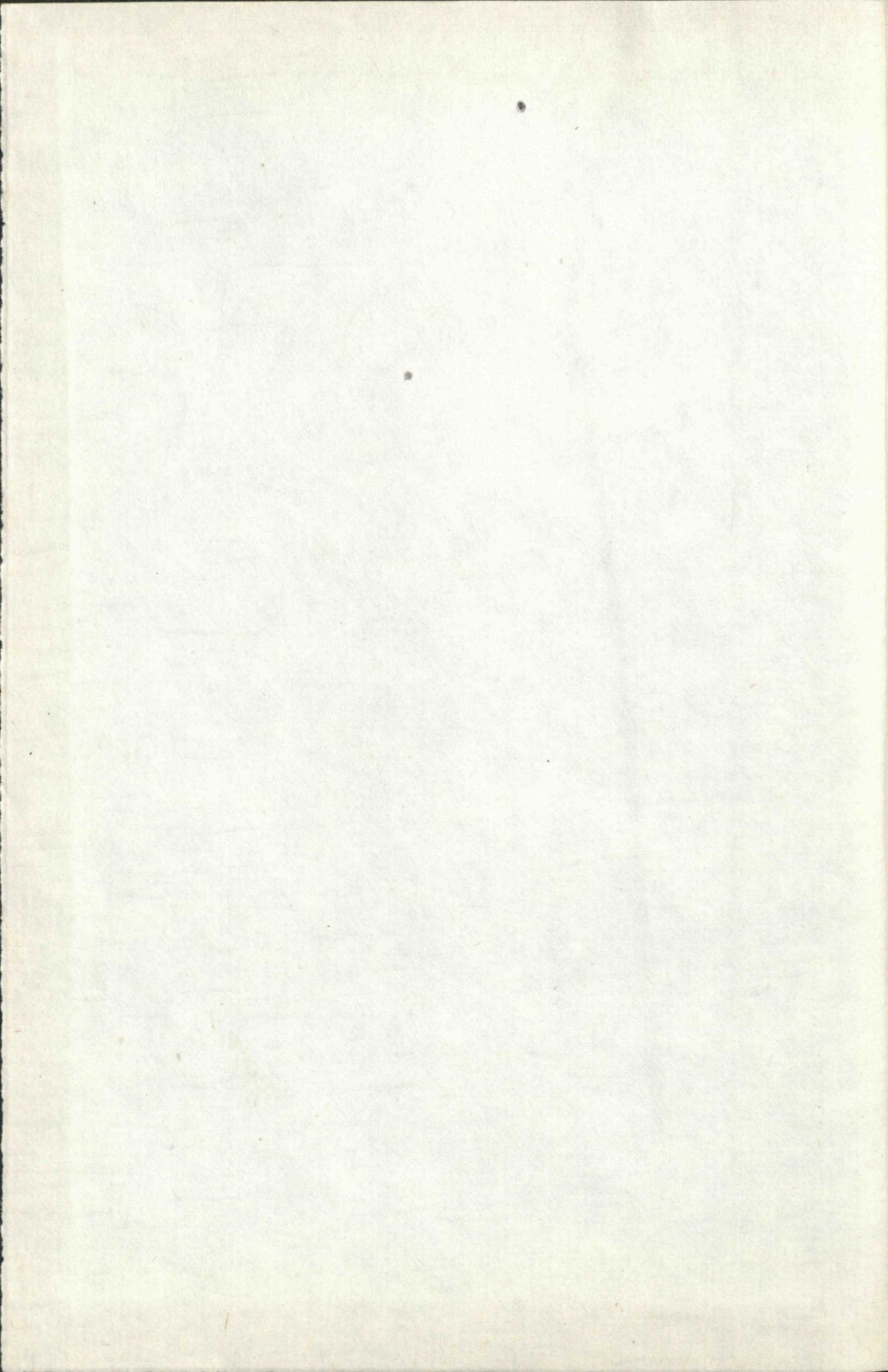
metalogenéza 5

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020253

362



**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza*

5

Vedecká redaktorka

RNDr. MAGDA MARKOVÁ, CSc.

Redakčný okruh

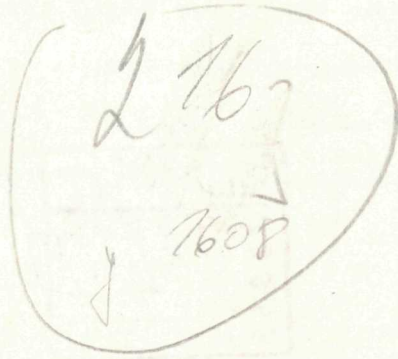
RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Jozef Vozár., CSc.

Schválené na zasadnutí redakčnej rady dňa 18. 10. 1977

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 5



| | |
|---------------------------|--------|
| Geologický ústav D. Štúra | 40 |
| KNIŽNICE | 70 |
| Signatúra: | |
| kat. čís.: | 273/79 |
| Kčs kúpa: | |
| Kčs vým.: | |
| Kčs dar: | |

Obsah

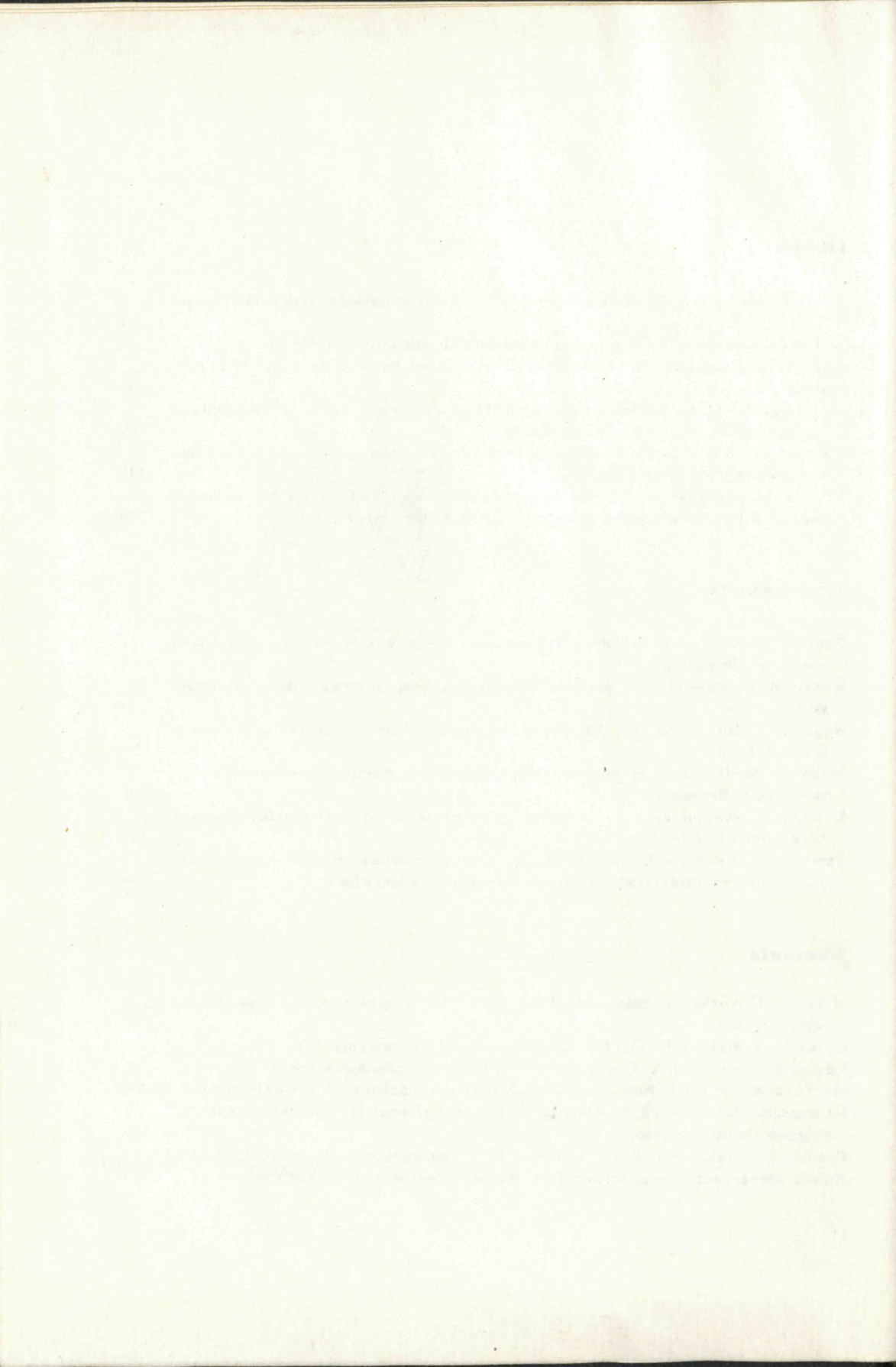
| | |
|---|-----|
| Miko, O.—Hovorka, D.: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkyh Tatier | 7 |
| Kraus, I.—Šamajová, E.: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy | 29 |
| Václav, J.—Vozárová, A.: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej | 83 |
| Marková, M.—Štohl, J.: Niektoré nové poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka — Viglašská Huta (stredoslovenské neovulkanity) | 109 |
| Karolus, K.—Karolusová, E.: Petrológia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a Pohronskom Inovci | 145 |
| Timčák, G.—Jakabská K.—Činčárová, M.: Porovnanie výsledkov prepočtov koncových členov granátového radu podľa metódy Burriho, Rickwooda, Soboleva, a Deera | 179 |

Содержание

| | |
|--|-----|
| Говорка, Д.—Мико, О.: Кварцево-турмалиновые породы вепоридного кристаллического комплекса Низких Татр | 7 |
| Краус, И.—Шамайова, Е.: Глинистые минералы в осадочных породах Восточнословацкого бассейна | 29 |
| Вацлав, Й.—Возарова, А.: Характеристика перми северных гемерид в области с. Кошицка Бела | 83 |
| Маркова, М.—Штол, Я.: Некоторые новые сведения о сольфатаровой формации в области Калинка — Вигляшка Гута | 109 |
| Каролус, К.—Каролусова, Е.: Петрография игнимбритовой формации из Штиавницких горы Погронского Иновца | 145 |
| Тимчак, Г.—Якабска, К.—Чинчарова, М.: Сравнение результатов расчетов конечных членов гранатового ряда методом Бурри, Рикквуда, Соболева и Дира | 179 |

Contents

| | |
|--|-----|
| Miko, O.—Hovorka, D.: Quartz-tourmalinic rocks of the Veporide crystalline complex in the Nízke Tatry Mts | 7 |
| Kraus, I.—Šamajová, E.: Clay Minerals in Sediments of East-Slovakian Basin | 29 |
| Václav, J.—Vozárová, A.: Characteristic of North-Gemeride Permian at Košická Belá | 83 |
| Marková, M.—Štohl, J.: New data on solfataric formation at Kalinka — Viglašská Huta region | 109 |
| Karolus, K.—Karolusová, E.: Petrography of ignimbrite formation in Štiavnické pohorie and Pohronský Inovce mountains | 145 |
| Timčák, G.—Jakabská, K.—Činčárová, M.: Comparison of results of recasting analyses of garnets into end member molecules by Burri, Rickwood, Sobolev and Deer's methods | 179 |



Oto Miko — Dušan Hovorka

Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkyh Tatier

1 obr. v texte, 4 tab. na kriede, anglické a ruské resumé

Abstrakt. V časti staropaleozoického vulkanicko-sedimentárneho „hronského komplexu“ veporidného kryštalinika na južných svahoch Nízkyh Tatier vystupujú miestami kremito-turmalinické horniny. Tvorí prevažne tenké polohy (hrúbka niekoľko cm až dm). Obsah B_2O_3 v nich sa pohybuje v medziach 1,53—6,23 %.

Nahromadenie bóru a vznik turmalínu sú geneticky späté s acidným až intermediárnym, ojedinele bázickým vulkanizmom, resp. s premenou jeho produktov. Polohy bohaté na bór vznikli vo vodnom sedimentačnom prostredí; časť turmalínu vznikla uvoľnením bóru pri regionálnej metamorfóze hornín komplexu v podmienkach fácie zelených bridlic. Alpska dynamotermálna metamorfóza miestami zmobilizovala bór, pričom vznikali turmalíny druhej generácie.

Úvod

Bór patrí k najvýznamnejším litofilným a biofilným prvkom. Hromadí sa najmä v morskom prostredí a patrí aj k charakteristickým prvkom vulkanických procesov. Zúčastňuje sa spolu s ďalšími prvkami neustáleho kolobehu v prírode.

Hoci je klarkový obsah bóru v zemskej kôre (10 ppm — S. R. Taylor 1964) niekoľkonásobne nižší než napr. obsah Be, Ge alebo Sc, predsa je bór schopný lokálne tvoriť koncentrácie mnohonásobne prevyšujúce klark. Najdôležitejšie priemyselne významné nahromadenia bóru vznikli ako pri exogénnych procesoch (sedimentárne, vulkanicko-sedimentárne ložiská), tak i pri procesoch endogénnych (skarny).

Bór sa podieľa na zložení borátov i borosilikátov. Doteraz je známych okolo 150 minerálov bóru. V granitoidných horninách je bór prítomný najčastejšie v turmalíne; v pegmatitoch sa okrem turmalínu vyskytuje i dumortierit; pre Mg-skarny je typický ludwigit, kotoit a suanit, pre Ca-skarny danburit a datolit. V kryštalickej bridliciaci sa k nim pripája turmalín, najčastejšie dravitového zloženia. Z metamorfovaných vápencov je známy dravit, danburit, warwickit, axinit, ludwigit atď. V exogénnych podmienkach predstavujú boráty produkty vulkanickej činnosti (sassolín); predovšetkým však vznikajú vo vulkanicko-sedimentárnom prostredí

P. g. O. Miko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
Doc. RNDr. D. Hovorka, CSc., Geologický ústav Prírodovedecká fakulta UK, Gottwaldovo nám. 19,
886 02 Bratislava

(bórax a i.). Bór vstupuje i do zloženia ďalších minerálov. V magmatických horninách hlavným nositeľom bóru sú plagioklasy (a vulkanické sklo), kým v sedimentoch je to illit. V metamorfovaných horninách sa bór koncentruje najmä vo svetlých sfudách.

V kryštaliniku Západných Karpát — v tatridách i veporidách ako aj v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria ovplyvňuje obsah bóru v horninách najčastejšie prítomnosť turmalínu. Objasneniu jeho genézy vo vzťahu k rôznym geologickým procesom sa doteraz nevenovala patričná pozornosť.

Prvé názory na genézu turmalínu v tatridnom a veporidnom kryštaliniku publikoval V. Zoubek (1928, 1936). V staršej práci (1928) interpretoval turmalín v horninách veporidného kryštalinika ako produkt diaforitických procesov. Poukázal aj na iný možný spôsob jeho vzniku — posteruptívne exhalácie po dislokačných plochách — považoval ho však za menej pravdepodobný. V neskoršej práci sa V. Zoubek (1936) vrátil opäť k problematike výskytu turmalínu. Ako možnú podmienku jeho vzniku uviedol exhalácie bóru z hĺbky po tektonických líniah v procesoch dislokačnej metamorfózy, prípadne mobilizáciu bóru prítomného v horninách pôvodne v disperznom stave a jeho súčasnú lokálnu koncentráciu v turmalíne. Za možný zdroj B_2O_3 považoval V. Zoubek (l. c.) hlbinnú migmatitovú oblasť, z ktorej mohli ľahkopohyblivé chemicky aktívne roztoky (obsahujúce B_2O_3 , CO_2 a i.) preniknúť na povrch. Tým by komplex s regionálne sa vyskytujúcim turmalínom predstavoval akúsi vyššiu (vzdialenejšiu) zónu migmatitizácie. Uvedené názory pretrvali v prácach rôznych autorov prakticky bezo zmeny podnes.

Zaujímavé sú zistenia S. Vránu (1965), ktorý našiel novovytvorený (alpínsky) turmalín v sekrečných synmetamorfných šošovkách vyskytujúcich sa v permotriasových metasedimentoch série Foederata spolu s draseným živcom adularového typu. Okrem tohto pozoroval aj predalpínsky klastický turmalín. A. Vozárová (1966) tiež zistila predalpínsky turmalín; opísala turmalinické obliaky z permských zlepenčov ľubietovského kryštalinika. Považovala ich za materiál pochádzajúci z laterálne-sekrečných žíl veporidného kryštalinika. Niektoré údaje o turmalínoch z horním tatroveporidného kryštalinika sú v práci Z. Sedílkovej (1973).

Oblasťou hojného výskytu turmalínu sú metamorfované i eruptívne komplexy ako aj hydrotermálne-žilné a žilne-metasomatické asociácie v Spišsko-gemerskom rudohorí. Turmalinity z gelnickej série gemeríd okolia Smolníka spomína J. Ilavský (1959, 1964). Turmalíny vytvárajúce radiálne-lúčovité agregáty sú známe z niektorých telies gemeridných granitov, resp. granitových porfýrov, prípadne z greisenizovaných kupolovitých častí granitových masívov v doline Hnilca. Turmalín sa vyskytuje i v kontaktne metamorfovaných horninách z aureól granitov. Vysokú migračnú schopnosť bóru dokumentuje okrem iného aj turmalín častý na rudných žilách; je tiež súčasťou minerálnej asociácie hydrotermálne premenených hornín okolo rudných žíl. Nejedyn výskyt turmalínu je uvedený v súhrnnej práci J. H. Bernarda (1969). Problematiku zloženia turmalínov rôznej genézy z oblasti

Spišsko-gemerského rudohoria študovala A. Šulhanová (1976). Je zaujímavé, že v tatridách, veporidách i gemeridách vystupuje ako sprievodný mineralizátor rudných asociácií skoro výhradne bór a nie fluór (ako napr. v Českom masíve).

K mineralogickým zaujímavostiam, ktoré však nemajú podstatný vplyv na distribúciu bóru v horninách západokarpatskej oblasti, patrí i výskyt axinitu na hydrotermálnych žilách v Malých Karpatoch (S. Vrána 1966) a v oblasti Grétly (M. Piša 1962), prípadne i výskyt danburitu v xenolitoch z andezitov od Maglovca v Slanských vrchoch (P. Černý et al. 1973).

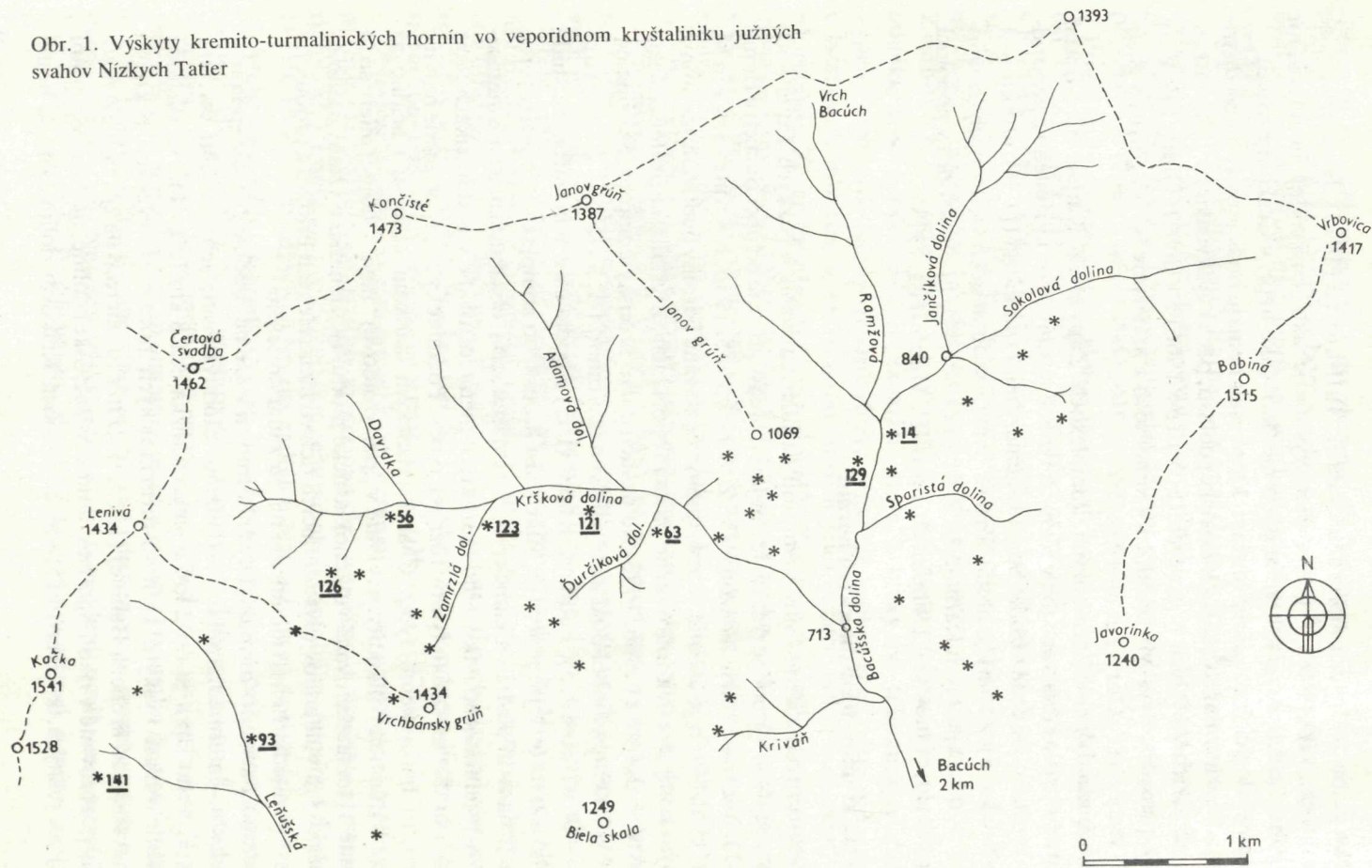
Distribúcia bóru v horninových komplexoch Západných Karpát bola dosiaľ systematickejšie študovaná iba v rôznych typoch ultramafitov tatridného a veporidného kryštalinika a mezozoika Spišsko-gemerského rudohoria (D. Hovorka — J. Kubová 1978). Známy je obsah bóru v ílovitých sedimentoch vnútorných neogénnych kotlín v Západných Karpatoch (I. Kraus 1975) ako aj obsah bóru v popoloch uhoľných slojov niektorých uhoľných panví (E. Mecháček 1975).

Geológia kremito-turmalinických hornín

Kremito-turmalinické horniny vystupujú na južných svahoch Nízkych Tatier v ich veporidnej (t. j. východnej) časti. Ide najmä o oblasť severne od obcí Bacúch a Beňuš (obr. 1). V zmysle starších názorov (V. Zoubek 1935, 1936, J. Kamenický in M. Maheľ et al. 1967) je územie, kde vystupujú opisované horniny budované metamorfovaným komplexom krakľovského pásma veporidného kryštalinika proterozoického veku. A. Klínec (1966, 1973) ho označuje ako hrónsky komplex. Staropaleozoický vek komplexu bol dokázaný nálezom spóromorf (A. Klínec—E. Plandrová—O. Miko 1975). Podľa A. Klínca (l. c.) a podľa ešte neukončených štúdií jedného z autorov tejto práce (O. Miko) časť hrónského komplexu v oblasti severne od Bacúcha tvorí pestrá vulkanicko-sedimentárna séria, obsahujúca hlavne metasedimenty psamitického a ílovitého charakteru metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc za vzniku fylitov rôznych typov. Podmienky sa pri premene najviac približovali barovskému typu. Charakteristickým článkom série sú i acidné až intermediárne metavulkanity, vyvinuté v „porfyroidovej“ fácii. V hojnej miere sú tu prítomné aj metamorfované vulkanoklastické produkty. Genetické vzťahy ojedinelých bazických vulkanitov (vystupujúcich tiež vo fácii zelených bridlíc) a produktov acidno-intermediárneho vulkanizmu nie sú zatiaľ doriešené.

Prítomnosť kremito-turmalinických hornín sa viaže na produkty vyššie spomínaného acidno-intermediárneho vulkanizmu. Študovali sme ich v pruhu vsv.-zjz. smeru, ktorého šírka je do 2 km a smerná dĺžka cca 8 km (obr. 1). Na východe ohraničuje oblasť výskytu kremito-turmalinických hornín jz. výbežok bočného nízkotatranského hrebeňa Babinej (1515,3). Odtiaľto smerom na zjz. boli uvedené horniny pozorované v okolí Sparistej doliny, v Bacúšskej doline, na Janovom grúni a ďalej na južných, k severu uklonených svahoch Krškovej doliny, kde sú hojné

Obr. 1. Výskyty kremito-turmalinických hornín vo veporidnom kryštaliniku južných svahov Nizkych Tatier



* — študované vzorky, 56 — študované, chemicky analyzované vzorky

v sutine v žlaboch Ďurčikovej a Zamrzlej doliny. Ojedinelé úlomky sme zistili i na hrebeni Koniarok sz. od Vrchbanského grúňa (1434,4), v závere Leňušskej doliny, na východných svahoch Kačky (1541,6) a v doline Zúbra v. od k. 1110,6 (Priehybka) a i.

Hoci pásma metavulkanitov pokračuje i ďalej od Babinej sv. smerom, zatiaľ sme v tomto území kremito-turmalinické horniny nezistili.

Staropaleozoický vek hornín študovaného vulkanicko-sedimentárneho pásma sa dokázal, keď sa našli v horninách zo zárezu lesnej cesty v Bacúšskej doline, 50 m jv. od k. 798,0 silúrsko-spodnodevónske mikrofosílie a spóromorfy (A. Klínec—E. Planderová—O. Miko 1975). Práve mimoriadne pevné, chemickým i mechanickým deštruktívnym účinkom odolávajúce kremito-turmalinické horniny sa v komplexe ľahko deformovateľných a zvetrávajúcich fylitov a metapyroklastických hornín uplatnili ako „konzervátory“ spóromorf. Tieto sa do nich (uzavreté v agregátoch kremeňa) dostali ešte v dobe pred ich diagenézou. Ďalšie, nové nálezy silúrsko-devónskych až spodnokarbónskych organických zvyškov (E. Planderová—O. Miko — v tlači) opätovne potvrdili staropaleozoický vek hornín študovaného pásma.

Charakteristika hornín

Prevažná časť vzoriek kremito-turmalinických hornín pochádza z elúvia, resp. alúvia. Nájdene úlomky majú veľkosť od niekoľkých centimetrov až do 30 cm. Tieto horniny tvoria iba tenké polohy; len ojedinele sa zistili hrubšie polohy in situ. Poloha kremito-turmalinickej horniny nájdená v brale nad Krškovou dolinou, j. od Janovho grúňa dosahuje hrúbku do 1,5 m.

Pre kremito-turmalinické horniny je príznačná veľká rôznorodosť textúrnych znakov. Vyplýva najmä z rôzneho kvantitatívneho pomeru kremeňa a turmalínu ako podstatných minerálnych zložiek týchto hornín na jednej strane a ich priestorového rozloženia v hornine na strane druhej. Vo väčšine typov, okrem brekciovitých variet, turmalín v hornine naprosto prevláda. Na typ textúry vplyva i prítomnosť sericitických (ílovitých) vložiek, resp. fragmentov vulkanoklastických hornín. Výsledné textúrne znaky ovplyvnili okrem sedimentogénnych a diagenetických procesov aj procesy variskej a alpínskej dynamotermálnej metamorfózy, resp. procesy alpínskej hydrotermálnej aktivity.

Medzi študovanými horninami sa zistili takéto textúrne typy: a) Masívne, afanitické kremito-turmalinické, miestami až skoro monominerálne turmalinické horniny (tab. I, obr. 1) tvoriace konformné polohy. Miestami bolo pozorované viacnásobné striedanie tenkých, tmavých, na turmalín bohatých polôh s bridlicami ako aj s metavulkanoklastickými horninami, pričom má hornina výrazne farebne kontrastnú pásikavú textúru (tab. I, obr. 2, 3). Do tejto skupiny sme zaradili aj tenké žilky monominerálneho turmalinického zloženia prenikajúce horninou v rôznych

smeroch, tvoriac tak nepravidelnú sieťovitú textúru. Horniny s týmito textúrami boli pozorované napr. v odkryvoch v pramennej časti údolia Kriváňa, pod Janovým grúňom, aj v závere Krškovej doliny a i.

b) Brekciovité typy textúr podmieňuje prítomnosť nepravidelných úlomkov vulkanicko-sedimentárnych hornín, ktoré akoby plávali v afanitickej turmalinickej hmote (tab. I, obr. 4). Fragmenty hornín, deformované v tektonicky exponovaných pásmach tým nadobudli väčšinou pretiahly tvar, takže na povrchových plochách majú zdanlivo pásikavú textúru. Keď rozrežeme vzorky takýchto typov, zjavne vynikne ich brekciovitý charakter. Niektoré úlomky majú nevýrazne budinovú, miestami šmuhovitú, šlírovú textúru. Horniny s typickými brekciovitými textúrami sa našli hlavne na j. svahoch Janovho grúňa, ako aj na jeho v. strane v nevýraznom zvodnenom žľabe v. od k. 1069,1.

c) Horniny s očkatoú textúrou obsahujú v tmavej turmalinickej základnej hmote rozptýlené, v priereze okrúhle alebo šošovkovité agregáty kremeňa. Makroskopicky pripomínajú napr. očka živcov v oftamitických migmatitoch. Veľkosť očiek sa mení od niekoľkých milimetrov po niekoľko centimetrov. Očká sú tvorené granoblastickými agregátmi kremeňa, ktorý je najčastejšie mliečnobiely alebo zriedkavejšie žltohnedý. Niekedy vytvárajú kremenné zrná väčšie nepravidelné zhluky, pričom svojím objemom prevládajú nad turmalinickou základnou hmotou. Očkatý textúrny typ kremito-turmalinických hornín je spomedzi všetkých najrozšírenejší, úlomky hornín s touto textúrou sa hojne nachádzajú hlavne v závere Krškovej doliny a i.

d) Zaujímavú skupinu čo do genézy a textúry tvoria výrazne zrnité turmalinicko-živcové, resp. turmalinicko-kremité variety. Vo väčšom množstve boli zistené najmä vo vrchnej časti Leňušskej doliny. Turmalín je v nich výrazne individualizovaný — jeho stĺpčky dosahujú dĺžku 5 i viac mm. Textúra týchto hornín je masívna a nevýrazne šmuhovitá; ojedinele sme pozorovali prechody do jemnozrných, monominerálnych typov (tab. II, obr. 5). Je to zrejme produkt alpínskej rekryštalizácie kremito-turmalinických hornín, ktorá mohla súvisieť i s prenikaním apliticko-pegmatitického materiálu alebo hydrotermálnych roztokov. Obsah turmalínu v horninách tohto typu sa pohybuje medzi 30—70 %.

V kremito-turmalinických horninách sa miestami uplatňuje aj alpínska hydrotermálna aktivita. Často sú v nich napríklad kremito-limonitové (pôvodne sírnikové?) výplne mladších žiliek. Možný je však aj ich hypergénny pôvod.

Opisované kremito-turmalinické horniny majú jednoduché minerálne zloženie.

Kremeň vystupuje najčastejšie v podobe drobnozrného (0,0n mm) xenomorfného zrnitého agregátu často planparalelne sa striedajúceho s anchimonominerálnymi polohami turmalínu. V tomto prípade je štruktúra výrazne heterogénna, pásikavá. V granoblasticky členených zhlukoch a polohách je ohraničenie kremeňa zubovité (tab. IV, obr. 15). Možno pozorovať aj ostrohranné „útržky“ zložené z mozaiky granoblastických zrn kremeňa; ich veľkosť je spravidla 0n—2 mm. Tmelí ich jemnokryštalická turmalinická hmota. Niekedy majú zhluky kremeňa tvar ôk

a prechádzajú až do výrazne pretiahlych útvarov, ktoré sú orientované dlhšími osami v smere foliácie hornín.

Najmladšou generáciou kremeňa je výplň vlásočnicových žiliek prenikajúcich ako jemnozrnným, tak i kryštalickým turmalinickým agregátom i kremíťmi polohami vyššie uvedeného typu.

Čerstvé lomné plochy kremíto-turmalinických hornín sme študovali aj pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu. V kremeni niektorých vzoriek (napr. vz. 56) sme zistili veľké množstvo plynno-kvapalných (?) uzavrení. Niektoré dutiny sú kanálikovité, súbežne usporiadané (tab. IV, obr. 13—16).

Turmalín tvorí v prevažnej časti študovaných výbrusov submikroskopický nepleochoický, iba agregátne polarizujúci jemnozrnný agregát. Ak zaberá plochu celého výbrusu, ide o monominerálny turmalínovec. Väčšinou sa však nepravidelné polohy bohaté na turmalín striedajú s kremíťmi polohami, prípadne obsahujú kremíť granoblastické zhluky (tab. II, obr. 7—8). Turmalinická základná hmota je zelenohnedá až žltohnedá. V afanitickej turmalinovej základnej hmote často vystupujú krátke stĺpčeky turmalínu veľkosti do 0,1 mm, lokálne s tendenciou vytvárať glomeroblastické zhluky (tab. III, obr. 9; tab. IV, obr. 13, 14). V niektorých študovaných výbrusoch turmalín spolu s kremeňom tvorí drobnozrnný až strednozrnný diminerálny agregát nevýrazne usmerneného (šmuhovitého) typu. Pre turmalín stĺpčekovitého habitu je príznačné, že neobsahuje poikiloblastické uzavreniny kremeňa ani ďalších minerálov.

Najmladším typom turmalínu sú turmalíny druhej generácie vystupujúce v žilkách spolu s hydrotermálnym kremeňom, resp. v okraji mocnejších žiliek kremeňa. V tomto prípade predstavuje turmalín produkt zbernej rekryštalizácie jemnozrnného turmalinického agregátu. Od turmalínu starších generácií sa odlišuje hlavne veľkosťou. Pri rekryštalizácii vzniká stĺpčekovitý turmalín, ktorý vytvára s kremeňom simplektitické štruktúry. Ak vystupuje turmalín v horninách obsahujúcich plagioklasy, pozorujeme, že sú plagioklasy zjavne zatláčané drobnozrnnými turmalinickými zhlukmi. Tieto úkazy sú najpravdepodobnejšie už prejavom alpínskych metamorfných procesov.

Najčastejšou vedľajšou súčasťou kremíto-turmalinických hornín je sluda (najpravdepodobnejšie fengitický muskovit) v sericitickom vývoji. Tvorí drobnolupenité zhluky, vystupujúce v polohách spolu s kremeňom, alebo je sluda prítomná v podobe ojedinelých lupienkov v kremenných zhlukoch. Zaujímavý je výskyt svetlej sludy v žilkách hrubých 0,1 mm. Obsah živcov v kremíto-turmalinických horninách je spravidla malý, len ojedinele dosahuje 10 obj. %. Vo vedľajšom až akcesorickom množstve sme zistili tiež chlorit, minerály epidotovej skupiny, titanit, rutil, leukoxén, zirkón, hematit a limonit. Zrná zirkónu sú výrazne zaoblené.

Ojedinele pozorované úlomky turmalínu, vyskytujúce sa najmä v metamorfovaných vulkanoklastických horninách, predstavujú klastický (sčasti i autigénny?) materiál.

U výskytov na turmalín bohatých metamorfovaných hornín — fylitov a svorov — ležiacich mimo pásma vulkanitov v oblasti kde vystupujú (alpínske?) pegmatity a aplity (napr. medzi Leňušskou dolinou a Bacúšskou Kyslou) možno vznik turmalínu spájať s uvedenými pegmatitmi a aplitmi. Podobne treba i tvorbu aplitoidných hornín bohatých na hrubozrnný turmalín (tab. II, obr. 6) zo záveru Leňušskej doliny spájať s tunajšími granitoidnými horninami.

Prehľad chemického zloženia kremito-turmalinických hornín (resp. orientačne i turmalínu) podáva tabuľka 1.

Tabuľka 1

| | 141 | 63 | 123 | 129 | 126 | 56 | 14 | 121 | 93 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 86,03 | 82,02 | 75,00 | 70,80 | 65,17 | 65,01 | 64,43 | 60,12 | 56,79 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,52 | 0,39 | 0,71 | 1,08 | 0,81 | 0,58 | 0,85 | 0,76 |
| Al ₂ O ₃ | 5,76 | 7,29 | 9,05 | 13,74 | 16,02 | 14,56 | 16,68 | 18,21 | 21,00 |
| B ₂ O ₃ | 1,53 | 2,40 | 3,45 | 3,76 | 4,14 | 6,23 | 4,77 | 3,76 | 4,07 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,52 | 2,00 | 1,20 | 2,02 | 2,87 | 2,76 | 2,32 | 3,03 | 2,58 |
| FeO | 0,93 | 1,49 | 2,87 | 2,16 | 3,88 | 4,17 | 2,59 | 3,02 | 5,32 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,02 | 0,03 |
| MgO | 0,92 | 2,30 | 1,83 | 2,45 | 2,75 | 2,45 | 3,30 | 2,75 | 3,37 |
| CaO | 0,71 | 0,57 | 3,96 | 1,40 | 1,43 | 1,35 | 2,03 | 2,00 | 2,45 |
| Na ₂ O | 0,86 | 0,21 | 0,32 | 0,55 | 0,62 | 0,77 | 0,80 | 2,27 | 0,67 |
| K ₂ O | 0,24 | 0,30 | 0,30 | 0,48 | 0,34 | 0,22 | 0,38 | 0,68 | 0,52 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,12 | 0,09 | 0,13 | 0,09 | 0,13 | 0,11 | 0,17 | 0,13 |
| SO ₃ | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,07 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,26 | 0,03 |
| H ₂ O ⁺ | 0,44 | 0,80 | 1,38 | 1,32 | 1,40 | 1,11 | 1,66 | 2,56 | 1,84 |
| H ₂ O ⁻ | 0,30 | 0,31 | 0,30 | 0,30 | 0,24 | 0,33 | 0,21 | 0,33 | 0,24 |
| Spolu: | 100,05 | 100,36 | 100,18 | 99,90 | 100,07 | 99,95 | 99,95 | 100,03 | 99,80 |

Analýzy boli urobené v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu — Turčianske Teplice (analyzovali Grauzľová, Tulinská, Nepelová). Kontrolné vzorky analyzoval Ing. P. Lešťák, obsahy B₂O₃ určil M. Ďuriš (chem. lab. GÚDŠ).

Lokalizácia analyzovaných vzoriek je znázornená na obr. 1.

Pre analýzy sme vybrali vzorky rôznych textúrnych typov (s rôznym pomerom turmalinickej základnej hmoty a kremeňa). Vo vzorke 141 s výrazne brekciovitou textúrou je turmalín prítomný iba v malom množstve; tmelí úlomky svetlých metavulkanoklastických hornín. Vo vz. 63, 123, 126 a 129 je vo väčšom množstve zastúpený kremeň; jeho agregáty tvoria výrazné polohy a šmuhy. V ostatných vzorkách už prevláda turmalín, kremeň je len vo forme nehojných drobných šošoviek, očiek. Horniny sú tmavé a masívne.

Obsah B₂O₃ sa mení od 1,53 do 6,23 váh. %. Zjavná je nepriamo úmerná závislosť obsahu B₂O₃ od obsahu SiO₂, čo je podmienené vzájomným pomerom kremeňa a turmalínu. S obsahom B₂O₃ dobre koreluje aj obsah Al₂O₃ (okrem vz. 121 a 93, v ktorých je vo zvýšenej miere prítomný chlorit a svetlé sludy), ktorý sa podstatne

| | 56 a | 56 b | 61 | 63 a | 63 b | 63 ch | 93 | 121 | 123 b | 129 a | 129 b | 141 | 194 | 195 | 314 |
|----|---------|---------|-----|---------|---------|----------|-----|-----|----------|----------|----------|-----|-----|-----|-----|
| As | 0 | 5 | 5 | 5 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 5 | 5 | 0 | 0 | 0 |
| Be | 3 | 3 | 4 | 4 | 4-3 | 5-4 | 4-3 | 3 | 3 | 4-3 | 4-3 | 3 | 4-3 | 0 | 4-3 |
| B | 2 | 2-3 | 2-3 | 2-3 | 2 | 2-3 | 2-1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2-3 | 2 | 2 | 2 |
| Si | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Pb | 4 | 4 | 4-3 | 4-3 | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 4 | 3 | 4 | 3-4 | 3 |
| Mg | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Mn | 3 | 3 | 3 | 3-2 | 3 | 3 | 3-2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Ga | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 4-3 | 4-3 | 4-3 | 4-3 | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 4-3 | 3-4 | 4-3 |
| Ge | 4 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 4 | 4-3 | 5 | 4 | 0 | 0 |
| Bi | 4 | 5 | 0 | 0 | 3-4 | 0 | 4 | 0 | 0 | 3 | 0 | 3-2 | 5 | 5 | 4 |
| Al | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Ti | 2 | 2 | 3-2 | 2-3 | 2 | 2 | 2-3 | 2-3 | 2-3 | 2 | 2 | 2-3 | 2-3 | 2 | 2-3 |
| Fe | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Sn | 3-4 | 3 | 4 | 4 | 3-4 | 4 | 3 | 4 | 4-3 | 3-4 | 3 | 3 | 3-4 | 3 | 4 |
| V | 2-3 | 3 | 3-4 | 3 | 3-2 | 3 | 3 | 3 | 2-3 | 3-2 | 3 | 3-4 | 3-4 | 3 | 2-3 |
| Cu | 4-3 | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 4-3 | 4-3 | 3 | 3-4 | 3 | 3-4 | 4-3 | 4-3 | 3-4 | 3-4 | 3-4 |
| Ag | 4-5 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4-5 | 4 | 4 | 4 | 4-5 | 5-4 | 4-3 |
| Na | 1 | 1 | 2 | 2-1 | 2 | 2-1 | 1 | 1 | 1 | 1-2 | 1-2 | 1-2 | 1 | 1 | 2-1 |
| Zn | 4 | 0 | 4-3 | 4-3 | 4 | 4-3 | 3-4 | 4-3 | 4 | 4-3 | 4 | 0 | 4-3 | 3-4 | 3-4 |
| Ni | 3 | 3 | 3-4 | 3 | 3 | 3-4 | 3 | 3-4 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3-4 | 3 | 3-4 |
| Co | 3 | 3 | 4 | 3 | 3 | 3-4 | 3 | 4 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 3-4 | 3 |
| K | 3-2 | 3 | 4 | 3 | 3 | 4 | 4 | 2 | 1 | 3 | 3-2 | 2 | 3-2 | 2-1 | 4-5 |
| Ca | 2-1 | 2-1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1-2 | 2-1 | 2 | 2 | 1 |
| Cr | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3-2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Ba | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3-4 | 3-2 | 2 | 3 | 3-2 | 3-2 | 3 | 3 | 3-4 |
| Sr | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2-3 | 3-2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3-4 | 3 |
| Li | 0 | 5 | 4 | 5 | 0 | 5 | 5-4 | 5 | 4 | 0 | 5-4 | 5 | 0 | 4-3 | 0 |
| Zr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4-3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 |

Vysvetlivky k tab. :

1—100—1 %; 2—1—0,01 %; 3—0,01 %—stopy; 4—stopy; 5—prítomnosť prvku problematická; 0—pod medzou stanoviteľnosti. Ďalšie zisťované prvky: Hg, Tl, U, Sb, W, In, Mo, Cd, a P — v množstve pod medzou stanoviteľnosti.

podieľa na zložení turmalínu. Podobnú tendenciu má i Fe_2O_3 , FeO, MgO, čiastočne aj CaO.

Kvalitatívne spektrochemické analýzy (tab. 2) boli vykonané v laboratóriu Geol. ústavu Prírodovedeckej fakulty UK; analyzoval J. Chudý.

Výsledky chemických a spektrálnych analýz i röntgenografickej identifikácie (vz. 63, 93, 126, 129 a 141; analyzoval R. Gavenda, Rtg. lab. GÚDŠ) dokazujú, že ide o kremito-turmalinické horniny. Turmalín tu patrí do dravit-skorylovej skupiny (Mg-skoryl až Fe-dravit s prímiesou uvitu?). Chemické zloženie turmalínu čiastočne charakterizuje analýza vz. 56.

Procesy vedúce ku vzniku vyššej koncentrácie B, Si a niektorých rudných prvkov — diskusia

V určitých etapách kolobehu prvkov v prírode dochádza k ich lokálnemu nahromadeniu. V snahe zistiť pôvod kremito-turmalinických hornín v študovanej oblasti sme boli nútení uvažovať o možných procesoch, ktoré asi viedli k nahromadeniu bóru, kremíka a tiež niektorých rudných prvkov. Staropaleozoický vulkanický proces s jeho prevažne acidno-intermediárnymi (lokálne i bázickými) produktmi považujeme za primárny zdroj uvedených prvkov; kremito-turmalinické horniny sme zistili iba spoločne s produktmi tohto vulkanizmu.

Bór

Bór vo vulkanickom a postvulkanickom procese

O geochemii bóru vo vulkanickom procese je dosiaľ pomerne málo údajov, preto považujeme za účelné rozobrať túto problematiku širšie. Väčšina pre priemysel významných ložísk minerálov bóru sa nachádza vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch a má vulkanogénno-sedimentárnu alebo exhalačne-sedimentárnu génezu (E. V. Orlova 1962, G. S. Dzocenidze 1965, A. A. Ozol 1976 a i.). Charakteristická je spätosť ložísk borátov s intermediárnym a acidným, resp. kontrastným explozívnyim kontinentálnym vulkanizmom (A. A. Ozol et al. 1976).

Je známe, že najmä v kyslých magmatických horninách je zvýšený obsah bóru. Podľa A. A. Ozola (1976) má bór pozitívny korelačný vzťah s prvkami charakteristickými pre intermediárne a acidné horniny (Be, Sn, Zr, Ga, Pb, Ba) a negatívny s prvkami typickými pre bázické horniny (Cr, Ti, Cu, Ni, Co, Mn). Stúpaním acidity hornín sa zvyšuje tiež obsah bóru. Klark pre bázické horniny je 0,0005 %, pre kyslé 0,0015 % (H. Harder 1959a 1965, A. P. Vinogradov 1962). Podľa dosiaľ existujúcich predstáv sa bór hromadí najmä v konečných produktoch diferenciácie magmy (pegmatitoch a aplitoch); zvýšený obsah v granitoidoch mohla spôsobiť i asimilácia hornín pri prenikaní magmy. Obdobne môžeme vysvetliť napríklad aj zvýšený obsah turmalínu v granitoidných horninách Spišsko-gemerského rudohoria.

Vo vulkanických horninách bol zistený zvýšený obsah bóru najmä v efuzívach intermediárneho až acidného zloženia (H. Harder 1960, V. L. Barsukov in S. M. Aleksandrov et al. 1968 a i.). Pre horniny radu ryolit-dacit uviedol A. F. Gorbov (1976) obsah 15—45 g/t, s priemerom 30 g/t B. Podľa A. A. Ozola (1976) maximálny obsah bóru v horninách tohoto typu dosahuje stovky g/t, kým v bazaltoch je len 60 g/t. Na obsah bóru vo vulkanických horninách však okrem ich chemického a minerálneho zloženia vplývajú i ďalšie faktory (F. V. Suchorukov et al. 1964, V. D. Otroščenko 1967, B. N. Lapin et al. 1973). Nie je jednotný názor na obsah bóru vo vulkanitoch rôzneho veku. Zatiaľ čo niektorí autori (L. L. Leonova 1969

a i.) zistili vyšší obsah bóru v produktoch súčasných vulkánov, A. F. Gorbov (1976) konštatoval vyšší obsah bóru v horninách paleotypných.

Bór vo vulkanických horninách sa podieľa tak na tvorbe samostatných minerálov (boráty a borosilikáty), ako aj na tvorbe drobných i mikroskopicky ťažko identifikovateľných uzavrenín v horninotvorných mineráloch (turmalín, kotoit, suanit). Viacerí autori zistili bór v plynno-kvapalných uzavreninách (O. D. Stavrov—V. G. Chitrov 1960, E. Roedder 1972). Bór však vstupuje i priamo do štruktúry minerálov, čo sa najčastejšie vysvetľovalo izomorfiou medzi B, Al^{3+} a Si^{4+} (V. L. Barsukov 1958, P. Kühn — J. Keclík 1971 a i.). Najnovšie uviedol A. F. Gorbov (1976), že v mineráloch dochádza len k endokryptnej zámene medzi B a Al.

Viacerí autori priniesli dôkazy o tom, že sa bór koncentruje prevažne v plagioklasoch (R. V. Getling—E. N. Savinova 1958, V. L. Barsukov 1960, A. E. Lisicyn—V. G. Chitrov 1962, V. D. Otroščenko et al. 1965, 1966 a i.) a že sa v plagioklasoch zvyšuje obsah bóru zároveň so stúpaním ich bazicity, resp. obsahu Al. Dôležité bolo zistenie vysokého obsahu bóru vo vulkanických sklách (O. D. Stavrov—V. G. Chitrov 1. c., G. A. Šatkov—E. N. Guščin 1969, I. G. Berzina et al. 1975).

Bór môže byť vynášaný i priamo z vulkanických krbov, a to plynmi a parami a tiež hydrotermálnymi roztokmi (počas erupcií, v medzieruptívnom období a hlavne pri postvulkanických procesoch). Kyslý vulkanizmus produkuje väčšie množstvo plynov než bázický (G. A. Macdonald 1972); zvýšený obsah bóru bol pozorovaný hlavne v exhaláciách andezitových vulkánov (S. I. Naboko 1959, L. A. Bašarina 1961). V zložení plynov sa okrem iných zistili H_3BO_3 , BF_3 , BCl_3 (D. E. White—G. A. Waring 1963).

Bór je jedným z najrozšírenejších prvkov i v kondenzátoch plyných exhalácií vulkánov. Z vulkanických fumarol, solfatár a hydrosolfatár vznikli napr.: sassolín, ferrucit, avogadrit, larderellit a i. (S. I. Naboko l. c.). Zatiaľ čo sa v podmienkach kontinentálneho vulkanizmu vyvrhované plyny väčšinou rozptyľujú do atmosféry, pri subaquálnom vulkanizme reagujú plyny s vodou, takže časť nimi unášaných prvkov vstupuje do zloženia morskej vody.

Vynášaniu bóru z vulkanického krbu môžu napomôcť aj hydrotermálne roztoky. Juvenilné vody sú však väčšinou obohatené bórom, ktorý sa do nich dostal z vulkanických hornín, cez ktoré roztoky prenikali (K. K. Zelenov 1972, B. N. Lapin et al. 1973). Tento proces považuje L. L. Leonova (1969) pri tvorbe vyšších koncentrácií bóru za najvýznamnejší. Na kontinente prichádza do úvahy i proces vylúhovania hornín vadóznymi vodami (samozrejme okrem aridných oblastí), pre ktorý sú zvlášť priaznivé podmienky v oblastiach s humídnou klímou.

Viaceri autori (G. S. Dzocnidze—I. V. Chvorova 1974 a i.) dokázali, že sa na povrchu pyroklastických častíc v sorbovanej forme nachádza značné množstvo prvkov. Tento jemný povlak sa vo vodnom prostredí rozpúšťa a môže významne prispieť k zvýšeniu koncentrácie. Úplným rozkladom hornín vo vodnom prostredí (halmyrolýzou) sa do vôd môže dostať značné množstvo niektorých prvkov. Napr. A. A. Ozol (1976) konštatoval, že rozložením 1 m^3 vulkanických tufov môže do roztoku prejsť až 100 g bóru. Vynášanie bóru je ľahko uskutočniteľné hlavne u vulkanického skla (I. G. Berzina et al. 1975), čo sa i experimentálne dokázalo (A. I. Ellis—I. R. Sewell 1963). Zo sklovitých častíc sa v procese premeny tvoria hydrosľudy, ílové minerály, zeolity a oxidy Fe.

Uvoľnené prvky sa ďalej zúčastňujú morskej, prevažne chemickej sedimentácie alebo môžu (i bór) zostať čiastočne v roztoku a tým zvýšiť salinitu hydrosféry.

Vodné prostredie (jazerné iorské) je pre koncentráciu bóru zvlášť vhodné. Obsah borátov, najmä v tzv. soľných jazerách je 4—5 krát vyšší než v hydrotermálnych roztokoch (A. A. Ozol 1976). V jazerách vznikajú často väčšie nahromadeniny Ca a Na borátov (bórax, ulexit, inyoit). V morskej vode je obsah bóru okolo 4,6 ppm. D. P. Serdjučenko (1955) udáva, že „starý oceán“ (v prekambriu) bol veľmi bohatý na bór; podľa R. C. Reynoldsa Jr. (1965) sa však obsah bóru v morskej vode v priebehu posledných 2—3 miliárd rokov nezmenil.

V. M. Goldschmidt (1938) predpokladal, že najmä staršie sedimenty sú bohatšie na bór. H. Harder (1960) uviedol však príklady o stúpajúcom obsahu bóru od algonkických po recentné sedimenty. A. P. Vinogradov (1962) stanovil stredný obsah bóru v sedimentoch na $1 \cdot 10^{-3}$; S. M. Aleksandrov et al. (1968) navrhol tento obsah viac ako trojnásobne zvýšiť, a to na $3,4 \cdot 10^{-3}$; H. Harder (1960) uviedol priemer 85 g/t B v sedimentoch.

Mnohí autori (D. P. Serdjučenko l.c., H. Harder 1959 a, b, V. D. Otroščenko et al. 1966 a i.) zistili, že množstvo bóru v sedimentárnych horninách vzrastá zároveň so stúpajúcim obsahom jemnej, hlavne ílovitej frakcie a organickej prímеси; na jeho obsah vplýva i prítomnosť niektorých Fe-silikátov a oxidov Fe, Mg, Mn a i. H. Harder (1960, 1961), R. C. Reynolds Jr. (l. c.) a iní dokazovali, že zvýšený obsah bóru v morských ílovitých sedimentoch spôsobuje najmä sorbcia z morskej vody. Experimentálne demonštroval sorbciu bóru illitom H. Harder (1961). Najnovšie práce (A. F. Gorbov 1976, S. M. Žmodík et al. 1976 a i.) však dokázali, že koncepcia pohlcovania bóru ílovitými minerálmi je zastaralá. Tieto minerály získavajú bór prevažne počas svojho vzniku v kôre zvetrávania z materských hornín a tým je množstvo bóru v nich určené jeho obsahom v horninách. V procese zvetrávania sa obohacujú zostatkové produkty, obsah bóru v nich sa v porovnaní s nepremenými horninami zvyšuje až dvojnásobne (S. M. Žmodík et al. 1976). Hlavnými minerálmi, nositeľmi bóru v kôre zvetrávania, sú hydrosľudy a kaolinit.

Boráty, ktoré vznikli v podmienkach soľných jazier, sa v postsedimentačnom období menia; bórax prechádza v dôsledku straty vody v tinkalkonit, inyoit v meyerhofferit a neskôr v kernit, colemanit atď.

Priemerný obsah bóru v metamorfovaných horninách je 50 g/t (H. Harder 1961). Pri diagenéze a metamorfóze sedimentov sa bór väčšinou uvoľňuje (V. L. Barsukov 1960, H. Harder 1960, 1961); čiastočne prechádza do biotitov, väčšinou sa však dostáva do výplní trhlín — tvorí sa turmalín. Turmalín môže kryštalizovať i pri pomerne nízkych teplotách. Zvyšok uvoľneného bóru prechádza do vody a emanácií, do mobilnej, chemicky aktívnej fázy, takže pri metamorfóze môže dôjsť nielen k vynášaniu ale i k prinášaniu bóru. R. C. Reynolds Jr. (1965) vysvetľoval uvoľnenie bóru zo štruktúry illitu zmenou modifikácie 1Md na 2M (sericit, svetlá sluda) prebiehajúcej v podmienkach metamorfnej fácie zelených bridlíc. Pre túto polymorfnú transformáciu je charakteristické, že súčasne s ňou sa tvorí turmalín—dravit, ktorý kryštalizuje najmä okolo „jadier“ detritického turmalínu. Množstvo novovzniklého turmalínu v metamorfovaných horninách stúpa spolu s obsahom sericitu modifikácie 2M (R. C. Reynolds Jr. l. c.).

D. P. Serdjučenko (1955) z prekambriických metamorfných komplexov opísal súhlasne uložené polohy, bohaté na turmalín, resp. ludwigit. Dokazoval, že sú to primárne-sedimentárne nahromadeniny bóru v morských ílovitých sedimentoch. Menoval tiež veľa ďalších podobných príkladov. Vznik sekundárneho turmalínu z nemetamorfovaných sedimentárnych hornín opísal L. V. Pustovalov (1956). Rad príkladov vzniku turmalínov dravitového zloženia uviedli G. P. Barsanov—M. E. Jakovleva (1964). Na turmalín a kremeň bohaté polohy, ležiace v metasedimentárnych komplexoch, upozornili K. Abraham et al. (1972). Ako zdroj bóru uviedli submarinné vulkanické exhalácie počas sedimentácie, alebo ako druhú alternatívu — zvýšenie salinity súvisiace s ústupom mora. Turmalín dravitového zloženia v metamorfovaných horninách kohútskeho pásma (Mútnik) zistila Z. Sedílková (1973). C. Frondel—R. L. Collette (1957) experimentálne dokázali, že turmalín môže vzniknúť i reakciou vodných roztokov obsahujúcich Na a H_3BO_3 s úlomkami minerálov obsahujúcich Si, Al a Fe.

Podľa A. F. Gorbova (1976) obsah bóru vo fylitoch a svoroch je 10—650 (priemer 150) g/t, kým v rulách len 2—90 (priemer 20) g/t. Všeobecne platí, že ako sa stupňuje metamorfóza, tak sa výrazne znižuje obsah bóru v hornine. K ostrému skoku dochádza práve na rozhraní fácie zelených bridlíc (stabilita svetlých slúd) a fácií vyšších teplôt. Vysoký obsah minerálov bóru (ak nejde o obohatenie bórom zvonku) dokazuje, že horniny sú progresívne metamorfované. V diafektoritoch vzniklých z vysokometamorfovaných typov by nebol vznik primárnych nahromadenín minerálov bóru (turmalínu ap.) vysvetliteľný.

Nie je možné zistiť, ktorý z uvedených procesov mal väčší podiel na tvorbe kremito-turmalinických hornín, vystupujúcich v študovanej oblasti. Keďže sa tieto

horniny vyskytujú iba spoločne s produktmi acidno-intermediárneho vulkanizmu, je nepochybné, že zdrojom bóru bol tento vulkanizmus. Predbežné štúdium paleovulkanických hornín ukázalo, že v horninách vystupujú prevažne fenokrysty kremeňa, živce sú menej zastúpené. Fenokrysty živcov, ako aj základná hmota sú prevažne rozložené na zmes minerálov, v ktorej dominuje hlavne jemnolupenitý sericit. Rozklad vulkanických hornín bol pravdepodobne hlavnou príčinou uvoľnenia bóru. Určitú rolu mohlo hrať aj rozpúšťanie na povrchu častíc sorbovanej hmoty. Menšia časť bóru môže pochádzať z vulkanických exhalácií. I hydrotermálne roztoky prenikajúce horninami mohli z nich vyniesť určité množstvo bóru. Za vhodných podmienok sa bór koncentroval vo vodnom prostredí a vytváral sa turmalín. Na dobu vzniku kremito-turmalinických hornín poukazujú zvyšky silúrsko-devónskych mikrofosílií a spór, ktoré sa v horninách našli. Dostali sa do nich ešte pred ich spevnením. Určitá časť turmalínu mohla vzniknúť počas regionálnej (varískej) metamorfozy komplexu. Procesy alpínskej dynamometamorfnnej premeny spôsobili iba miestnu mobilizáciu bóru za vzniku turmalínov druhej generácie.

Kremík

Samotný vulkanizmus má značnú úlohu ako zdroj SiO_2 . Hydrotermálne vody vulkanických oblastí a tiež plyny a pary vynášajú značné množstvo SiO_2 ; hromadí sa najmä vo vodnom prostredí. Značné množstvo kremíka sa uvoľňuje aj rozložením vulkanických hornín.

V študovanej oblasti bol kremeň, tvoriaci často polohy a šošovky v metamorfovaných vulkanosedimentárnych horninách, zväčša považovaný za produkt diaforézy. Na základe súčasných poznatkov o prítomnosti staropaleozoického vulkanizmu ho môžeme označiť aj za zdroj zvýšeného obsahu SiO_2 . Na koncentráciu SiO_2 mala podstatný vplyv aj mladšia (najmä alpínska) dynamotermálna premena.

Rudné prvky (Fe, Cu, Pb, Zn)

V oblasti výskytu kremito-turmalinických hornín i v bezprostrednom susedstve študovaného pásma sa vyskytujú rudy, pôvod ktorých sa pravdepodobne tiež spája so staropaleozoickým vulkanizmom. Prehľad o ložiskách v okolí Bacúcha a Polomky podal A. Bergfest (1955).

Magnetitové zrudnenia v oblasti sz. od Bacúcha, ako aj v oblasti Ryzny — Sparistá, vyvinuté v južnejšie ležiacom pásme „metamorfitov monotónneho zloženia“ (A. Klinec et al. 1973), označil už E. Lisý (1957) za dodatočne metamorfované zrudnenie sedimentárneho pôvodu. M. Petro (in A. Klinec et al. l. c.) považuje Fe-zrudnenie za staropaleozoické, sedimentárneho, resp. vulkanicko-sedimentárneho pôvodu, typu železitých kvarcitov. Uvedený autor (in J. Ilavský et al. 1976) zaradil Fe-zrudnenie ako aj pyritovo-pyrotínové zrudnenie pri Helpe do tzv. rudného komplexu kaledónskeho geosynklinálneho štádia.

Podobne ako bór býva i Fe súčasťou vulkanických exhalácií; je jedným z hlavných zložiek hydroteriem; býva tiež vylúhované roztokmi z vulkanického materiálu. Fe sa vyskytuje spolu s produktmi nielen bázického, ale i kyslého vulkanizmu (G. S. Dzocenidze 1965). V poslednom období sa klasické hypotézy o terigénno-chemogénnom pôvode Fe-zrudnenia (hlavne o mobilizácii v kôre zvetrávania) v starších komplexoch nahrádzujú dôkazmi o endogénnom, vulkanogénno-chemogénnom vzniku väčšej koncentrácie železných rúd. Umožňuje to i nám chápať genézu magnetitových rúd okolia Bacúcha v spojení so staropaleozoickým vulkanizmom.

Pozornosť si zasluhuje prognózna oblasť, ktorú vymedzil M. Petro (in A. Klíne c et al. l. c.), tzv. rudný rajón Kršková—Sokolová—Homôlka. Vystupujú tu žily so siderit (ankerit)-kremeň-sulfidickou (chalkopyrit, pyrit), ako aj polymetalickou mineralizáciou. Hranice tejto rudnej oblasti sa prevažne kryjú (na liste Polomka 1:25 000) s územím, kde vystupujú i produkty staropaleozoického acidno-intermediárneho vulkanizmu („pásma metamorfítov pestrého zloženia“ — A. Klíne c et al. 1973) a kde sú lokálne prítomné i kremíto-turmalinické horniny. Zrudnenie tohto typu označil M. Petro (l. c.) za hydrotermálne, viazané na alpínske tektonické procesy. Súčasný stav poznatkov umožňuje hodnotiť staropaleozoický vulkanizmus ako pravdepodobný primárny zdroj siderit (ankerit)—Cu zrudnenia (Sokolova dolina, Janov grúň, Krškova dolina, Rokyťanka, Homôlka), polymetalického Pb—Zn zrudnenia (Kršková dolina) a tiež mineralogických výskytov barytu (Hutky). V dôsledku alpínskych dynamotermálnych procesov došlo však k metamorfnej mobilizácii a rudný materiál sa premiestnil do alpínskych poruchových systémov.

V metamorfovaných pyroklastických horninách bázických vulkanitov vystupujúcich v Jančíkovej doline boli zistené pyritové impregnácie. Tvorbu sulfidov podmieňuje vydelenie veľkého množstva síry z vulkanických kŕbov, ktoré mohlo nastať počas vulkanickej činnosti pri exhalčných, resp. exhalčne-sedimentárnych procesoch. V metamorfovaných pyrotínovo-pyritových miestach výskytu pri Helpe jestvuje úzky priestorový vzťah medzi sulfidickým zrudnením a vulkanizmom. Poukázal na to M. Lukáč (1958), ktorý priniesol dôkazy o submarinnom exhalčne-sedimentárnom pôvode ložiska. Podobného názoru boli aj B. Cambel—J. Jarkovský (1969). J. Kantor et al. (1971) predpokladal na základe izotopového štúdia, že Fe, Cu a Zn pochádzajú z hydrotermálnych roztokov a exhalácií sprevádzajúcich diabázový vulkanizmus, kým tzv. ľahká síra je produktom bakteriálnej redukcie sulfátov.

Najnovšie výskumy zamerané na štúdium ťažkých minerálov, ktoré uskutočnil na území listu Mýto p. Ďumbierom M. Pulec (ústne oznámenie), ukázali, že stopy Pb-Zn-zrudnenia (galenit, sfalerit) sú i v západnom pokračovaní študovaného pásma v oblasti z. od Kačky (k. 1541,6). Asociácie bohaté na ilmenit sú na územiach budovaných najmä produktmi bázického vulkanizmu. V sz. časti pásma boli v šlichoch zistené pyrotíny.

Podobné procesy súvisiace s vulkanizmom a premenami jeho produktov, ako sme opísali pri úvahách o bóre, mohli spôsobiť tiež väčšie nahromadenie úžitkových

prvkov — rúd. Upozornil na to už J. Hlavský (1973). Preto je potrebné venovať problematike staropaleozoického vulkanizmu i v tejto oblasti zvýšenú pozornosť.

Záver

Kremito-turmalinické horniny sa nachádzajú na južných svahoch Nízkych Tatier severne od obcí Bacúch a Beňuš, v pásme 8 km dlhom a 2 km širokom, ktoré predstavuje časť staropaleozoického hrónského komplexu veporíd. Tvoria polohy a hniezda v metasedimentoch, ako aj v metamorfovaných vulkanických produktoch. Vek hornín tohoto pásma sa dokázal nálezmi zvyškov silúrsko-devónskych až spodnokarbónskych mikrofosílií a spóromorf. Stupeň premeny hornín dosahuje intenzitu fácie zelených bridlíc; metamorfóza prebiehala za pT podmienok premeny barrovského typu.

Študované horniny s vysokým obsahom turmalínu tvoria ložné, synsedimentárne, tenké (niekoľko cm, resp. dm) polohy, sú sivočierne až čierne. Skladajú sa prevažne z turmalínu a kremeňa, ktorých pomer je veľmi menlivý. Vytvárajú rôzne textúrne typy. Turmalín tvorí v horninách väčšinou submikroskopický zhhluk — je to turmalín dravitovo-skorylového rádu. Obsah B_2O_3 v horninách závisí od ich zloženia, resp. od textúrneho typu a pohybuje sa v rozpätí 1,53—6,23 %. Obsah bóru v metasedimentárnych a metavulkanických horninách komplexu nebol dosiaľ študovaný.

Zdrojom väčších nahromadení bóru (a tým i turmalínu) boli pravdepodobne hlavne vulkanické horniny (plagioklas a vulkanické sklo), ako aj hydrotermálne roztoky a plyny vulkanického pôvodu. Najväčší podiel na vzniku nahromadení bóru mal rozklad vulkanických produktov. Za vhodných podmienok sa bór vo vodnom sedimentárnom prostredí koncentroval a neskôr vznikol turmalín. Určitá časť turmalínu mohla vzniknúť aj z bóru uvoľneného pri regionálnej epimetamorfóze vulkanicko-sedimentárnych hornín.

Alpínske dynamometamorfné procesy spôsobili iba miestnu mobilizáciu bóru za vzniku turmalínov druhej generácie. Vychádzajúc okrem iného zo zistení, že so stupňovaním metamorfózy klesá obsah bóru v horninách, môžeme konštatovať, že nejde o komplex budovaný diafktoritmi (v staršom chápaní) po vysokometamorfovaných horninách. Prítomnosť kremito-turmalinických hornín bohatých na bór je jedným z dôkazov progresívnej epimetamorfózy komplexu.

So staropaleozoickým vulkanickým procesom je pravdepodobne geneticky spätý aj výskyt Fe-rúd, Cu-rúd a polymetalických rúd.

Do tlače odporučil S. Vrána.

Literatúra

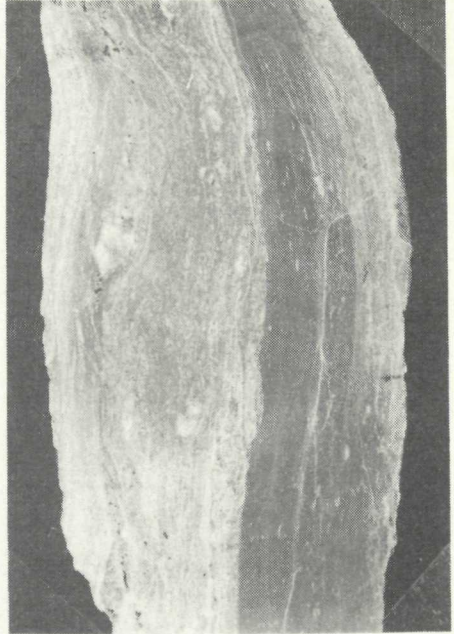
- ABRAHAM, K.—MIELKE, H.—POVONDRA, P. 1972: On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg series, W-Germany (NE-Bavaria). Neu. Jb. Mineral., Mh., 5, Stuttgart, 209—219.

- ALEKSANDROV, S. M.—BARSUKOV, V. L.—ŠČERBINA, V. V. 1968: Geochimija endogenno bora. Izdat. Nauka, Moskva.
- BARSANOV, G. P.—JAKOVLEVA, M. E. 1964: O turmaline dravitovogo sostava. Mineraly SSSR, Trudy, 15, Izdat. Nauka, Moskva, 39—80.
- BARSUKOV, V. L. 1958: Ob izomorfizme bora v silikatach. Geochimija, 7, Moskva, 660—666.
- BARSUKOV, V. L. 1960: Geochimija gipogenno bora. Mežd. geol. kongr., XXI. Sess. Dokl. sov. geol. Problema 1, Geochimičeskije cikly, Moskva, 137—145.
- BAŠARINA, L. A. 1961: Vulkaničeskije gazy na različnyh stadijakh aktivnosti vulkanov. Trudy Lab. Vulkanol., 19, Moskva, 69—79.
- BERGFEST, A. 1955: Bacúch. Geofond, Bratislava.
- BERNARD, J. H. 1969: Minerály hydrotermálného pôvodu. In Bernard, J. H. et al. 1969: Mineralogie Československa. Vyd. Academia, Praha.
- BERZINA, I. G.—BERMAN, I. B.—KOVJAZIN, A. N.—OZOL, A. A. 1975: K geochimii bora v vulkanogenno-osadočnom processe. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 5, Moskva, 130—132.
- CAMBEL, B.—JARKOVSKÝ, J. 1969: Geochémia pyrotínu rozličných genetických typov. Vyd. Univerzita Komenského, Bratislava.
- ČERNÝ, P.—PARMA, Z.—POVONDRA, P.—VESELOVSKÝ, F. 1973: Výskyt danburitu v xenolitech v andezitu na Maglovci u Prešova. Acta Univ. Carol., Geol., 1, 2, Praha, 111—118.
- DZOCENIDZE, G. S. 1965: Vlijanije vulkanizma na obrazovanije osadkov. Izdat. Nedra, Moskva.
- DZOCENIDZE, G. S.—CHVOROVA, I. V. 1974: Chemogennoje vulkanogenno-osadočnoje porodobrazovanie. In: Problemy vulkanogenno-osadočného litogeneza. Izdat. Nauka, Moskva, 13—20.
- ELLIS, A. I.—SEWELL, I. R. 1963: Boron in waters and rocks of New Zealand hydrothermal areas. N. Z. J. Sci., 6, no. 4, Wellington, 589—606.
- FRONDEL, C.—COLLETTE, R. L. 1957: Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl—H₃BO₃ solution, and its implications in rock metamorphism. Amer. Mineralogist, 42, Washington, 754—758.
- GETLING, R. V.—SAVINOVA, E. N. 1958: Nekotoryje dannye o soderžanii bora v izveržennyh porodach Turjinskogo rudnogo polja na Urale. Geochimija, 4, Moskva, 374—379.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1938: In: GOLDSCHMIDT, V. M.—PETERS, K. K. 1938: K geochimii bora. Sb. statej po geochimii redkich elementov. GONTI, Moskva.
- GORBOV, A. F. 1976: Geochimija bora. Izdat. Nedra, Leningr. otđ. Leningrad.
- HARDER, H. 1959 a: Beitrag zur Geochemie des Bors. T. I.: Bor in Mineralen und magmatischen Gesteinen. Nachr. Akad. Wiss. II. Mathem.-physik. Klasse, 5, Göttingen, 67—122.
- HARDER, H. 1959 b: Beitrag zur Geochemie des Bors. T. II.: Bor in Sedimenten. Nachr. Akad. Wiss. II. Mathem.-physik. Klasse, 6, Göttingen, 123—183.
- HARDER, H. 1960: Das Bor im Kreislauf der Gesteine. Rept. of XXI. Sess. Int. Geol. Congr., Part. I. Geochemical cycles, Copenhagen, 10—13.
- HARDER, H. 1961: Beitrag zur Geochemie des Bors. T. III.: Bor in metamorphen Gesteinen und im geochemischen Kreislauf. Nachr. Akad. Wiss. II. Mathem.-physik. Klasse, 1, Göttingen, 1—26.
- HÓVORKA, D.—KUBOVÁ, J. 1978: Distribúcia bóru v ultramafických horninách Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spiško-gemerskom rudohorí. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Smolník, gisement stratiforme polymétamorphisé de minerais sulfurés. Geol. Zbor. Geologica carpath., 15, 2, Bratislava, 299—310.
- ILAVSKÝ, J. 1973: O metalotektoch alebo rudolokalizujúcich faktoroch stratiformných a vulkanogénno-sedimentárnych ložísk. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Ústav. D. Štúra, Bratislava, 61—87.
- ILAVSKÝ, J. et. al. 1976: Vysvetlivky ku metalogenetickej mape Západných Karpát 1:500 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- KAMENICKÝ, J. 1967: In Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Západní Karpaty, 1, Vyd. Ústř. Ústav geol., v Akademii, Nakl. ČSAV, Praha.
- KANTOR, J.—RYBÁR, M.—KLINEC, A. 1971: Sulphur isotopes of the metamorphosed pyrrhotite-pyrite deposit of Helpa, Nízke Tatry Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geologica carp.* 22, 2, Bratislava, 261—280.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západné Karpaty*, 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- KLINEC, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? *Geol. Práce, Správy* 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—126.
- KLINEC, A. et al. 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Polomka 1:25 000). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A.—PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. *Geol. Práce, Správy* 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- KRAUS, I. 1975: Distribúcia mikroprvkov v iloch neogénnych panví Západných Karpát. *Náuka o Zemi, Sér. Geol.*, 9, Veda, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—150.
- KÜHN, P.—KECLÍK, J. 1971: Izomorfie bóru v silikátech. Část 1. *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. v Ostravě, Ř. horn. — geol.* 18,1, Ostrava, 59—71.
- LAPIN, B. N.—SUCHARUKOV, F. V.—ŠČERBOV, B. L. 1973: Bor v nekotorych porodach oblastej molodogo i sovremennogo vulkanizma. *Geol. i Geofiz.*, 8, Novosibirsk, 116—119.
- LEONOVA, L. L. 1969: K voprosu ob istočnike bora v termal'nyh vodach Gorjačego pljaža (o. Kunašir). *Geochimija*, 10, Moskva, 1278—1280.
- LISICYN, A. E.—CHITROV, V. G. 1962: Raspredelenie bora v mineralach nekotoryh izveržennyh i metamorfičeskich porod srednego Urala po rezul'tatam mikrospektralnogo analiza. *Geochimija*, 3, Moskva, 259—268.
- LISÝ, E. 1957: Záverečná správa so stavom k 1.1.1957 na úseku Bacúch Fe. Geofond, Bratislava.
- LUKÁČ, M. 1958: Geologické a genetické pomery na kyzovom ložisku Helpa. Dipl. práca, Geofond, Bratislava.
- MACDONALD, G. A. 1972: *Volcanoes*. Prentice—Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- MECHÁČEK, E. 1975: Die Geochemie des B, Ba und Sr in Kohlenflözen aus tertiären Kohlenbecken der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 26, 2, Bratislava, 295—308.
- NABOKO, S. I. 1959: Vulkaničeskije eksgalacii i produkty ich reakcij. *Trudy Lab. Vulkanol.*, 16, Moskva, 3—294.
- ORLOVA, E. V. 1962: Geologičeskije predposylki dlja poiskov boratov vulkanogenno-osadočnogo proischoždenija. *Izv. vys. učeb. Zaved., Geol. i Razv.*, 5, Moskva, 3—20.
- OTROŠČENKO, V. D. 1967: K geochimii bora i cezija v svjazii s vulkanogennymi porodami Zapadnogo Tjaň-Šanja. *Geochimija*, 8, Moskva, 964—970.
- OTROŠČENKO, V. D.—ZENIN, M. F.—CHORVAT, V. A. 1965: O raspredelenii rassejanogo bora v nekotoryh gornych porodach severnogo Tjaň-Šanja. *Uzb. geol. Ž.*, 6, Taškent, 18—23.
- OTROŠČENKO, V. D.—ZENIN, M. F.—ZARECKAJA, A. V. 1966: K geochimii bora v nekotoryh paleozojskich kompleksach porod Tjaň-Šanja. *Geochimija*, 10, Moskva, 1228—1232.
- OZOL, A. A. 1976: Osnovnyje osobennosti geochimii bora i uslovija formirovanija jego mestoroždenij vulkanogenno-osadočnogo tipa. *Litol. polezn. Iskop.*, 3, Moskva, 60—74.
- OZOL, A. A.—KAC, Ja. G.—LISICYN, A. E. 1976: Zakonomernosti razmeščeniija mestoroždenij boratov vulkanogenno-osadočnogo tipa. *Sov. Geol.*, 1, Moskva, 60—75.
- PIŠA, M. 1962: Mineralogické pomery na rudních žilách v oblasti Grélt — Ráztoky — Bindt u Spišské Nové Vsi. *Sbor. Ústř. Úst. Geol., Odd. Geol.*, 27, Praha, 503—566.
- PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. v tlači: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe pefovej analýzy. *Mineralia slov.*



1



2



3



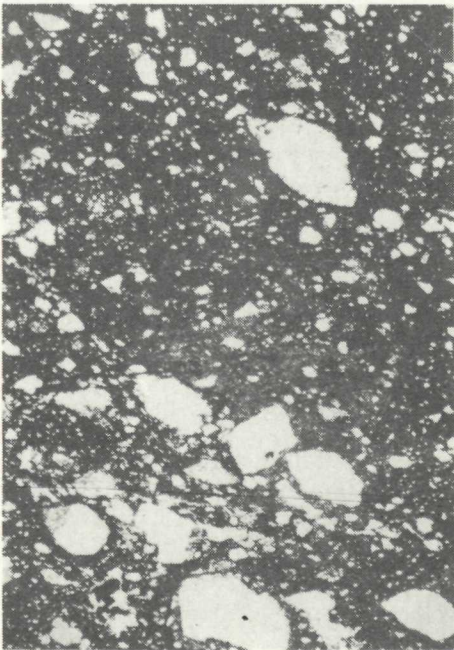
4



5



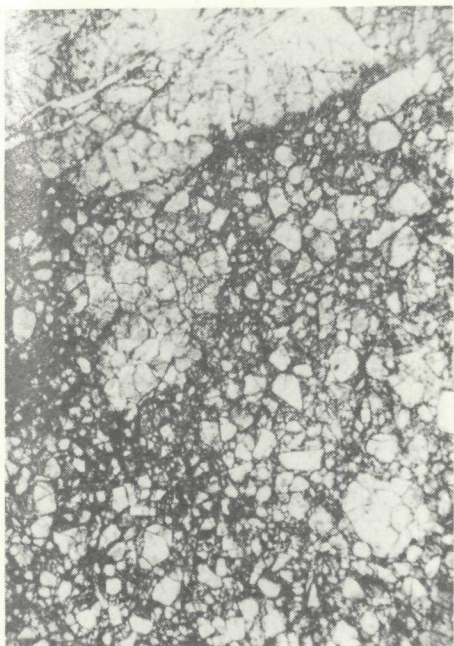
6



7



8



9



10



11



12



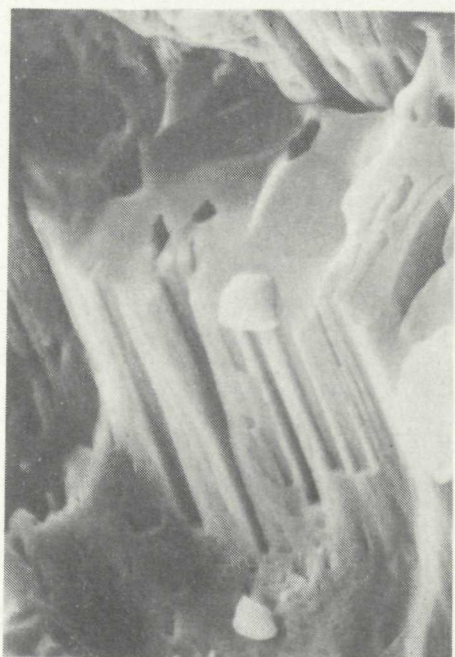
13



14



15



16

- PUSTOVALOV, L. V. 1956: Vtoričnyje izmenenija osadočnych gornych porod i ich geologičeskoje značenie. Trudy Geol. Inst. 5, Moskva, 3—52.
- REYNOLDS, R. C. Jr. 1965: Geochemical behaviour of boron during the metamorphism of carbonate rocks. *Geochim. cosmochim. Acta*, 29, London, 1101—1114.
- ROEDDER, E. 1972: Composition of fluid inclusions. In: *Data of Geochemistry, Sixth Ed. Geol. Surv. profess. Pap.*, 440—JJ, Washington, 1—164.
- SEDILKOVÁ, Z. 1973: Turmalíny z niektorých lokalít Slovenska. Dipl. práca Geofond, Bratislava.
- SERDJUČENKO, D. P. 1955: O nekotorych bogatych borom osadočnometamorfičeskich facijach. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, T. 102, 4, Moskva, 823—826.
- STAVROV, O. D.—CHITROV, V. G. 1960: Bór v porodach i pegmatitach V. Sajana. *Geochimija*, 5, Moskva, 405—413.
- SUCHORUKOV, F. V.—LAPIN, B. N.—SIMONOVA, V. I. 1964: Bor v devonskich vulkanogennyh porodach Gornogo Altaja. *Geochimija*, 12, Moskva, 1280—1285.
- ŠATKOV, G. A.—GUŠČIN, E. N. 1969: O vysokich sodержanijach cezija v kislich vulkaničeskich steklach. *Geochimija*, 12, Moskva, 1510—1513.
- ŠULHANOVÁ, A. 1976: Výskum turmalínov Spišsko-gemerského rudohoria s ohľadom na vzťahy epigenetickej mineralizácie ku gemeridným granitom. Dipl. práca—archív Kat. ner. surov. Prírodovedcká fakulta UK, Bratislava.
- TAYLOR, S. R. 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. cosmochim. Acta*, 28, London, 1273—1285.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Sredneje sodержanie chimičeskich elementov v glavnych tipach izveržennych gornych porod zemnoj kory. *Geochimija*, 7, Moskva, 555—571.
- VOZÁROVÁ, A. 1966: O náleze valúnov turmalinických hornín v Ľubietovskom perme. *Geol. Práce, Správy* 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—167.
- VRÁNA, S. 1965: Alpínske K-živce adulárového typu z oblasti veporíd. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 40, 6, Praha, 431—436.
- VRÁNA, S. 1966: Žily s axinitom a pumpellyitom z Malých Karpát. *Čas. Mineral. Geol.*, 11, 4, Praha, 415—421.
- WHITE, D. E.—WARING, G. A. 1963: Volcanic emanations. In: *Data of Geochemistry, Sixth Ed. Geol. Surv. profess. Pap.*, 440—K, Washington, 1—27.
- ZELENOV, K. K. 1972: Vulkanizm kak istočnik rudoobrazujuščich komponentov osadočnych tošč. Izdat. Nauka, Moskva.
- ZOUBEK, V. 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 4, Praha, 152—163.
- ZOUBEK, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních zřídél. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 11, Praha, 85—115.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 12, 6, Praha, 207—239.
- ŽMODIK, S. M.—SUCHORUKOV, F. V.—ŠČERBOV, B. L. 1976: Bor v kore vyvetřivanija Angrenskogo kaolinovogo mestoroždenija. (Uzbekistan). *Trudy Inst. Geol. Geofiz. Vyp.* 255, Novosibirsk, 248—256.

Vysvetlivky k tabuľkám I—IV

Tab. I

Obr. 1 Masívny typ kremito-turmalinickej horniny. Vz. 56, 1/2 skutočnej veľkosti.

Obr. 2 Konformná poloha kremito-turmalinickej horniny (tmavá poloha, hrúbka 5 cm) v kyslých metavulkanoklastoch. Vz. 63, 1/2 skutočnej veľkosti.

Obr. 3 Tenké turmalinické polohy v metavulkanoklastických horninách. Vz. 194, 1/2 skutočnej veľkosti.
Obr. 4 Kremito-turmalinická hornina s brekciovitou textúrou. Vz. 129, 1/3 skutočnej veľkosti.

Tab. II

Obr. 5 Dve generácie turmalínu. V spodnej časti obrázku tmavá masívna kremito-turmalinická hornina. Stĺpčekovitý turmalín II vznikol mobilizáciou bóru z turmalínu I. Vz. 195; 0,8 skutočnej veľkosti.

Obr. 6 Stĺpčekovitý turmalín v aplite prenikajúcom vulkano-sedimentárnym komplexom. Vz. 195, skutočná veľkosť.

Obr. 7 V základnej jemnozrnnej agregátne polarizujúcej turmalinickej hmote nepravidelné porfyroblasty a oká kremeňa. Vz. 121, zväčš. 20 ×, 1 nikol.

Obr. 8. Deformácia kremenných agregátov v turmalinickej hmote. Vz. 63, zväčš. 20 ×, 1 nikol.

Tab. III

Obr. 9 Nematogranoblastická štruktúra jemnozrného turmalínovca. Vz. 63, zväčš. 20 ×, 1 nikol.

Obr. 10. Priestorový vzťah turmalinickej (tmavej) a kremito-sericitickej (svetlej) hmoty v metasedimente. Vz. 125, zväčš. 11 ×, X nikoly.

Obr. 11 Styk jemnozrnnej turmalinickej hmoty (tmavá poloha) a kremenného agregátu. V poslednom vznik mladšej generácie stĺpčekovitého turmalínu. Vz. 63, zväčš. 13 ×, X nikoly.

Obr. 12 Kataklaovaný jemnozrný turmalínovec. Trhliny vyhojené kremeňom. Vz. 167, zväčš. 25 ×, čiastočne skrížené nikoly.

Tab. IV

Obr. 13. Detail lomnej plochy turmalinickej horniny so všesmerným usporiadaním stĺpčekovitých turmalínov. Vz. 56, zväčš. 750 ×.

Obr. 14 Idioblast turmalínu v kremito-turmalinickej hornine. Vz. 56, zväčš. 3700 ×.

Obr. 15 Kremito-turmalinická hornina; detail lomnej plochy kremenného agregátu. Vz. 56, zväčš. 440 ×.

Obr. 16 Kremeň z kremito-turmalinickej horniny. Obsahuje paralelné kanálikovité dutiny. Vz. 116, zväčš. 8250 ×.

Foto: obr. 1—12 L. Osvald; obr. 13—16 M. Švec, K. Šebor. Obr. 13—16 boli zhotovené na riadkovacom elektrónovom mikroskope JSM—U3.

Oto Miko—Dušan Hovorka

Quartz-tourmalinic rocks of the Veporide crystalline complex in the Nízke Tatry Mts.

Summary

Quartz-tourmalinic rocks are on the southern slopes of the Nízke Tatry (Central Slovakia), at the north of the villages Bacúch and Beňuš. The rocks were traced over a belt 8 km long and 2 km wide (Fig. 1). The belt represents a part of the Early-Paleozoic "Hron complex" in the Veporide crystalline complex (formerly the "Kraľová zone"). The Hron complex consists of metasediments and of metamorphosed volcanic products. Microfossil and sporomorph relicts prove the Silurian-Devonian (through Lower Carboniferous) age of the rocks. Degree of the rock metamorphism reaches the intensity of the greenschist facies. The metamorphism proceeded under the pT conditions of the Barrovian type.

The rocks studied show high tourmaline content and form bedded, synsedimentary, thin (several cm, dm) layers. The rocks are grey-black and black. They mostly consist of tourmaline and quartz in a variable ratio. They display structures of more types (massive, breccia-like, eye-formed). Tourmaline of the dravite-skoryl order forms a submicroscopical aggregate in the rocks most frequently. The B_2O_3 content in the rocks ranges from 1.53 to 6.23 % and depends on their composition. The boron content in metasedimentary and metavolcanic rocks of the Hron complex has not been studied so far.

Accumulation of boron and genesis of tourmaline are genetically related with acid-intermediary occasionally with basic volcanism. Most likely the source of boron for the genesis of tourmaline was in the volcanic rocks alone (plagioclase and volcanic glass) and in hydrothermal solutions and volcanogenic gases. The boron accumulations arose under the influence of decomposition of volcanic products (on dry land and particularly in aqueous environment) and partly under the influence of solution of volcanic particles of sorbed matter on the surface. In favourable conditions in the depositional environment the concentration of boron was followed by the formation of tourmaline. Tourmaline might, however, partially have arisen from boron released by regional Variscan epimetamorphosis of volcanic-sedimentary rocks. Alpine dynamometamorphic processes caused merely local mobilization of boron and the rise of tourmalines of the second generation.

On the basis of the fact that with the increasing degree of metamorphosis the boron content in the rocks decreases, and boron — an easy-mobile element — is released, it may be assumed that the complex is not composed of diaphthorites (in older sense) after high-metamorphosed rocks. The presence of quartz-tourmalinic rocks rich in boron is also a proof of progressive epimetamorphosis of the complex.

In the area studied, most likely also Fe-, Cu- and polymetallic ores occurrences are genetically related with the Early-Paleozoic volcanic process. Larger ore accumulations might have arisen in a similar manner like boron accumulations.

Translated by E. Jassingerová.

Ото Мико – Душан Говорка

Кварцево-турмалиновые породы вепоридного кристаллического комплекса Низких Татр

Резюме

Кварцево-турмалиновые породы находятся на южных склонах Низких Татр (средняя Словакия), к северу от населенных пунктов Бацух и Бенюш. Изучению были они подвергнуты в поясе длиной в 8 км, а шириной в 2 км (рис. 1), представляющем собой часть превнепалеозойского „гронского комплекса“ вепоридного кристалликума (или же „кракловской зоны“ в прежнем понимании). Комплекс сложен метаморфизованными осадочными, а также вулканическими породами. Силурийско-девонский (до нижнекаменноугольного) возраст горных пород этого комплекса доказан находками остатков микроокаменелостей и спороморфов. Степень метаморфизма горных пород достигает интенсивности зеленосланцевой фации, метаморфизм протекал в условиях режима давления и температуры типа барроу.

Исучаемые породы с высоким содержанием турмалина слагают пластовые синседиментационные малоомощные (несколько см или же дм) залежи и обладают темно-серой или черной окраской. Они состоят преимущественно из турмалина и кварца, отношение которых очень изменчиво, и образуют разные текстурные типы (плотные, брекчиевые, очковые). Турмалин представляет собой в горных породах, большей частью, субмикроскопический агрегат – речь идет о турмалине

дравит-шерловой серии. Содержание B_2O_3 в горных породах колеблется в зависимости от их состава в диапазоне 1,53–6,23 %. Содержание бора в метаморфизованных осадочных и вулканических породах комплекса пока не исследовалось.

Накопление бора и возникновение турмалина генетически связаны с кислым до промежуточно-го, в отдельных случаях тоже с основным вулканизмом. Источником бора для образования турмалина являлись, по всей вероятности, в первую очередь сами вулканические породы (плаггиоклаз и вулканическое стекло), а также гидротермальные растворы и газы вулканического происхождения. На возникновение накоплений бора повлияло разложение вулканических продуктов (на материке, но, в особенности, в водной среде), а отчасти тоже растворение на поверхности вулканических частиц сорбированной массы. В удобных условиях осадкообразования в среде седиментации сконцентрировался бор и, затем, образовался турмалин. Определенная часть турмалина, однако, могла возникнуть тоже из бора, выделенного при региональном вариссийском эпиметаморфизме вулканогенно-осадочных пород. Альпийские динамометаморфические процессы вызвали лишь местную мобилизацию бора, в результате чего образовались турмалины второй генерации.

Исходя из факта, что с повышением степени метаморфизма содержание бора в горных породах понижается, бор как легкоподвижный элемент уходит, можно установить, что дело не касается комплекса, сложенного диафторитами (прежнем понимании), возникшими из высокометаморфизованных пород. Присутствие богатых бором кварцево-турмалиновых пород является тоже одним из доказательств прогрессивного эпиметаморфизма изучаемого комплекса.

С древнепалеозойским вулканическим процессом в изучаемой области связаны, по всей вероятности, генетически тоже местонахождения железных, медных и полиметаллических руд. Образование больших накоплений руд могло произойти аналогичным способом как при образовании накоплений бора.

Перевод: А. Кříž.

Ivan Kraus—Eva Šamajová

Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy

36 obr. v texte, anglické a ruské resumé

A b s t r a k t. Pomocou semikvantitatívnej röntgenografickej analýzy sa zhodnotilo minerálne zloženie ílov zo všetkých stratigrafických stupňov východoslovenskej panvy. Určila sa prítomnosť základných minerálnych asociácií a vyslovil sa názor na ich génezu. V pliocéne, v panóne a vo vrchnom sarmate je minerálne zloženie ílov determinované výlučne charakterom procesov v pôvodných zdrojových oblastiach. V spodnom sarmate, v bádene a v karpate sa čiastočne transformujú ílové minerály v diagenetickom a v epigenetickom štádiu.

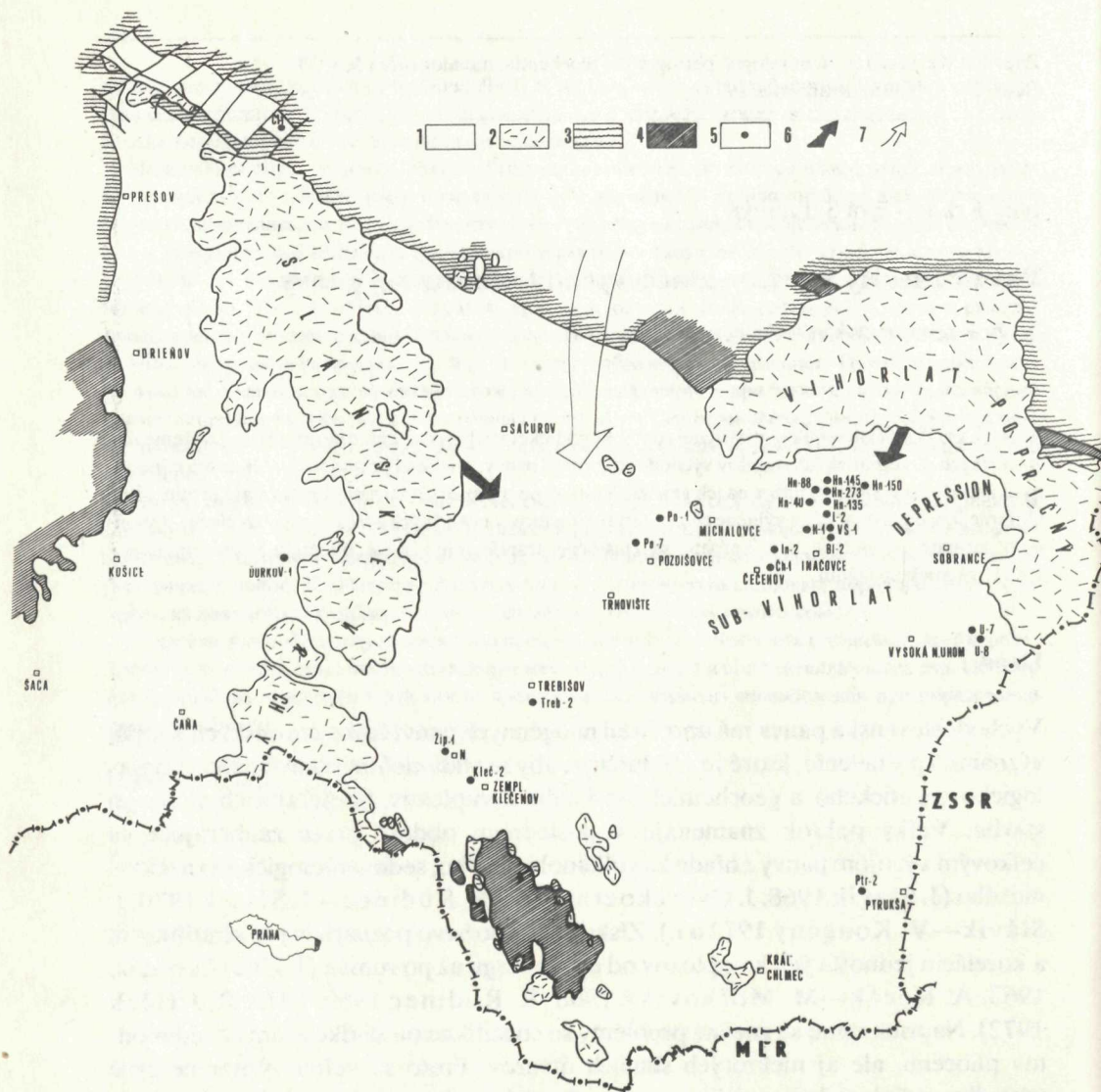
Úvod

Východoslovenská panva má uprostred neogénnych panví československých Karpát významné postavenie, ktoré ju predurčuje, aby sa stala cieľom podrobného mineralogicko-genetického a geochemického štúdia komplexov, podieľajúcich sa na jej stavbe. Veľký pokrok znamenajú v poslednom období práce zaoberajúce sa celkovým vývojom panvy z hľadiska vulkanologického, sedimentologického a tektonického (J. Slávik 1968, J. Čverčko et al. 1968, R. Rudinec—J. Slávik 1970, J. Slávik—V. Konečný 1972 a i.). Získalo sa množstvo poznatkov pre stratifikáciu a koreláciu jednotlivých komplexov od eggenburgu až po ruman (J. Čverčko et al. 1963, A. Kocák—M. Mořkovský 1968, R. Rudinec 1969, 1973, R. Jiříček 1972). Napriek tomu sú značné problémy so stratifikáciou sladkovodných sedimentov pliocénu, ale aj niektorých starších útvarov. Preto sú veľmi významné prvé výsledky rádiologického výskumu neovulkanických hornín východného Slovenska (G. P. Bagdasarjan et al. 1971) ako aj úsilie o chronostratigrafickú koreláciu v rámci neogénu paratetýdy (D. Vass—J. Slávik 1975).

V tejto práci sa určujú základné asociácie ílových minerálov vo všetkých stratigrafických stupňoch a zároveň sa riešia niektoré otázky genetickej ílovej mineralógie. Pre tieto účely je východoslovenská panva mimoriadne vhodná, nakoľko sa vyznaču-

Doc. RNDr. I. Kraus, CSc. Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty, UK Bratislava, Žižková 10

RNDr. E. Šamajová, CSc. Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava



Obr. 1 Schéma geologickej stavby a lokalizácia študovaných vrtov vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky: 1—neogén, 2—neovulkanity, 3—paleogén, 4—predpaleogénne útvary, 5—vrty, 6—hlavný smer transportu z vulkanogénnej zdrojovej oblasti, 7—hlavný smer transportu z nevulkanogénnej zdrojovej oblasti.

je typickým vulkanogénno-sedimentárnym vývojom. Takto môžeme sledovať vplyv vulkanogénnej a nevulkanogénnej zdrojovej oblasti na vznik ílových minerálov (I. Kraus—E. Šamajová 1973). Súčasne sa východoslovenská panva vyznačuje pestrým faciálnym vývojom — staršie útvary sedimentovali v morskom, respektíve v brakickom prostredí a mladšie prevažne v prostredí sladkovodnom. Preto môžeme

v tejto oblasti študovať dva najvýznamnejšie aspekty genetickej ílovej mineralógie — vplyv materských hornín a vplyv prostredia na formovanie ich minerálneho zloženia.

Naše poznatky sa opierajú o štúdium ílových minerálov vo vrtných jadrách (obr. 2—8). Na ich základe sme získali obraz o minerálnom zložení ílov v jednotlivých stratigrafických stupňoch (obr. 27—35). Najviac vrto v pochádza z podvihorlátskej depresie (obr. 1), kde sa pred 20 rokmi overovala uhľonosnosť na ložiskách Hnojné a Vyšné Nemecké-Sejkov. Tieto ložiská predstavujú hlavne vrchnú časť sedimentárnej výplne východoslovenskej panvy — pliocén, panón a sarmat. Ostatné patria Nafta, n.p., závodu v Michalovciach a sú v nich zastúpené vrtné jadrá najmä zo spodnej časti sedimentárnej výplne východoslovenskej panvy, patriace spodnému sarmatu, bádenu a karpatu. V práci pre nedostatok miesta uvádzame graficky vyjadrené výsledky mineralogického štúdia len u niektorých vrto (obr. 2—8).

Geologická pozícia a minerálne zloženie ílov východoslovenskej panvy

Východoslovenskú panvu považujú R. Rudinec—J. Slávik (1970) za západnú časť zakarpatského vnútorného prehybu, ktorý sa formoval počas neogénu. Produkty vulkanickej činnosti sú regionálne rozšírené v bádene, sarmate a v pliocéne. Z klastických sedimentov sú rôzne petrografické typy ílov v sladkovodnom, brakickom aj morskom vývoji prítomné hlavne v centrálnych častiach panvy. Piesky a štrky sú najmä v okrajových častiach sedimentačného bazénu. Uhoľná sedimentácia prebiehala vo vrchnom sarmate a v pliocéne. Najrozsiahlejšia je v podvihorlátskej depresii.

V podloží východoslovenskej panvy sme študovali sivozelené seriticko-chloritické fylity s polohami tmavých grafitických fylitov, ktoré sa zatiaľ bez priamych dôkazov považujú za karbónske. Charakter ílových minerálov sme sledovali vo vrte Pozdišovce-1 (obr. 2), kde je asociácia illit + kaolinit + kremeň. Vo vrte Ďurkov-1 (obr. 2) sa v podloží neogénu zistil vyše 1000 m hrubý jednotvárný komplex dolomitov, ktorý podľa J. Čverčka—R. Rudinca (1971) patrí najpravdepodobnejšie triasu obalovej série Čiernej Hory.

Eggenburg

Reprezentuje najstarší útvar výplne východoslovenskej panvy, bol predmetom štúdia vo vývoji tzv. čelovskej formácie. Čelovská formácia sa nachádza medzi pásmom pieninských útesov a humenským mezozoikom. V jej podloží vystupujú sludnaté ílovce a pieskovce eocénu. V bazálnej časti formácie sú prítomné íly, v ktorých má montmorillonit nevulkanogénny pôvod (I. Kraus—E. Šamajová 1973). Prejavy najstaršej fázy ryolitového vulkanizmu zaznamenali vo východoslo-

venskej panve práve v eggenburgu čelovskej formácie (J. Slávik et al. 1960). Sú to eolicky transportované vulkanoklastické horniny z dosiaľ neznámeho zdroja, ktoré vystupujú vo vrte Čelovce-1 v intervale 281, 10—285, 20 m (obr. 4). Vo vyššej časti formácie, v hĺbke 150 m, sa zistili íly zložené z montmorillonitu vulkanogénneho pôvodu. Týmto sa doplnila škála bentonitov východoslovenskej panvy, ktoré sa viažu na všetky známe prejavy ryolitového vulkanizmu.

Karpat

V priebehu otnangu sa eggenburský sedimentačný priestor stláčal, vyzdvihoval, čiastočne erodoval a tak sa založil nový priestor v karpate. Ide o rozsiahly hypersalinný bazén v severnej časti východoslovenskej panvy. Vulkanizmus sa objavuje len v širšom okolí Prešova. Sedimenty karpátu sme študovali vo vrtoch Ďurkov-1, Iňačovce-2, Pozdišovce-1, Pozdišovce-7 a v povrchovom výchoze pri Drieňove v severnej časti Košickej kotliny. Je to prevažne pelitický komplex, zložený zo svetlosivých až žltohnedých ílovcov, v ktorých vystupujú polohy pieskovcov a siltovcov. Značný obsah sadrovca v ílovcoch, zistený vo vrte Iňačovce-1, poukazuje na hypersalinnú lagunárnu faciú. Faunisticky je súvrstvie karpátu pomerne chudobné, prítomné sú prevažne plytkovodné formy.

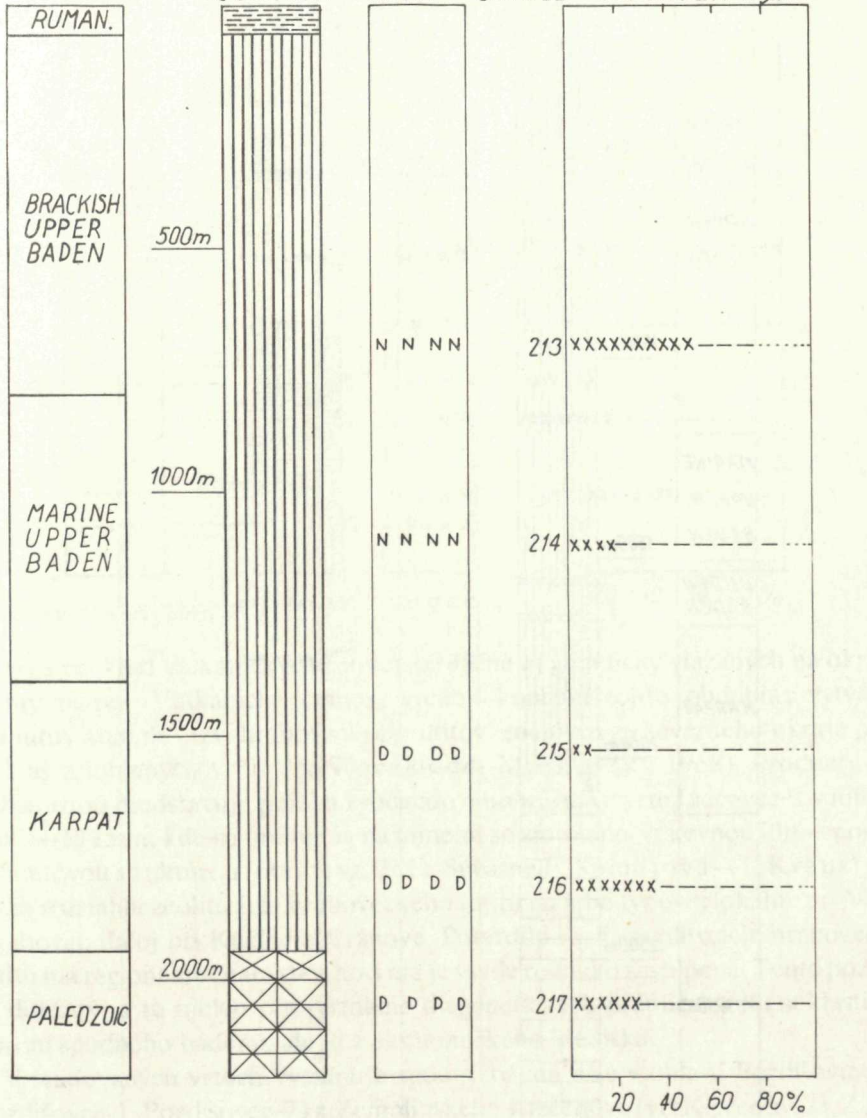
V študovaných vrtoch vystupuje komplex karpátu v hĺbkach od 1385 do 3000 m. Priemerná hrúbka sedimentov karpátu dosahuje približne 380 m. Ani v jednom prípade nevystupuje uprostred sedimentov karpátu horizont vulkanických hornín. Minerálne zloženie ílových sedimentov je jednotvárne. Prítomná je asociácia kaolinit + illit + kremeň + chlorit. V bazálnej časti vrtu Ďurkov-1 sa mierne zvyšuje podiel kaolinitu na úkor illitu (obr. 3). Nápadná je neprítomnosť montmorillonitu a minerálov so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou. Výnimku tvoria aleuritovo-piesčité íly z Drieňova, v ktorých prevláda montmorillonit vulkanogénneho pôvodu.

Spodný bádén (lanzendorfská séria)

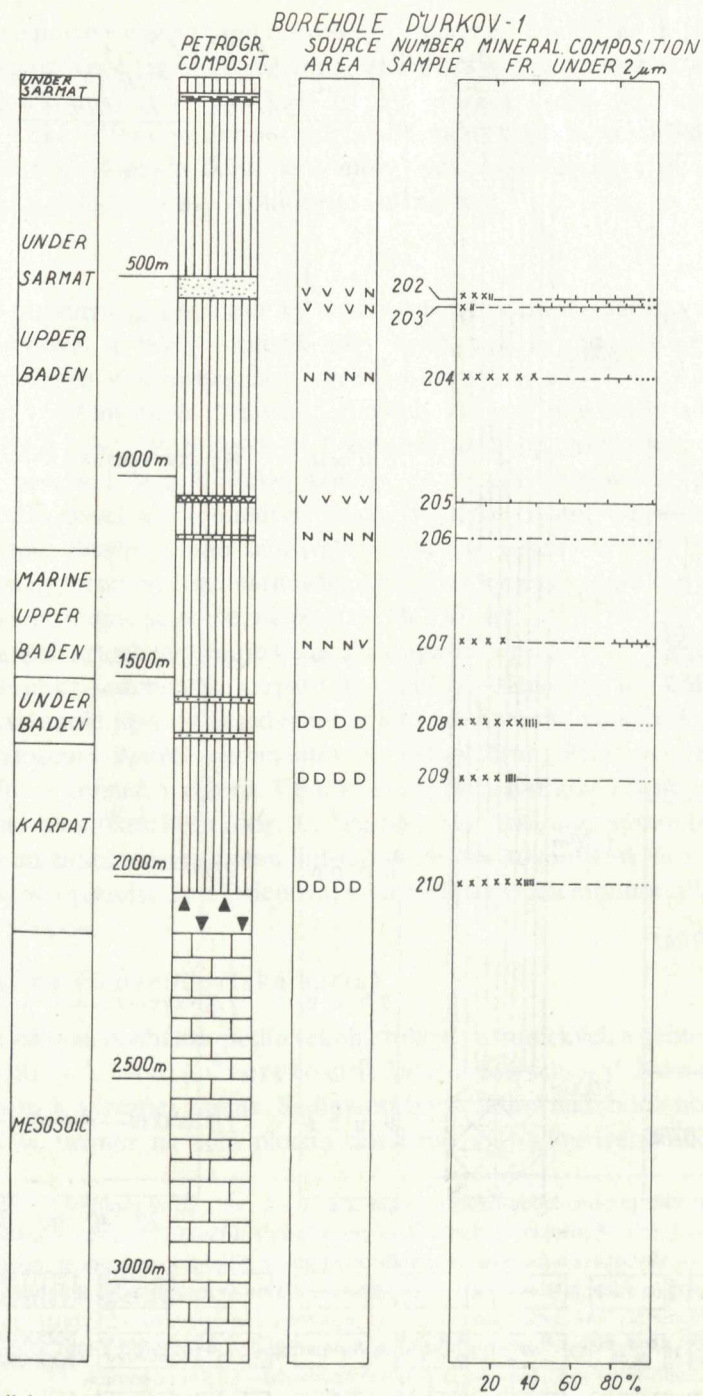
V spodnom bádene dochádza podľa rekonštrukcie vulkanických a geotektonických pomerov (J. Slávik 1968, J. Čverčko et al. 1968, J. Slávik — V. Konečný 1972) oproti karpátu k výraznej zmene. Sedimentačný priestor nadobúda novú podobu a rozširuje sa takmer na celú plochu dnešného východoslovenského neogénu.

Obr. 2 Legenda k profilom vrtoch (obr. 2—8) a k mineralogicko-geochemickej charakteristike ílov východoslovenskej panvy (obr. 27—36). Vysvetlivky: 1—kaolinit, 2—chlorit, 3—illit, 4—zmiešano-vrstevná štruktúra illit-montmorillonit+illit, 5—montmorillonit, 6—kremeň a kristobalit, 7—íly a tufitické íly, 8—sliene, slienité íly a ílovce, 9—piesky a pieskovce, 10—ílovité piesky a ílovité pieskovce, 11—karbonátové štrky, 12—štrky flyšového pôvodu, 13—štrky andezitové, 14—zlepence, 15—aglomeráty, 16—ryolitové tufy a tufity, 17—andezitové tufy a tufity, 18—andezit, 19—lignit, 20—pelosiderit, 21—limnokvarcit, 22—kamenná soľ, 23—mezozoické vápence, 24—paleozoické bridlice, 25—vulkanogénna zdrojová oblasť, 26—nevulkanogénna zdrojová oblasť, 27—procesy diagenetickej premeny.

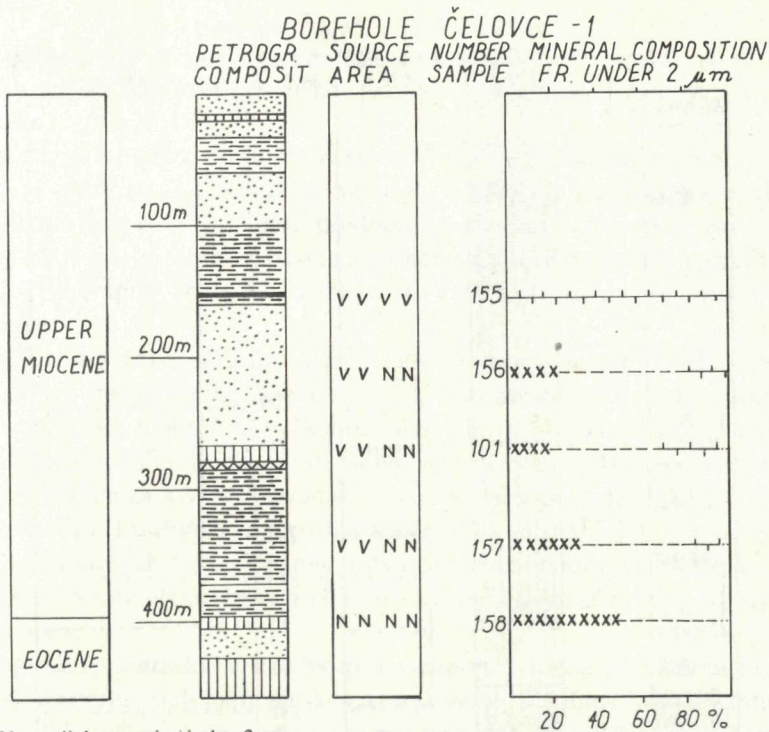
BOREHOLE POZDIŠOVCE - 1
 PETROGR. SOURCE NUMBER MINERAL COMPOSITION
 COMPOSIT AREA SAMPLE FR. UNDER 2 μ m



- 1 XXXX
- 2 IIIII
- 3 ----
- 4 -.-.-
- 5 | | | |
- 6 ••••
- 7 [hatched]
- 8 [vertical lines]
- 9 [dots]
- 10 [horizontal lines]
- 11 [circles]
- 12 [squares]
- 13 [circles]
- 14 [triangles]
- 15 [circles]
- 16 [wavy]
- 17 [cross-hatch]
- 18 [+ + +]
- 19 [solid black]
- 20 [solid black]
- 21 [vertical lines]
- 22 [S S S S]
- 23 [brick]
- 24 [X X X X]
- 25 V V V V
- 26 N N N N
- 27 D D D D



Obr. 3 Vysvetlivky pozri pri obr. 2

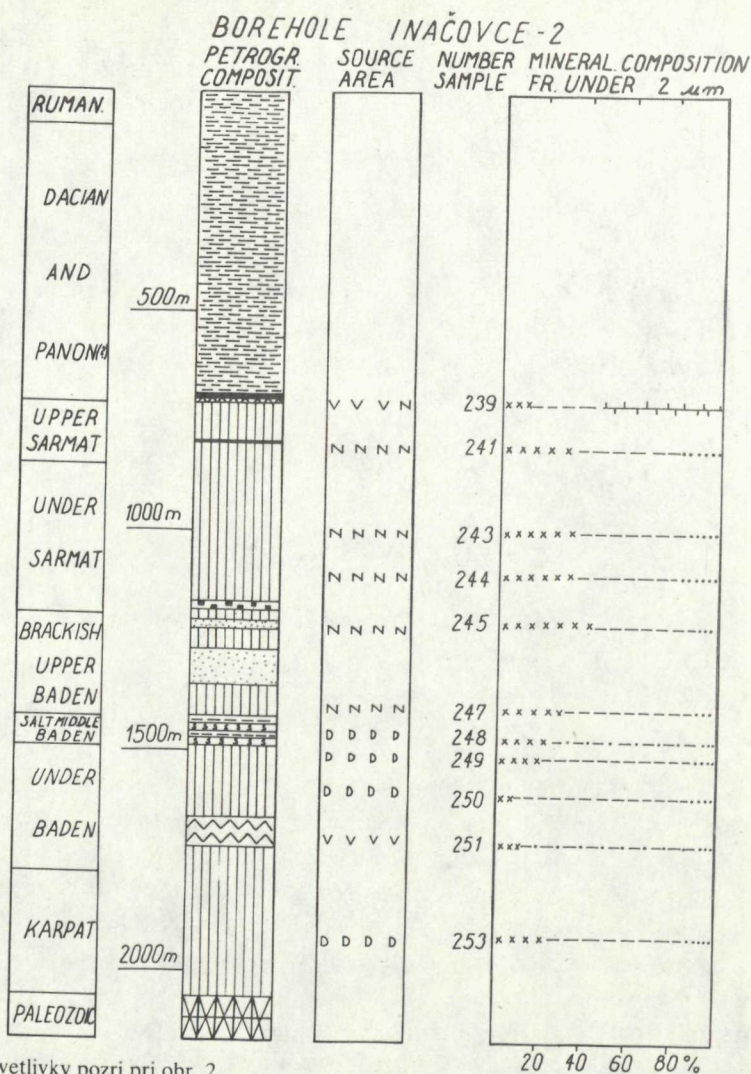


Obr. 4. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

Vzniká celý rad vulkanických centier, situačne aj geneticky viazaných na okrajové zlomy panvy. Vulkanická činnosť vrcholí koncom tohto obdobia; vytvára sa mohutný komplex tzv. hraboveckých tufitov, známych zo severného okraja panvy, ako aj z hlbinných vrtov (A. Kocák—M. Mořkovský 1968). Produkty tohto vulkanizmu predstavuje poloha ryodacitového tufitu vo vrte Iňačovce-2 v intervale 1650—1715 m, kde sa premieňa na minerál so zmiešano-vrstevnou illit—montmorillonitovou štruktúrou (obr. 5, vz. 251). Súčasne E. Šamajová—I. Kraus (1976) zistili rozsiahlu zeolitizáciu hraboveckého tufitu na jeho typovej lokalite pri Nižnom Hrabovci, ďalej pri Kučine a Vranove. Potvrdilo sa, že zeolitizácia hraboveckého tufitu má regionálny charakter, hoci nie je všade rovnako zastúpená. Tento poznatok je dôležitý, a to nielen pre poznanie diagenetických premien vulkanoklastických hornín spodného bádenu, ale aj z ekonomického hľadiska.

V študovaných vrtoch vystupuje spodný báden ešte v oblasti Pozdišoviec (vrtý Pozdišovce-1, Pozdišovce-7) a Zemplínskeho Klečenova (vrt Klečenov-2). Zistili sa tu dve odlišné asociácie ílových minerálov. Jednu, vulkanogénneho pôvodu, reprezentuje zmes kaolinitu a zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr. Druhú, nevulkanogénnu asociáciu, predstavuje zmes kaolinitu, illitu a chloritu, prípadne pozostáva iba z illitu.

Osobitný typ vulkanogénnej asociácie vznikol premenou ryolitových tufov v ob-



Obr. 5 Vysvetlivky pozri pri obr. 2

lasti tzv. choňkovej depresie (J. Slávik 1971 b). Vo vrchnej časti sme zistili prítomnosť montmorillonitu, kaolinitu a halloyzitu. V spodnej časti súvrstvia sa objavuje ešte illit a chlorit.

Stredný a vrchný bádén

Počas stredného a vrchného bádenu sa vytvorila v južnej časti východoslovenskej panvy zemplínsko-beregovská elevácia, na ktorú sa viaže rozsiahla vulkanická aktivita (J. Slávik. 1968). V prvej etape bol ryolitový vulkanizmus vystriedaný vulkanizmom andezitovým. V oblasti Malčíc, Beše, Čičaroviec a Kráľovského

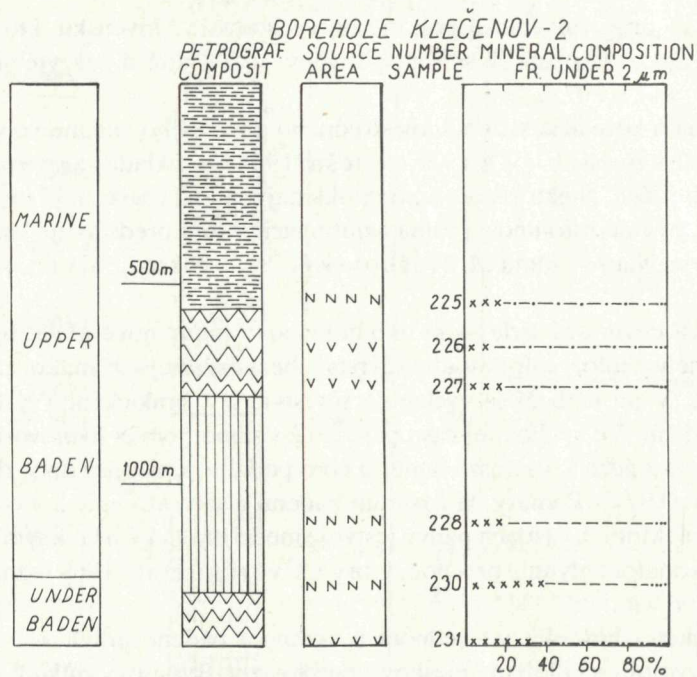
Chlmca vzniká prvé vulkanické pohorie na východnom Slovensku, ktoré je dnes v dôsledku neskorších subsidenčných pohybov poklesnuté a zakryté (R. Rudinec—C. Tereska 1972).

Stratifikácia a korelácia sedimentov stredného a vrchného bádenu vo vývoji tzv. devínskej série v zmysle I. Cíchu—J. Seneša (1968) sa zakladá na mikropaleontologických kritériách. Niektorí autori predpokladajú najmä v severnej časti východoslovenskej panvy neprítomnosť pásma aglutinancií, ktoré predstavuje bazálnu časť devínskej série. Naproti tomu M. Mořkovský (1971) dokazuje aj v tejto oblasti jej úplný vývoj.

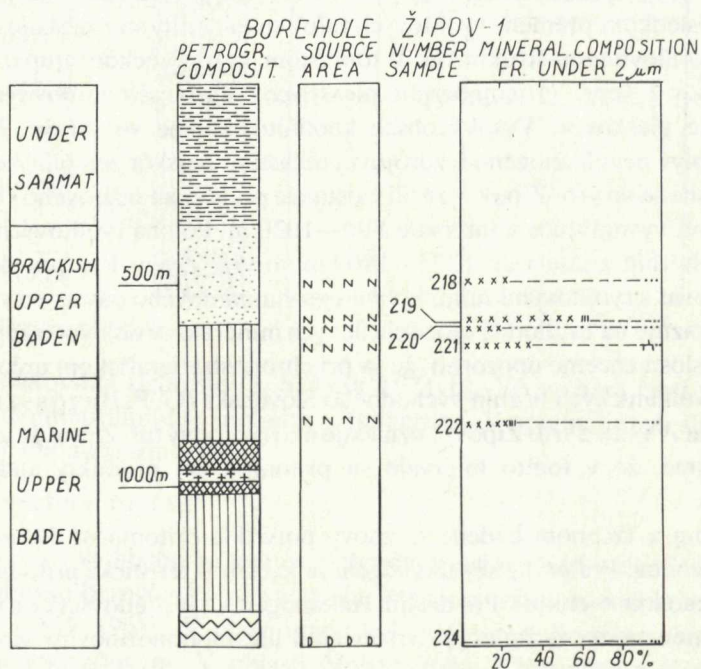
Stredná časť devínskej série — pásmo bolivinovo-buliminové je v severnej časti panvy uložené v nadloží soľonosného súvrstvia bez zreteľnejších znakov prerušenia sedimentácie. V jej nadloží sa vyčleňuje súvrstvie tzv. brakického (vysladeného) vrchného bádenu. Vo východnej časti panvy, už v samotnom bolivinovo-buliminovom pásme, dochádza k vysladzovaniu, o čom podal v poslednej dobe dôkazy M. Mořkovský (1971). Pomery na rozhraní bádenu a sarmatu neboli v celej panve jednotné. V niektorých častiach panvy jestvuje medzi brakickým vrchným bádénom a spodným sarmatom plynulý prechod, ktorý J. Čverčko et al. (1969) označujú ako kolčovské súvrstvie.

Z litologického hľadiska v strednom a vrchnom bádene prevládajú íly, často s vápnným vývojom, s polohami pieskov a pieskovcov. Ryolitový vulkanizmus sa vo vrchnom bádene východoslovenskej panvy prvýkrát potvrdil vo vrte Klečenov-2 (obr. 6). Výsledkom premeny ryolitových tufov sú minerály so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillovitovou štruktúrou. V tom istom stratigrafickom stupni vystupujú vo vrte Žipov-1 (obr. 7) jemnozrnné pieskovce s karbonátovo-ílovitým tmelom a arkózovité pieskovce. Vysoký obsah kaolinitu, hlavne vo vzorke 219, môže indikovať vplyv ne vulkanogénnej zdrojovej oblasti — najskôr zemplínskeho paleozoika. Súčasne sa vo vrte Žipov-1 zistili najstaršie prejavy andezitového vulkanizmu v celej panve, vystupujúce v intervale 890—1020 m. Poloha ryolitových vulkanoklastických hornín z intervalu 1275—1400 m vo vrte Žipov-1 sa pravdepodobne môže korelovať s ryolitovými tufmi bolivinovo-buliminového pásma vo vrte Klečenov-2. Poukazuje na to zhodná asociácia ílových minerálov v oboch komplexoch. V tejto súvislosti chceme upozorniť, že sa pri chronostratigrafickom určovaní veku niektorých vulkanických hornín východného Slovenska (G. P. Bagdasarjan et al. 1971) vzorka AV-28 z vrty Žipov-1 označuje ako ryolitový tuf. Z profilu uvedeného vrty je zrejmé, že v tomto intervale sú prítomné len produkty andezitového vulkanizmu.

V strednom a vrchnom bádene sa znovu potvrdila prítomnosť dvoch asociácií ílových minerálov. Pre prvú; ne vulkanogénnu, je charakteristická prítomnosť illitu, s prímiesou kaolinit + chlorit. Pre druhú, vulkanogénnu, je predovšetkým významná prítomnosť minerálov so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillovitovými štruktúrami.



Obr. 6 Vysvetlivky pozri pri obr. 2



Obr. 7 Vysvetlivky pozri pri obr. 2

Sarmat

V mladšom miocéne a v pliocéne sa stratifikácia a korelácia vulkanogénno-sedimentárnych komplexov východoslovenskej panvy obzvlášť komplikuje. Pre sladkovodné sedimenty vrchného sarmatu, ale predovšetkým panónu a rumanu, nemáme dostatok spoľahlivých biostratigrafických kritérií. V súčasnosti sa ukazuje, že v jednotlivých častiach panvy sa stretávame s odlišným vývojom a snahy o generalizáciu sú zatiaľ neúspešné. Preto spoľahlivo zaradiť študované íly v mladšom miocéne do stratigrafických stupňov je úloha zložitá. Na druhej strane podrobné znalosti o mineralogicko-genetickom vývoji ílových sedimentov môžu prehĺbiť poznatky o stratifikácii, korelácii a paleogeografii východoslovenskej panvy.

Pre poznanie zdrojových oblastí ílových sedimentov v tomto období je významné, že andezitový vulkanizmus pokračuje, najmä v južnej časti panvy, z vrchného bádenu aj do spodného sarmatu. Neskôr, počas stredného a vrchného sarmatu, sa uplatňuje ryolitový vulkanizmus. V južnej časti panvy v oblasti Kráľovského Chlmca a na sz. okraji zemplínskeho paleozoického ostrova vznikli rozkladom ryolitových tufov významné ložiská bentonitov. V severnej časti panvy je ryolitový vulkanizmus známy v širšom okolí Michaloviec. Osobitné postavenie majú lávové prúdy pyroxenicko-amfibolických andezitov a vulkanoklastické horniny v podvihorlatskej depresii — tzv. aglomerátovo-tufitická séria.

Sedimenty spodného sarmatu (elfidiové pásmo) v južnej a v juhovýchodnej časti podvihorlatskej depresie podrobnejšie študovali M. Brodňan et al. (1959) a R. Rudinec (1973). Druhou významnou oblasťou pre poznanie sedimentov sarmatu sa stala oblasť Ptrukše a Stretavy, kde R. Jiříček (1972) stanovil takmer jeho úplný profil celkovej hrúbky 1800 m.

Minerálne zloženie ílov sarmatského veku sme študovali vo vrtoch Hnojné-150, Blatné Revišťa-2, Čečehov-1, Lúčky-2, Iňačovce-2, Ptrukša-2, Trebišov-2. Premeňovanou ryolitových vulkanoklastických hornín vznikajú íly s prevahou montmorillonitu. V ostatných sedimentárnych komplexoch, predovšetkým v spodnom sarmate, prevláda asociácia illit + kaolinit + kremeň + chlorit.

Panón

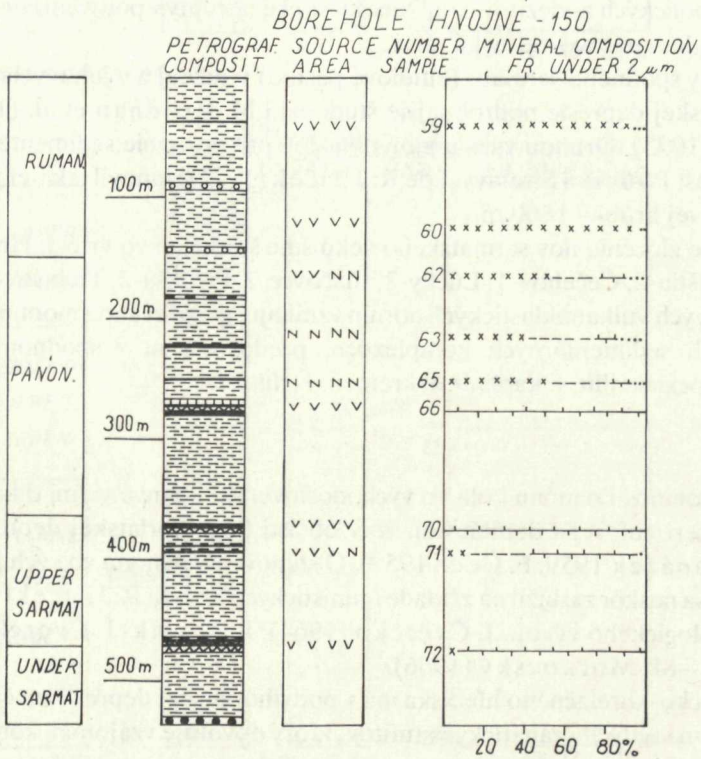
Otázka prítomnosti panónu bola vo východoslovenskej panve veľmi dlho neobjasnená a viacerí autori sa domnievali, že v oblasti podvihorlatskej depresie panón chýba (J. Janáček 1959, F. Čech 1959). O stanovenie panónu vo východoslovenskej panve sa neskôr zaslúžil na základe faunistických kritérií R. Jiříček (1972) a na základe litologického vývoja J. Čverčko (1964), A. Kocák-J. Čverčko (1965), A. Kocák—M. Mořkovský (1966).

Z litologicko-korelačného hľadiska má v podvihorlatskej depresii značný význam horizont pemzovitých granátických tufitov, ktorý dovoľuje vzájomne korelovať dve lignitické série, uprostred ktorých sa nachádza. Takto sa pôvodne jednotný litologic-

ko-genetický a stratigrafický celok tufiticko-lignitickej série J. Janáčka (1959) rozpadol na dve samostatné časti: sarmatskú aglomerátovo-tufitickú a spodnú uhoľnú sériu a panónsku medzitufitickú a vrchnú uhoľnú sériu. Vo všetkých študovaných vrtoch z podvihorlatskej depresie s výnimkou dvoch (U-7, U-8) je prítomný vulkanogéno-sedimentárny komplex panónu, reprezentovaný tzv. medzi-uhľou tufitickou a vrchnou uhoľnou sériou, z ktorého sa spracoval najväčší počet vzoriek. Výsledky jednoznačne potvrdili, že počas panónu sa v podvihorlatskej depresii uplatňoval vplyv dvoch zdrojových oblastí. Nevulkanogénna bola, zdá sa, významnejšia; reprezentuje ju hlavne vonkajšie flyšové pásmo. Druhá je vulkanogénna zdrojová oblasť, kde sa v najväčšom rozsahu prejavoval vplyv vulkanického masívu Vihorlatu.

Pont

Po akceptovaní panónu sa pri štúdiu východoslovenskej panvy znovu objavil problém pontu. Ak sa totiž podarilo stanoviť spodnú hranicu panónu so sarmatom, zostávajú naďalej problémy s hranicou vrchnou, t. j. hranicou medzi panónom a pontom, respektíve rumanom, ako aj problémy s paralelizáciou pontu voči dáku.



Obr. 8 Vysvetlivky pozri pri obr. 2

O otázke existencie pontu vo východoslovenskej panve sa diskutuje od obdobia keď sem J. Janáček (1958) začlenil sedimentárny komplex tzv. pozdišovskej štrkovej formácie, v ktorej prevláda materiál vonkajšieho flyšového pásma. Neskôr bola objavená v juhozápadnej časti podvihorlatskej depresie tzv. iňačovská uhoľná séria, ktorú A. Kocák—J. Čverčko (1965) zaradili tiež do pontu. V jej spodnej časti vystupujú ilovito-piesčité sedimenty na báze s polohami štrkov, ktoré podľa R. Rudinca (1969, 1973) zodpovedajú tzv. pozdišovskej štrkovej formácii.

V podvihorlatskej depresii v širšom okolí ložiska Hnojné je existencia pontu, podľa nášho názoru, stále sporná a zatiaľ sa pont ani samostatne nevyčleňuje. Vo väčšine študovaných vrtoch sú v nadloží panónu kaolinické íly, ktoré sa radia do rumanu. V poslednom období preraduje R. Jiříček (1972) tzv. pozdišovskú štrkovú formáciu z pontu do panónu C. Tento názor potvrdzujú rádiometricky stanovené veky vrcholových andezitov Vihorlatu, ktoré sú mladšie ako pozdišovská štrková formácia (D. Vass—J. Slávik 1975).

Ruman

Najmladšie súvrstvie pliocénu je vo východoslovenskej panve najlepšie vyvinuté v centrálnej časti podvihorlatskej depresie, kde dosahuje hrúbku od 80 do 150 m, výnimočne až 220 m. S najväčšou pravdepodobnosťou ide o transgresívnu diskordanciu, na ktorú poukazuje poloha štrkov v bazálnej časti s valúnmi vrcholových pyroxenických andezitov Vihorlatu. Súvrstvie rumanu tvoria íly s tufitickou prímiesou s polohami tufitov a s medzivrstvičkami lignitu. Zdá sa, že v centrálnej časti podvihorlatskej depresie je toto súvrstvie uložené priamo na komplexe vrchnej uhoľnej série. Na juhozápadnom a juhovýchodnom okraji podvihorlatskej depresie leží diskordantne na sedimentoch, ktoré R. Rudinec (1969, 1973) situoval do pontu. V týchto okrajových častiach má komplex rumanu malú hrúbku—35—50 m.

Nakoľko v sladkovodných sedimentoch pliocénu nemôžeme pre stratifikáciu využiť faunistické kritériá, chceme poukázať na kritériá litologické.

Íly rumanu v centrálnej časti podvihorlatskej depresie sa skladajú z minerálu kaolinického typu s veľmi neusporiadanou štruktúrou; označujeme ho ako fire clay (I. Kraus—I. Horváth 1972, I. Kraus et al. 1972). Súčasne vždy obsahujú prímies kristobalitu. Minerálne zloženie ílov v okrajových častiach podvihorlatskej depresie (pozdišovská a iňačovská formácia na juhozápadnom okraji, respektíve štruktúra Vysoká n/Uhom na juhovýchodnom okraji), ktoré sa radia do pontu, prípadne panónu C, je odlišné. Sú to íly zložené zo zmesi illitu, kaolinitu, zmiešanovo-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr a montmorillonitu s vysokým obsahom kremeňa. Petrografický charakter štrkov poukazuje spolu s minerálnym zložením ílov v okrajových častiach podvihorlatskej depresie na vplyv nevulkanogénnej, hlavne flyšovej proveniencie. Petrografický charakter štrkov, spolu s minerálnym zložením ílov v centrálnej časti podvihorlatskej depresie poukazuje na vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti predstavovanej komplexom Vihorlatu.

V centrálnej časti podvihorlatskej depresie sme v podloží kaolinických ílov s polohami andezitových štrkov zaraďovaných do rumanu nezistili prítomnosť pozdišovskej a iňačovskej formácie, ktoré sa zaraďujú do pontu, prípadne panónu C. Naopak, v podloží kaolinických ílov rumanu vystupuje vrchná uhoľná séria panónskeho veku. Potom je na mieste otázka, či súvrstvia zaraďované doteraz do pontu a rumanu nie sú len rôzne litofaciálne komplexy toho istého veku, v ktorých sa počas pliocénu uplatňoval predovšetkým rozdielny vplyv zdrojových oblastí. Nezaujíma-me k tomuto problému definitívne stanovisko, nakoľko študovaný materiál pochádza z neúplne zachovaných vrtných jadier. Chceme predovšetkým ukázať, ako možno mineralogické štúdium ílov využiť aj pre korelačné ciele.

Nakoniec ostáva dať do súvisu vývoj rumanu v podvihorlatskej depresii s vulkanizmom v masíve Vihorlat-Popričný. Postupnosť morfológického vývoja vulkanizmu v tomto masíve riešil J. Slávik (1971 a). Vyčlenil tri etapy, v ktorých sa mení konfigurácia a celkový charakter vulkanizmu — spodnosarmatskú, panónsko-pontskú a rumanskú. Pre vznik andezitových štrkov a kaolinických ílov rumanu v podvihorlatskej depresii by mala mať v tomto ponímaní najväčší význam etapa panónsko-pontská.

V poslednom období sa zisťuje nesúlad v biostratigrafickom a rádiometrickom datovaní najmladšieho vulkanizmu na východnom Slovensku. Podľa výsledkov rádiometrického výskumu D. Vassa—J. Slávika (1975) ostáva chronológia vulkanických udalostí v pohorí Vihorlat-Popričný zachovaná, mení sa však stratigrafický rozsah vulkanizmu, hlavne jeho hornej hranice. Rádiometricky stanovené veky ukázali, že by bolo možné zaradiť najmladšie andezity odobrané z vrcholu Vihorlatu do stredného panónu (J. Slávik et al. 1976). Z tohto nového hľadiska možno považovať za zdroj kaolinických ílov rumanu predovšetkým vrcholové andezity a nie už andezity nižšej etáže vulkanickej stavby Vihorlatu a Popričného, pôvodne považované J. Slávikom (l. c.) za panónsko-pontské.

Röntgenografická analýza ílov východoslovenskej panvy

Röntgenografickú analýzu sme zvolili za hlavnú metódu štúdia minerálneho zloženia ílov vo východoslovenskej panve. Difrakčné záznamy boli zhotovené na goniometri GON-03 (Chirana) za týchto podmienok: Cu K α žiarenie, $\lambda = 1,54178$, Ni filter, 30 kV, 15 mA, clony 5' 20', rýchlosť posunu 2°/min., časová základňa integrátora T-10, rozsah záznamu 1000 imp./sec., posun papiera 600 mm/hod.

Používali sa orientované preparáty na podložnom sklíčku pripravené roztieravou technikou, ako to navrhol a reprodukovateľnosť overil R. Gibbs (1965). K príprave preparátu sme vždy použili rovnaký objem vzorky frakcie pod 2 mikrometre. Kalcit, prípadne iné karbonáty, sme odstránili pôsobením 1N HCl. Sadrovec sme odstránili metódou A. A. Ozola et al. (1971). Všetky vzorky boli sýtené glycerínom. Vzájomný podiel kaolinitu a chloritu sa stanovil žihaním vzoriek pri teplote 550 °C.

V súčasnosti sa popri kvalitatívnom rozbere ílov stále nástojčivejšie prejavuje potreba určiť predovšetkým ich kvantitatívne zastúpenie, menovite pri riešení mineralogicko-genetických problémov, týkajúcich sa stanovenia zdrojových oblastí a litofaciálneho vývoja v sedimentačných panvách. Celý rad faktorov, ktoré ovplyvňujú presnosť a reprodukovateľnosť výsledkov kvantitatívnej röntgenografickej analýzy spôsobuje, že táto metóda je stále v štádiu vývoja. K základným faktorom pôsobiacim na získané výsledky patrí chemická variabilita a stupeň usporiadania štruktúry ílových minerálov. K nim pristupujú ďalšie činitele, ako veľkosť častíc, stupeň prednostnej orientácie, charakter asociácie ílových minerálov, ich segregácia a disperzia, obsah a charakter neílových minerálov, kvalita a spôsob prípravy preparátov, spôsob merania intenzity bazálnych reflexov a iné.

Presnosť jednotlivých metód kvantitatívnej röntgenografickej analýzy závisí predovšetkým od výberu vhodného štandardu. Pri litologickom a mineralogicko-genetickom štúdiu určitých oblastí, opierajúcich sa o veľký počet vzoriek, je potrebné stanoviť rýchlou metódou relatívne zastúpenie ílových minerálov v profiloch získaných odberom vrtných jadier. V takýchto prípadoch mnohí autori používajú priamu semikvantitatívnu analýzu, bez zavedenia štandardov.

Prvoradou úlohou pri semikvantitatívnej röntgenografickej analýze je určiť vzťah medzi intenzitou bazálnych reflexov a koncentráciou ílových minerálov v študovaných zmesiach. Vychádzali sme zo známej lineárnej závislosti intenzity a váhového množstva minerálu v binárnej zmesi (A. P. Klug—L. L. Alexander 1954, M. B. Kucikovič—J. S. Diakonov 1971). Tento vzťah vyjadruje rovnica:

$$\frac{X_p}{X_q} \sim \frac{I_p}{I_q} = > \frac{X_p}{X_q} = K : \frac{I_p}{I_q}$$

X_p, X_q sú váhové množstvá minerálov p, q
 I_p, I_q sú príslušné intenzity
 K je koeficient úmernosti

Tento postup možno použiť aj pre viackomponentný systém. Príslušné koeficienty úmernosti K pre stanovenie množstva ílových minerálov východoslovenskej panvy sme odvodili empiricky použitím vonkajšieho štandardu, v zmysle L. G. Schultza (1964). Pripravili sa dvojkomponentné a trojkomponentné zmesi z prevažne monominerálnych vzoriek zo študovanej oblasti. Pre stanovenie množstva ílových minerálov sme ako analytické použili intenzity difrakčných bazálnych línii d_{001} , pre kremeň intenzitu línie d_{110} a pre kristobalit d_{101} . Intenzita jednotlivých reflexov je udaná ich výškou nad pozadím. Pre kontrolu sa v niektorých prípadoch použila intenzita integrálna so vzájomným porovnaním výsledkov kvantitatívneho vyhodnotenia. Vo väčšine prípadov neboli v údajoch zistené podstatné rozdiely, s výnimkou binárnej zmesi fire clay + kristobalit, kde sa používala integrálna intenzita, nakoľko použitie výšok ovplyvňovalo výsledky.

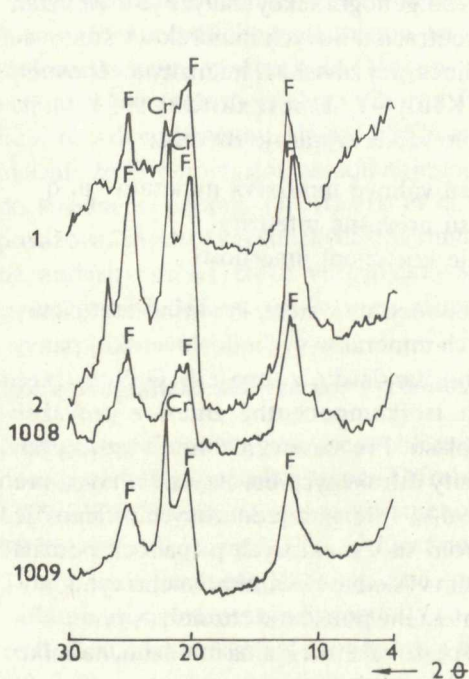
Charakter difrakčných záznamov potvrdil prítomnosť kaolinitov s rôznym stupňom štruktúrnej usporiadanosti, čo sme pri príprave štandardných zmesí brali tiež do úvahy. Je to kaolinit typu fire clay v íloch pliocénneho veku s nedokonale

usporiadanou štruktúrou (obr. 9). Kaolinit s relatívne lepšie usporiadanou štruktúrou sa nachádza v rozložených tufoch panónskeho veku (obr. 10). Nakoniec sa kaolinit z ílovcov spodného sarmatu a vrchného bádenu vyznačuje relatívne najlepšie usporiadanou štruktúrou (obr. 17, 18). U neílových minerálov najväčší problém spôsobuje kvantitatívne stanovenie vysokodisperzného kremeňa a kristobalitu, ktoré prechádzajú aj do frakcie pod 2 mikrometre. Ich obsah sa vyjadroval dopočítaním do 100 % ; hlavnou kontrolou správnosti boli chemické analýzy.

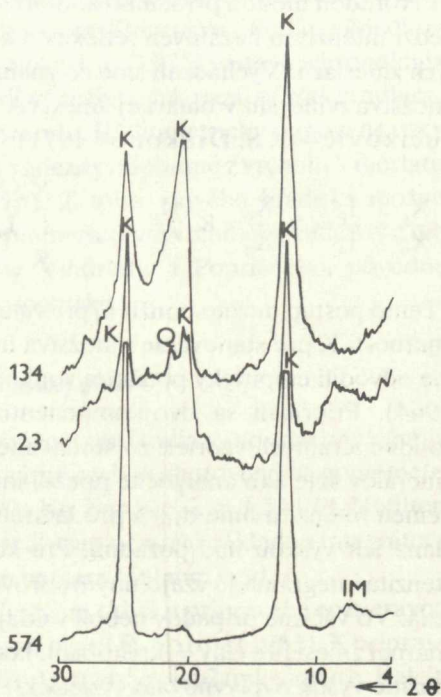
U minerálnej asociácie illit + kaolinit + kremeň ± chlorit sa koeficienty úmernosti nepoužívali. Súvisí to s tým, že sa illit prítomný v íloch redeponovaných z nevulkanogénnej zdrojovej oblasti vyznačuje nedokonale usporiadanou štruktúrou. Zároveň je vždy v asociácii s kaolinitom s dobre usporiadanou štruktúrou.

Vyhodnotenie umele pripravených štandardných zmesí potvrdilo, že ak chceme u ostatných minerálnych asociácií dosiahnuť zodpovedajúce výsledky, treba použiť koeficienty úmernosti. Intenzitu reflexu kaolinitu bolo potrebné vzhľadom k intenzite reflexu montmorillonitu zvýšiť 5-násobne a illitu 3-násobne.

Celkové zhodnotenie výsledkov minerálneho zloženia ílov východoslovenskej panvy na základe semikvantitatívnej röntgenografickej analýzy ukázalo, že je použitá metóda dostatočne citlivá a spoľahlivá. Napriek celému radu problémov je



Obr. 9 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie fire clay+kristobalit±hallozyt. Vysvetlivky: F—fire clay, Cr—kristobalit



Obr. 10 Difraktografické záznamy kaolinitovej minerálnej asociácie. Vysvetlivky: K—kaolinit, Q—kremeň.

jej použitie pri regionálnom minerogenetickom štúdiu ílov nevyhnutné. Metódy kvantitatívnej röntgenografickej analýzy, ktoré sa snažia takmer absolútne stanoviť zastúpenie ílových minerálov, sú tak komplikované a časovo náročné, že pre veľké série vzoriek prakticky neprichádzajú do úvahy.

Asociácie ílových minerálov vo východoslovenskej panve

Hlavným cieľom štúdia ílových minerálov vo východoslovenskej panve bolo sledovať ich rozšírenie v tejto oblasti v priestore a v čase. Usúdili sme, že najlepší spôsob ako dosiahnuť tento cieľ je stanoviť základné asociácie ílových minerálov. Pod týmto termínom rozumieme spoločný výskyt ílových minerálov v študovanej hornine. Vo východoslovenskej panve ide v úplnej väčšine o vulkanogénno-sedimentárne horniny, v ktorých ílové minerály prekonalí po svojom vzniku transport z pôvodného miesta do sedimentačnej panvy. Otázky súvisiace so zmenami v minerálnom zložení ílov počas sedimentácie a diagenézy budú predmetom nášho záujmu v ďalšej časti práce.

Asociácie ílových minerálov sme stanovovali tak, aby spĺňali dve základné kritériá. Majú vyjadrovať charakter materských hornín, premenou ktorých ílové minerály vznikli. Podľa možnosti majú vyjadrovať litofaciálny vývoj prostredia sedimentačnej panvy, v ktorej sa nachádzajú. Každú z vyčlenených asociácií charakterizujeme prostredníctvom röntgenografických záznamov a elektrónových mikrofotografií vždy len niekoľkých typických predstaviteľov.

Minerálna asociácia fire clay+kristobalit±halloyzit

Táto asociácia je charakteristická pre najmladšie sladkovodné súvrstvie v podvihorlatskej depresii, ktoré je doteraz zaradované do rumanu. Na základe mineralogického štúdia bola zistená vo vrtoch Hnojné-40, Hnojné-88, Hnojné-135, Hnojné-150, Hnojné-273, Lúčky-2. Jedinou výnimkou je vrt Blatné Revištia-2, kde je v tejto minerálnej asociácii prítomné malé množstvo montmorillonitu.

Fire clay mineral sa na difraktografických záznamoch vyznačuje nízkym a difúznym, často asymetrickým bazálnym reflexom, ktorý je v porovnaní s kaolinitom obvykle posunutý k nižším uhlovým hodnotám (obr. 9). Hodnoty bazálneho reflexu sa u študovaného fire clay minerálu pohybujú v rozmedzí 7,20—7,35 Å, naproti tomu u kaolinitu v rozmedzí 7,10—7,20 Å. Spôsobuje to jednak v porovnaní s kaolinitom neusporiadaná štruktúra fire clay minerálu a môže mať jednak určitý vplyv prítomnosť halloyzitu. Na elektrónových mikrofotografiách sa fire clay minerál vyznačuje extrémne vysokodisperzným vývojom, čím sa výrazne líši od kaolinitu. Jeho častice sú vždy menšie ako 1 mikrometer. Sú zásadne nepravidelne obmedzené, vyznačujú sa zlou plošnou orientáciou a tvoria zhluky. Priložené elektrónové mikrofotografie potvrdzujú, že fire clay minerál je v tejto asociácii naprosto prevládajúcim minerálom (obr. 19).

Chemické analýzy študovaných vzoriek
Chemical analysis of studied samples

| Vzorka | 26 | 45 | 134 | 574 | 34 | 70 | 155 | 205 | 224 | 227 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| SiO ₂ | 44,51% | 48,27% | 49,74% | 45,72% | 49,82% | 50,13% | 49,38% | 57,49% | 53,85% | 44,75% |
| TiO ₂ | 0,64 | 0,66 | 0,57 | 0,16 | 0,57 | 0,40 | 0,21 | 0,19 | 0,40 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 30,98 | 28,36 | 29,82 | 37,93 | 19,38 | 17,06 | 18,77 | 16,82 | 18,86 | 25,24 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,03 | 5,07 | 1,19 | 0,64 | 6,39 | 3,86 | 5,20 | 4,66 | 2,31 | 1,80 |
| FeO | stopy traces | — | — | — | — | — | — | stopy traces | — | stopy traces |
| MnO | — | stopy traces | — | — | — | — | — | — | — | — |
| MgO | 0,49 | 0,50 | 0,31 | 0,16 | 2,02 | 1,37 | 2,39 | 2,37 | 1,37 | 0,15 |
| CaO | 0,87 | 0,70 | 1,22 | 0,95 | 1,40 | 2,45 | 0,96 | 0,87 | 1,48 | 0,52 |
| Na ₂ O | 0,54 | 0,34 | 0,38 | 0,10 | 2,57 | 3,52 | 2,08 | 2,43 | 5,78 | 7,34 |
| K ₂ O | 0,25 | 0,18 | 0,18 | 0,10 | 0,27 | 0,77 | 0,21 | 0,89 | 3,75 | 5,01 |
| -H ₂ O | 3,95 | 3,41 | 1,73 | — | 9,17 | 8,09 | 13,80 | 8,79 | 2,60 | 6,06 |
| +H ₂ O | 13,54 | 12,43 | 14,69 | 13,85 | 8,10 | 11,95 | 5,90 | 5,25 | 9,06 | 9,62 |
| Sum | 99,80% | 99,92% | 99,83% | 99,91% | 99,69% | 99,60% | 99,44% | 99,76% | 99,46% | 100,65% |

Halloyzit sa dá v prítomnosti kaolinitových minerálov pri bežných identifikačných postupoch najrýchlejšie určiť pomocou elektrónovej mikroskopie. Častice halloyzitu sa spravidla vyznačujú trúbkovitým vývojom. Prítomnosť trúbkovitých častíc, ktoré patria najskôr halloyzitu, je evidentná v reliktoch kôry zvetrávania andezitových vulkanoklastických hornín v oblasti Poruby pod Vihorlatom a rovnako v íloch rumanu v podvihorlatskej depresii (obr. 20).

Kristobalít sa identifikoval pomocou röntgenografickej analýzy hlavne na základe reflexu pri 4,06 Å. Kristobalít je vo východoslovenskej panve stálym sprievodným minerálom produktov rozkladu vulkanických hornín. Je často prítomný v bentonitoch a, ako dokazuje práve opisovaná minerálna asociácia, aj v produktoch kaolinického zvetrávania. Prítomnosť kristobalitu v íloch poukazuje jednoznačne na vplyv vulkanogénnych hornín v zdrojovej oblasti.

Z chemických analýz (tab. 1, vz. 26, 45) môžeme usudzovať, že sa íly tejto minerálnej asociácie vyznačujú vysokým obsahom Fe_2O_3 a TiO_2 ; súvisí to s charakterom materských hornín v zdrojovej oblasti. Zvlášť významný je rozdiel obsahu Ti v kaolinických íloch vnútorných kotlín na strednom Slovensku, ktoré vznikli premenou ryolitov, porfyroidov a fylitov, oproti ílom podvihorlatskej depresie, ktoré vznikli rozkladom pyroxenických andezitov a ich vulkanoklastických sérií. Tieto informácie sa získali pri kvantitatívnej spektrochemickej analýze, pomocou ktorej sa stanovovalo zastúpenie niektorých mikroprvkov v íloch neogénnych panví Západných Karpát (I. Kraus 1975). V kaolinických íloch vnútorných kotlín stredného Slovenska je priemerný obsah Ti 4601 ppm, naproti tomu v kaolinických íloch podvihorlatskej depresie u minerálnej asociácie fire clay+kristobalít±halloyzit je to až okolo 10 000 ppm. Súčasne sa íly tejto minerálnej asociácie, ako typické predstavitelie vulkanogénnej proveniencie, vyznačujú relatívne nízkym obsahom V, Ni, Cr, oproti panónskym ílom východoslovenskej panvy, ktoré boli redeponované z nevulkanogénnej zdrojovej oblasti (obr. 27, 28). Posledným charakteristickým znakom je nízký obsah B (47 ppm), čo súvisí s usadzovaním ílov v sladkovodnom prostredí.

Minerálne zloženie ílov, ktoré sa nachádzajú v podvihorlatskej depresii, sme porovnali s ílmi tvoriacimi súčasť kôry zvetrávania v oblasti Poruby pod Vihorlatom. Výsledky röntgenografického a elektrón-mikroskopického štúdia potvrdili, že sa v obidvoch prípadoch skladajú zo žiaruvzdorného ílu (fire clay), halloyzitu a kristobalitu. Táto okolnosť jednoznačne potvrdzuje, že uvedené íly boli do podvihorlatskej depresie redeponované z oblasti Vihorlatu, kde sa formovali zvetrávaním pyroxenických andezitov a vulkanoklastických hornín vrchnej vulkanickej etáže v zmysle O. Orlického et al. (1970).

Minerálna asociácia kaolinitová

Rozkladom tufov pyroxenických andezitov, ktoré tvoria uprostred lignitu niekoľko cm hrubé medzivrstvičky, vzniká kaolinit bez prímеси iných ílových minerálov, prípadne kristobalitu. Najlepším príkladom tejto monominerálnej asociácie je vzorka 134 vo vrte U-8, kde svetlosivé pemzové tufy vystupujú uprostred uhoľnej série Vyšné Nemecké-Sejkov, ktorú R. Jiříček (1972) kladie do panónu C. Ostatné vzorky patria intenzívne kaolinizovaným tuhom, ktoré sa nachádzajú uprostred lignitov vrchnej uhoľnej série panónu. Tento kaolinit sa, v porovnaní so žiaruvzdorným ílom, vyznačuje omnoho vyšším stupňom štruktúrnej usporiadanosti. Bazálny reflex na difraktografických záznamoch je ostrý, symetrický a vysoký (obr. 10). Obsah molekulárne viazanej vody je v porovnaní s fire clay minerálom podstatne nižší, čo potvrdzujú výsledky chemických analýz (tab. 1, vz. 26, 45, 134). Napokon pomocou elektrónovej mikroskopie môžeme sledovať podstatný rozdiel aj v morfológickom vývoji častíc. Kaolinit má oproti fire clay minerálu veľké a dobre obmedzené častice (obr. 21). Pozoruhodný rozdiel medzi obidvoma kaolinickými minerálmi je v chemizme, predovšetkým v obsahu Fe_2O_3 . Pritom sa potvrdilo, že podstatná časť Fe^{+3} je u fire clay minerálu priamo v jeho štruktúre, čo potvrdil I. Horváth (1976).

Tieto skutočnosti potvrdzujú podstatný rozdiel medzi obidvoma kaolinickými minerálmi, ktoré sme na tomto základe zaradili do samostatných minerálnych asociácií. Príčinou je rôzny stupeň štruktúrnej usporiadanosti a odlišné podmienky vzniku. Fire clay minerál je prítomný výlučne v íloch a tufitických íloch, ktoré boli po svojom vzniku v primárnych kôrach zvetrávania Vihorlatu redeponované do podvihorlatskej depresie. Kaolinit naproti tomu vznikol premenou pemzovitých tufov in situ.

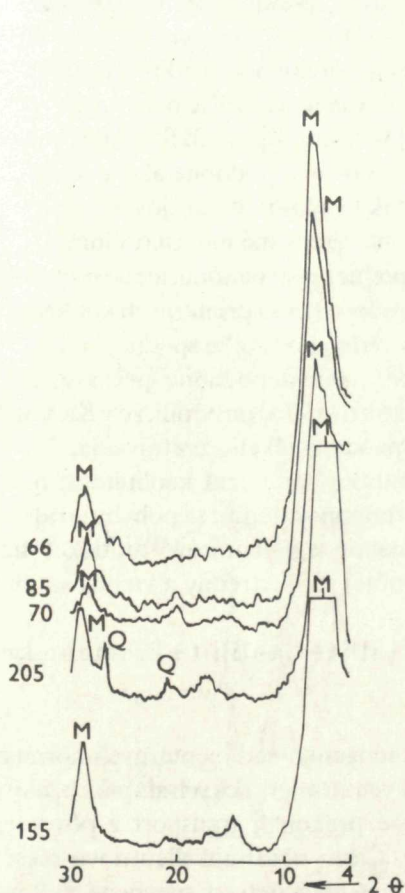
Osobitným genetickým typom monominerálnej kaolinitovej asociácie vo východoslovenskej panve je kaolinit, ktorý vznikol pri hydrotermálnej premene pyroxenických andezitov erupčného centra Rozdielnej. J. Slávik (1969) ich považuje za ekvivalent najmladšej vulkanickej fázy Vihorlatu. Prejavy kaolinizácie sa zistili 5 km severne od obce Jovsa v úseku dlhom približne 500 m (E. Dobra—I. Kraus 1972). Kaolinit sa vyznačuje vysokým stupňom štruktúrnej usporiadanosti, obsahuje malú prímесь zmiešano-vrstvej štruktúry illit-montmorillonit (obr. 10, vz. 574), čo sú charakteristické znaky pre kaolinit hydrotermálneho pôvodu. Pozornosť si zasluhuje veľmi nízky obsah Fe_2O_3 (tab. 1, vz. 574) a morfológicky veľmi dobre obmedzené pseudo-hexagonálne častice na mikrofotografii zhotovenej pomocou elektrónového mikroskopu (obr. 22).

Montmorillonitová minerálna asociácia

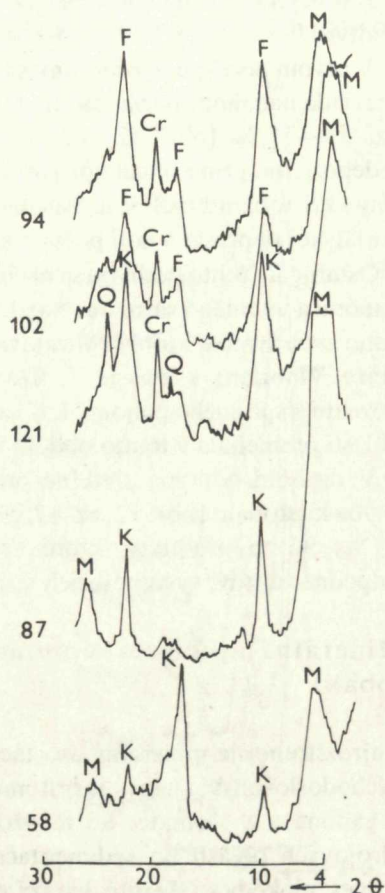
Montmorillonit na doteraz známych ložiskách bentonitov východoslovenskej panvy vzniká premenou ryolitových tufov a ryodacitových tufitov od eggenburgu až po

panón. Monominerálna montmorillonitová asociácia, ktorá bola predmetom nášho štúdia, vzniká predovšetkým premenou ryolitových vulkanoklastických hornín. Je prítomná v medzivrstvičkách ryolitových tufitov panónu uprostred vrchnej uhoľnej série (obr. 11, vz. 66). Ďalej v pemzovitých ryolitových tufitoch panónu, tvoriacich dôležitý korelačný horizont v tzv. medziuholnej tufitickej sérii (obr. 11, vz. 85). Rovnako je prítomná v pemzovitých tufoch vrchného sarmatu, vystupujúcich bezprostredne pod lignitom spodnej uhoľnej série (obr. 11, vz. 70). Nakoniec sa s ňou stretávame v premenených ryolitových tufoch kolčovského súvrstvia (obr. 3, 11, vz. 205) a v eggenburgu čelovskej formácie (obr. 11, vz. 155).

Celkove teda vystupuje montmorillonit tejto minerálnej asociácie najčastejšie v bezprostrednom podloží lignitu, hlavne v podvihorlatskej depresii, kde ide



Obr. 11 Difraktografické záznamy montmorillonitovej minerálnej asociácie. Vysvetlivky: M—montmorillonit, Q — kremeň.



Obr. 12 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie montmorillonit + kaolinit ± kristobalit. Vysvetlivky: M — montmorillonit, F — fire clay, K — kaolinit, Cr — kristobalit, Q — kremeň.

o premenu ryolitových vulkanoklastických hornín v sladkovodnom prostredí. Redepozícia je vo väčšine prípadov málo pravdepodobná. Študované montmorillonity v porovnaní s montmorillonitmi na dosiaľ známých ložiskách bentonitov východoslovenskej panvy (Fintice, Nižný Hrabovec, Kuzmice, Lastovce) neobsahujú kristobalit, čo sa prejavuje aj nižším obsahom SiO_2 (tab. 1, vz. 34, 70, 155).

Minerálna asociácia montmorillonit+kaolinit±kristobalit

Táto asociácia je vo východoslovenskej panve relatívne zriedkavá. Najčastejšie je prítomná vo vrchnej uhoľnej sérii a v aglomerátovo-tufitickej sérii, veľmi zriedkavo v rumane podvihorlatskej depresie. Je typickým predstaviteľom vulkanogénnej zdrojovej oblasti. Z mineralogicko-genetického hľadiska ju môžeme rozdeliť na dva podtypy.

V prvom podtype je prítomný kaolinit so zle usporiadanou štruktúrou, ktorý vždy prevláda nad montmorillonitom. Obsah kaolinitu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 55—75 % (obr. 12, vz. 94, 102, 121). Tieto íly vznikli pravdepodobne redepozíciou primárnych kôr kaolinického zvetrávania, podobne ako asociácia fire clay+kristobalit±hallozyt. Nachádzajú sa však obyčajne v okrajovej časti podvihorlatskej depresie a boli počas transportu kontaminované montmorillonitom.

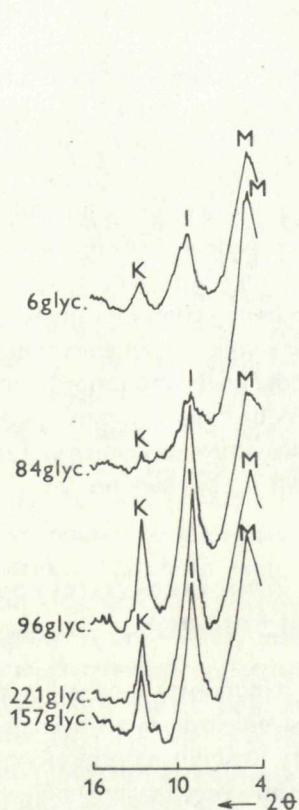
Ostatné íly tohto podtypu sa nachádzajú v spodnej časti panónu, alebo na rozhraní panónu a vrchného sarmatu. Najskôr vznikli redepozíciou primárnych kôr kaolinického zvetrávania, ktoré sa formovali bezprostredne po vzniku spodnej vulkanickej etáže Vihorlatu v zmysle J. Slávika (1969), pravdepodobne počas vrchného sarmatu a spodného panónu. I. Kraus—V. Hano (1976) potvrdili, že v Karpatskej oblasti prebiehala v tomto období hlavná etapa kaolinického zvetrávania.

V druhom podtype zreteľne prevláda montmorillonit nad kaolinitom, pričom chýba kristobalit (obr. 12, vz. 87, 58). Obsah montmorillonitu sa pohybuje od 75 do 95 %. Sú to produkty, ktoré vznikli premenou aglomerátovo-tufitickej série, prípadne tufitov, vystupujúcich v spodnej uhoľnej sérii (stredný a vrchný sarmat).

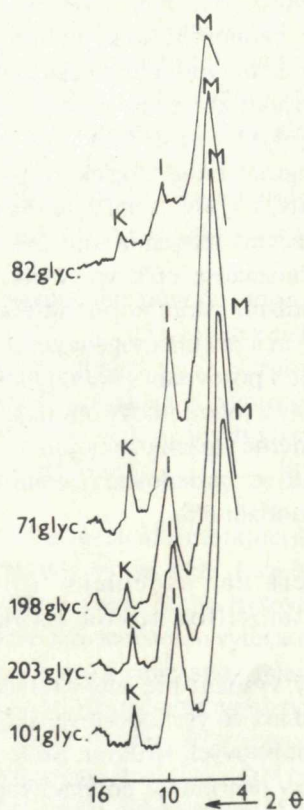
Minerálna asociácia montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±kristobalit

Najrozšírenejšia minerálna asociácia vo vulkanogénno-sedimentárnych horninách východoslovenskej panvy je prítomná vo všetkých stratigrafických stupňoch, najviac v panóne a v sarmate. Sú to vždy íly, ktoré prekonalí transport z pôvodných zdrojových oblastí do sedimentačnej panvy. Často obsahujú aleuritovo-piesčité prímes, niekedy sú slienité, len veľmi zriedkavo sú diageneticky spevnené na ílovce. Ak tvoria medzivrstvičky uprostred lignitov, čo je bežný zjav, tak obsahujú značné množstvo rastlinných preuhoľnených zvyškov. Vyznačujú sa pestrým faciálnym vývojom, nachádzajú sa uprostred sérií sladkovodných, brakických aj morských.

Asociácia ťažkých minerálov je obyčajne chudobná a jednotvárna. Spravidla poskytujú málo informácií o materských horninách v zdrojovej oblasti. Túto otázku považujeme pri mineralogicko-genetickom štúdiu ílových sedimentov za kľúčovú. Poznanie charakteru materských hornín, zvetrávaním ktorých ílové sedimenty vznikli, je pre riešenie ich genézy veľmi dôležité. Preto sme aj dosiaľ venovali práve tomuto problému mnoho pozornosti. Týmito prácami sa potvrdilo, že montmorillonit prítomný v ílových sedimentoch neogénnych panví má vulkanogénny alebo nevulkanogénny pôvod. Za určitých podmienok môžeme spoľahlivo zistiť, ktorý typ montmorillonitu je v skúmanom íle prítomný. Túto metódu sme overovali aj na íloch východoslovenskej panvy, pričom práve asociácia montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±kristobalit zohrala pri tomto štúdiu najvýznamnejšiu úlohu (I. Kraus—E. Šamajová 1973, I. Kraus 1975). Z uvedeného vyplýva, že táto minerálna asociácia môže reprezentovať dva základné typy zdrojových oblastí.



Obr. 13 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň (nevulkanogénny typ). Vysvetlivky: M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit.



Obr. 14 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±kristobalit (zmiešaný typ). Vysvetlivky: M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit.

Prvým typom je ne vulkanogénna proveniencia. Vo východoslovenskej panve a hlavne v podvihorlatskej depresii, predovšetkým v panóne a v sarmate pripadla podľa nášho názoru najvýznamnejšia úloha vonkajšiemu flyšovému pásnu a humenskému mezozoiku. Tu prítomný montmorillonit po sýtení KOH pevne fixuje K^+ a získava štruktúru slúd, premenou ktorých pôvodne vznikol. Vo väčšine záznamov (obr. 13) bol ne vulkanogénny pôvod montmorillonitu stanovený pomocou vyššie spomínanej metódy, založenej na sýtení vzoriek K^+ . Prevládajúcim minerálom v tomto ne vulkanogénnom type minerálnej asociácie je dioktaedrický illit. Bazálny reflex 10,0 Å sa po sýtení glycerínom nemení. Niekedy je prítomný illit s bazálnym reflexom pri 10,1 Å, u ktorého sa po sýtení glycerínom bazálny reflex posúva na hodnotu 9,8 Å. Ide o tzv. degradovaný, alebo v zmysle A. G. Kossovskej—V. A. Drica (1970) o tzv. hydratovaný illit, obsahujúci v štruktúre už nepatrné množstvo vrstiev montmorillonitového typu. Priemerné zastúpenie minerálov v tejto asociácii s ne vulkanogénnym montmorillonitom je nasledovné: montmorillonit 15%, illit 45%, kaolinit 35%, kremeň 5%.

Druhým typom je asociácia montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±kristobalit, pri vzniku ktorej sa uplatňoval vplyv vulkanogénnej oblasti, ale prípadne aj iných zdrojových oblastí (obr. 14). Hovoríme potom o tzv. zmiešanej proveniencii a na litologicko-mineralogických profiloch jednotlivých vrstiev ju označujeme symbolom VVNN, VVVN, NNNV, podľa toho, do akej miery vplyva na vznik ílov vulkanogénna a ne vulkanogénna zdrojová oblasť. V takomto prípade je dosť obťažné spoľahlivo a jednoznačne určiť vplyv oboch proveniencií. Obyčajne sme sa riadili týmito pravidlami. Montmorillonit má pri sýtení K^+ prechodný charakter medzi vulkanogénnym a ne vulkanogénnym typom. Bazálny reflex vulkanogénneho montmorillonitu je v porovnaní s bazálnym reflexom ne vulkanogénneho montmorillonitu menej difúzny a jeho celkový obsah je vyšší. Okrem kremeňa býva prítomný aj kristobalit. Priemerné zloženie minerálov v asociácii indikujúcej vplyv tzv. zmiešanej zdrojovej oblasti je nasledovné: montmorillonit 40%, illit 30%, kaolinit 25%, kremeň a kristobalit 5%.

Minerálna asociácia illit+minerál so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou+kaolinit+kremeň

Veľký význam pre interpretáciu zmien ílových minerálov v postsedimentačnom štádiu má vo východoslovenskej panve prítomnosť zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr. Sú to zmiešané štruktúry typu illit-montmorillonit, ktoré patria v prírodných podmienkach k najrozšírenejším a preto sa im venuje v poslednej dobe veľká pozornosť.

Zmiešano-vrstevné štruktúry sa vo všeobecnosti považujú za prejav transformácie ílových minerálov počas ich sedimentácie, ako aj počas diageneticko-epigenetického štádia. Podľa J. Lucasa (1962) a neskôr G. Millota (1964), ktorí rozdelili ílové

minerály na klastické, transformované a autigenné, sa pri transformácii rozlišuje proces degradácie a agradácie. Celkove môžeme povedať, že vo východoslovenskej panve nám zmiešano-vrstevné štruktúry predstavujú prechodnú fázu agradačnej transformácie montmorillonitu na illit v diagenetickom a epigenetickom štádiu. Okrem toho, ako ukážeme v ďalšom, stretávame sa v íloch východoslovenskej panvy aj s transformáciou degradačného typu.

Problematika zmiešano-vrstevných štruktúr, ako aj s tým úzko súvisiaca problematika zmien ílových minerálov v sedimentačných panvách je mimoriadne zložitá, pričom nie je dosiaľ ani zďaleka jednotne interpretovaná. Práve naopak, ten istý jav sa veľmi často vysvetľuje z rozdielných pozícií podľa toho, či jednotliví autori uznávajú v procese sedimentácie autigénny vznik ílových minerálov, poľahke ich transformáciu v širšom rozsahu, alebo či im pripisujú len nepatrný význam a naopak zdôrazňujú ich allotigénny pôvod.

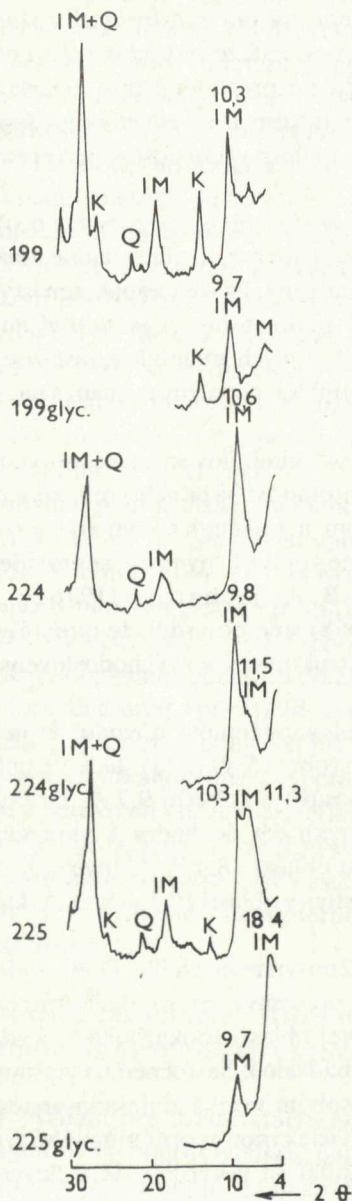
Základným znakom poukazujúcim na prítomnosť minerálov so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami je prítomnosť bazálneho reflexu v rozmedzí 10,0—12,5 Å, ktorý po sýtení glycerínom a etylénglykolom mení svoju polohu. Vo východoslovenskej panve sa stretávame s pravidelnými aj s nepravidelne zmiešanými štruktúrami v zmysle V. A. Drica—B. A. Sacharova (1976).

Sýtením KOH metódou Ch. E. Weawera (1958) sme potvrdili, že minerály so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami vo východoslovenskej panve patria k dvom genetickým typom.

V prvom rade sú to zmiešané štruktúry ne vulkanogénneho pôvodu, ktoré sa niekedy vyznačujú zdvojeným bazálnym reflexom (obr. 15, vz. 225). Jeden z nich je vyvinutý pri 10,3 Å a po sýtení glycerínom sa posúva do oblasti 9,7 Å. Druhý je vyvinutý v oblasti 11,1—11,6 Å; po sýtení glycerínom dochádza k výraznému posunu k nižším uhlovým hodnotám obyčajne do oblasti 18,4 Å. U iných vzoriek (obr. 15, vz. 199) je prítomný len jeden bazálny reflex v oblasti 10,1—10,3 Å, ktorý sa po sýtení glycerínom posúva k hodnote 9,7 Å.

Máme dve možnosti interpretácie vzniku zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr takéhoto typu. Podľa prvej predstavy by sa mali formovať zvetrávaním klastických slúd v pôvodnej zdrojovej oblasti vonkajšieho flyšového pásma magurskej a duklianskej jednotky, kde dochádzalo k čiastočnému vytesňovaniu K^+ z medzivrstevného priestoru. Týmto spôsobom vzniká zmiešano-vrstevná štruktúra s malým podielom napučiajúcich vrstvičiek montmorillonitového typu, ktorá sa označuje ako tzv. degradovaný illit. Zatiaľ sa potvrdilo, že v ílvoch vonkajšieho flyšového pásma duklianskej jednotky sú zmiešané štruktúry tohto typu prítomné v značnom rozsahu (T. Ďurkovič—B. Čičel 1965). Ich prítomnosť ešte nedokazuje proces transformácie vo vlastnej východoslovenskej panve a z tohto hľadiska majú klastický, t. j. alotigénny pôvod.

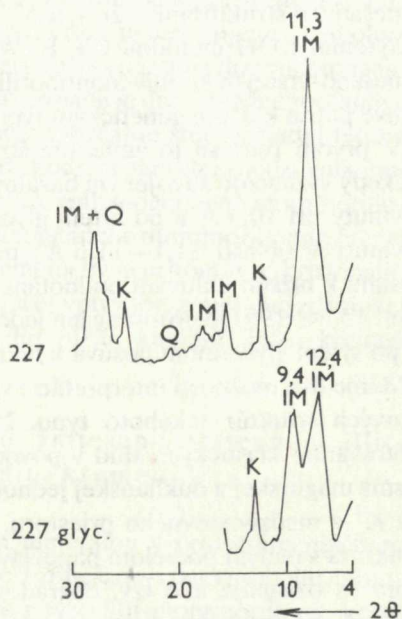
Podľa druhej predstavy by mohol tento typ zmiešano-vrstevnej štruktúry vznikáť vo vlastnej neogénnej panve ako dôsledok diagenetických zmien. V tomto prípade



Obr. 15 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie illit+minerál so zmiešanovrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou+kaolinit+kremeň. Vysvetlivky: zmiešanovrstevná IM štruktúra illit-montmorillonit, K — kaolinit, M-montmorillonit, Q-kremeň.

by sme mali hovoriť o agradačnej transformácii súvisiacej s premenou: montmorillonit → minerál so zmiešanovrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou → illit. A G. Kossovskaja—V. A. Dric (1970) označujú tento typ zmiešanovrstevnej štruktúry ako tzv. hydratovaný illit.

Na základe doterajších poznatkov považujeme prvú alternatívu za pravdepodobnejšiu, aj keď si definitívne objasnenie tohto pomerne zložitého problému vyžaduje ďalšie štúdium. Takto by mal popisovaný typ zmiešanovrstevnej illit-montmorillonitovej štruktúry nevolkanogénneho pôvodu patriť tzv. degradovanému illitu, ktorý sa formoval mimo neogénne-



Obr. 16 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie illit+minerál so zmiešanou štruktúrou illit-montmorillonit+kaolinit+kremeň. Vysvetlivky: IM zmiešanovrstevná štruktúra illit-montmorillonit, K-kaolinit, Q-kremeň.

ho sedimentačného priestoru východoslovenskej panvy a má allotigénny pôvod.

Druhým genetickým typom zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr sú minerály, ktoré sa formovali vo vlastnej sedimentačnej panve premenou vulkanogénnych, predovšetkým ryolitových a ryodacitových vulkanoklastických hornín v morskom prostredí. Jednoznačný dôkaz o existencii minerálov so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou tohto typu poskytujú vzorky z vrtnu Žipov-1 a Klečenov-2. Tu uprostred bolivinovo-buliminového pásma vystupujú čiastočne rozložené ryolitové vulkanoklastické horniny s veľmi dobre zachovanou textúrou materských hornín, ktorá potvrdzuje, že sa asociácia ílových minerálov (obr. 15, vz. 224; obr. 16, vz. 227) nachádza na pôvodnom mieste vzniku.

Hodnoty bazálnych reflexov na difraktografických záznamoch ukazujú, že sa vzájomný pomer medzi napučiavajúcimi vrstvičkami montmorillonitového a nenapučiavajúcimi vrstvičkami illitového typu mení. Bazálne reflexy 10,65 Å, respektíve 11,33 Å (obr. 15, vz. 224; obr. 16, vz. 227) a charakter ich posunu po glycerínovaní umožňujú odhadnúť približný podiel montmorillonitových vrstiev na 20—25% v prvom prípade a okolo 40% v prípade druhom. Zdá sa pravdepodobné, že pri premene vulkanického skla v diagenetickom štádiu absorboval montmorillonit z okolného prostredia K^+ , ktorý nahradil podstatnú časť Ca^{+2} a Mg^{+2} v medzivrstevnom priestore. Týmto spôsobom vznikajú tzv. K-bentonity, známe hlavne z paleozoických sérií s obsahom okolo 5—6% K_2O (Ch. E. Weaver 1953). Vzorka 227 (tab. 1) obsahuje 5,01% K_2O ; 0,52% CaO ; 0,15% MgO . Proces premeny vulkanického skla v strednom a vrchnom bádene sa odohrával v prostredí s vysokou salinitou, čo dokumentuje vznik evaporitických formácií, rozšírených najmä v severnej časti východoslovenskej panvy. Okrem stratigrafickej pozície túto okolnosť priamo podporuje vysoká mechanická prímes Na_2O , na ktorú vo vzorke 227 pripadá z celkového obsahu až 6,56%, ako aj extrémne vysoký obsah bóru — 377 ppm. Tak vysoký obsah bóru zrejme súvisí s vysokou salinitou, ale súčasne aj s vysokým obsahom K_2O .

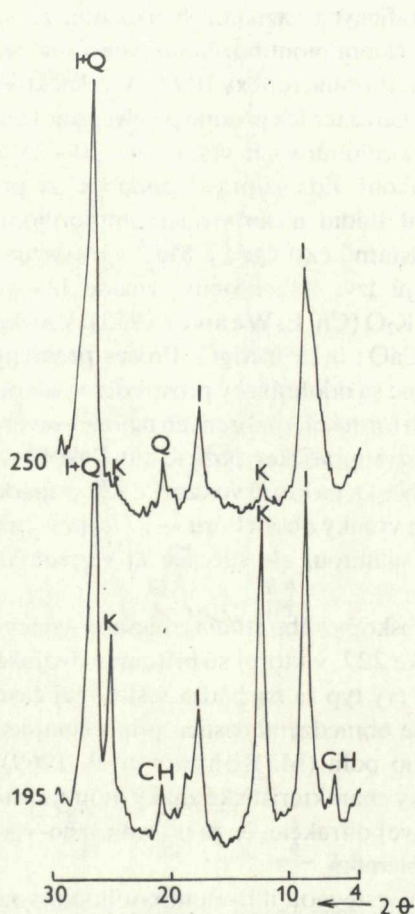
Veľmi zaujímavé sú aj výsledky elektromikroskopického štúdia zmiešano-vrstevnej illit-montmorillonitovej štruktúry vo vzorke 227, v ktorej sú prítomné dvojaké častice s odlišným morfológickým vývojom. Prvý typ sa nachádza v strednej časti mikrofotografie (obr. 23), kde ide o dokonale obmedzenú časticu pripomínajúcu autigennú hydrosľudu z kremnického rudného poľa (M. Böhmer et al. 1969). Druhý typ je na obr. 24, kde majú častice všetky charakteristické znaky montmorillonitu. Overiť sa to dá iba pomocou elektrónovej difrakcie, čo je pri zmiešano-vrstevných štruktúrach zatiaľ veľmi zložitým problémom.

Študovaná asociácia minerálov so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou prítomná vo vrchnom bádene východoslovenskej panvy potvrdzuje dva dôležité poznatky:

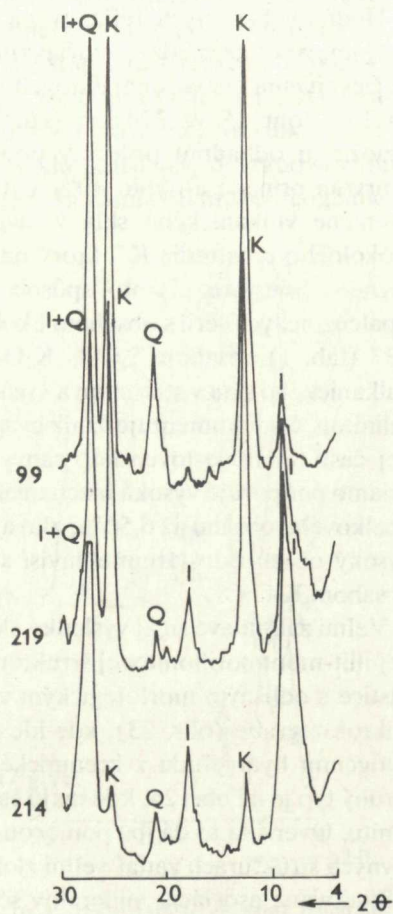
Dokazuje prítomnosť zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr pravdepodobne alotigénneho pôvodu, ktoré sa dostali do východoslovenského

neogénu z nevulkanogénnej zdrojovej oblasti a súčasne zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr autigénneho pôvodu, ktoré vznikali na pôvodnom mieste svojho výskytu. Tento druhý typ citlivo indikuje charakter okolného prostredia sedimentácie.

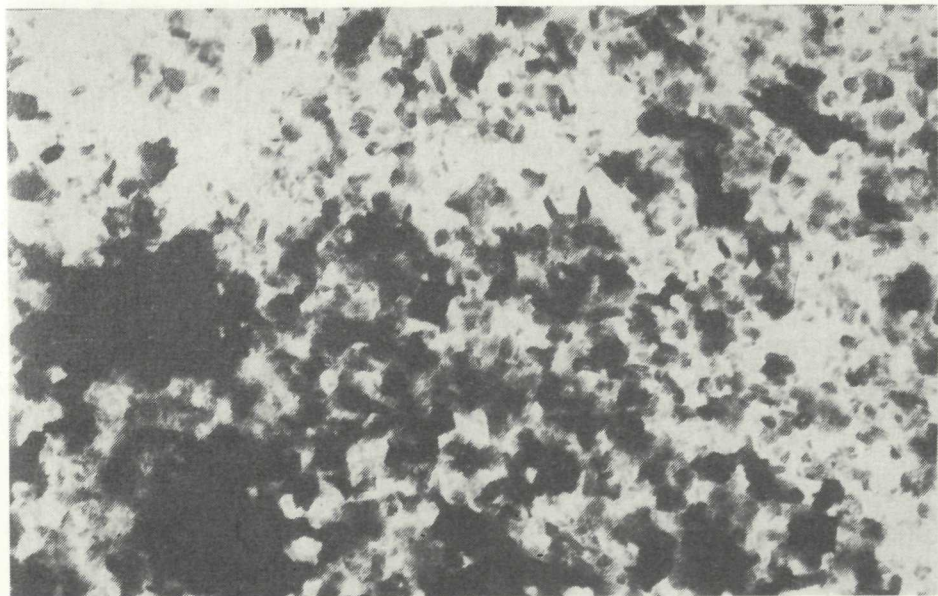
Potvrzuje prvý a zatiaľ, zdá sa, ojedinelý prípad syngenetickej bentonitizácie halmyrolytického typu. Ukázalo sa, že všetky známe ložiská bentonitov východoslovenskej panvy vznikali epigenetickou bentonitizáciou, ktorá prebiehala neskôr — podľa dosiaľ najpriijímavejšieho názoru — hlavne účinkom atmosferických vôd pri povrchovom zvetrávaní.



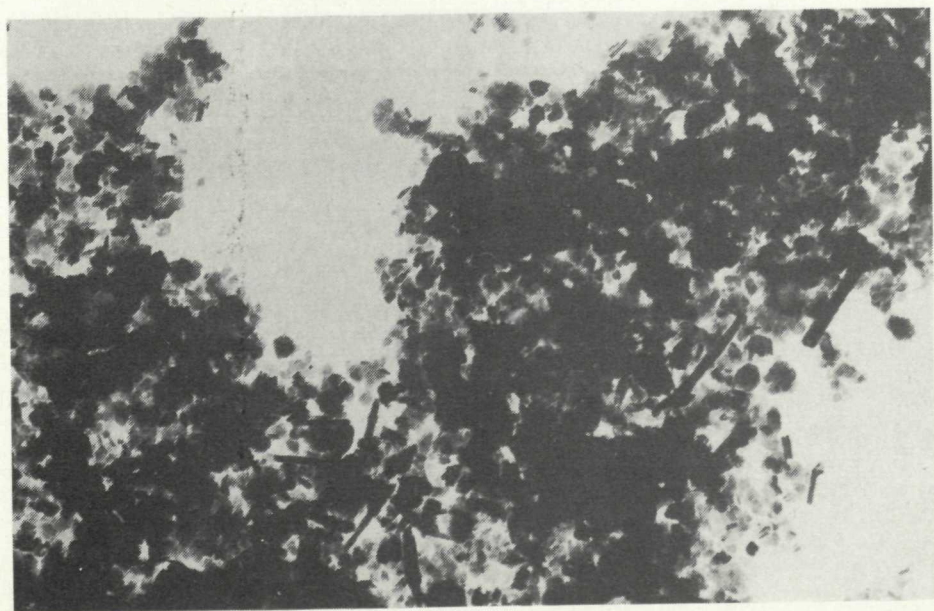
Obr. 17 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie illit-kaolinit+kremeň±chlorit. Vysvetlivky: I-illit, K-kaolinit, Q-kremeň, CH-chlorit.



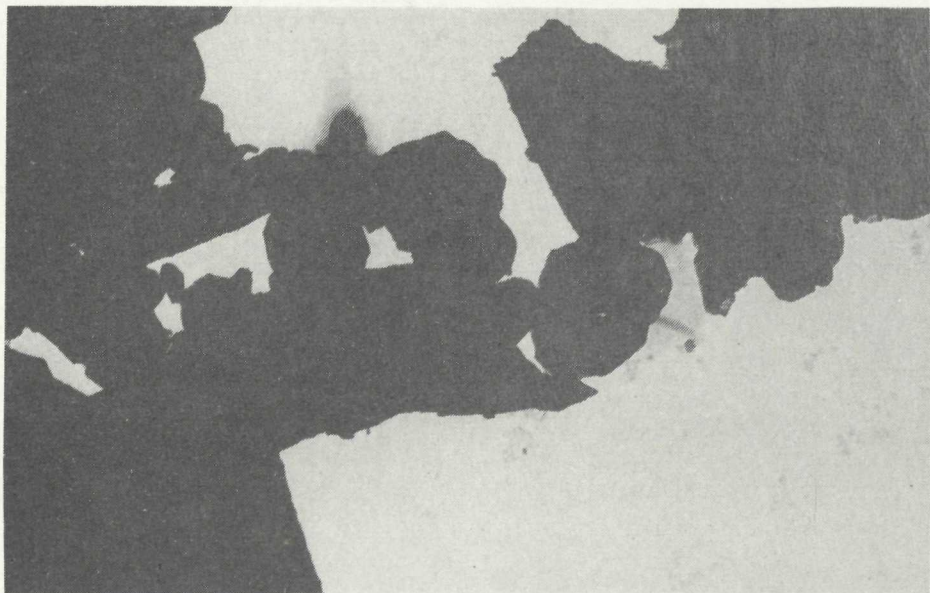
Obr. 18 Difraktografické záznamy minerálnej asociácie illit+kaolinit+kremeň±chlorit. Vysvetlivky: I-illit, K-kaolinit, Q-kremeň.



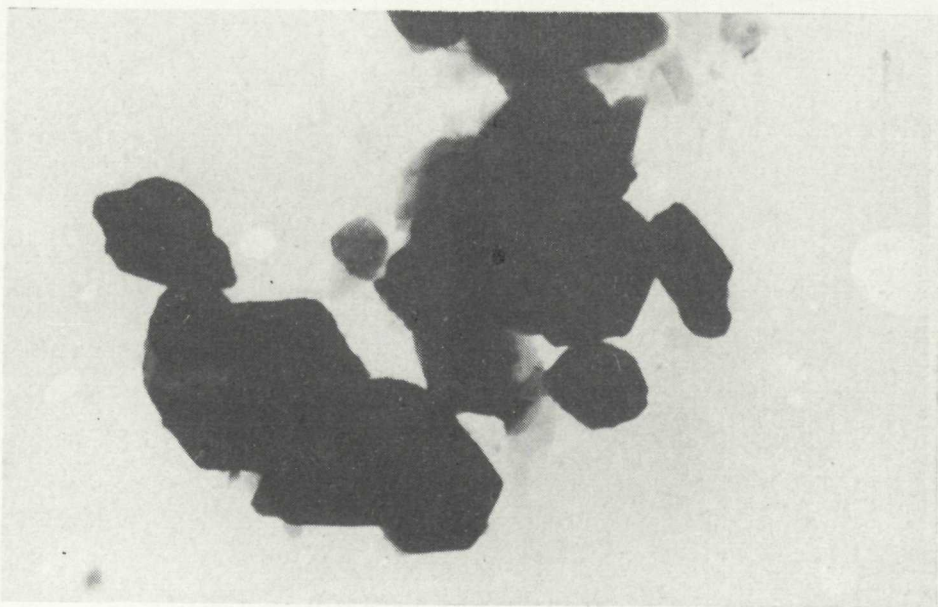
Obr. 19 Elektronová mikrofotografia fire clay mineralu. Vzorka 1, vrt Hnojné-40, hĺbka 80,0 m, zväčšenie 11 000 x, vyhotovila H. Gerthofferová.



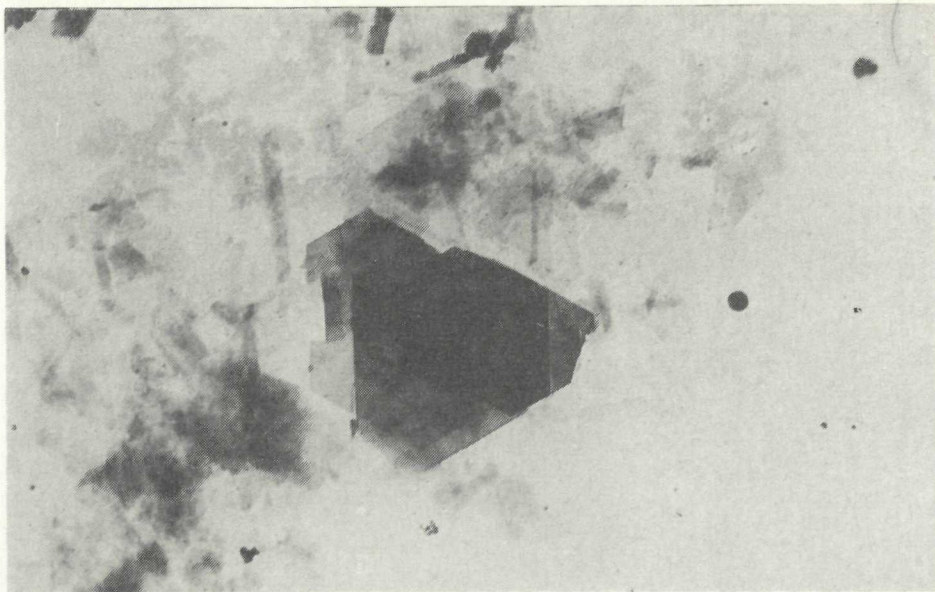
Obr. 20 Elektronová mikrofotografia fire clay minerálu a halloyzitu. Vzorka 2, vrt Hnojné-40, hĺbka 94,4 m, zväčšenie 11 000 x, vyhotovila H. Gerthofferová.



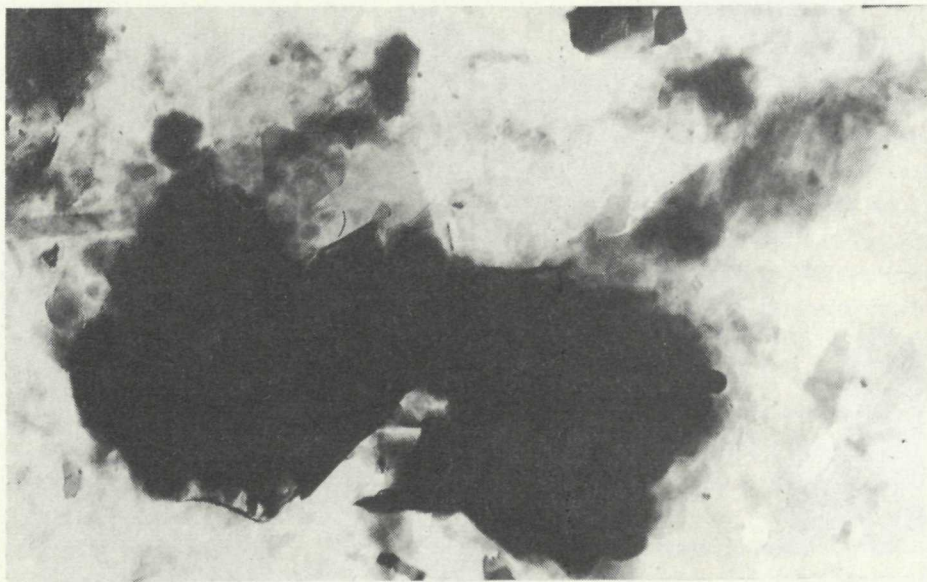
Obr. 21 Elektronová mikrofotografia kaolinitu. Vzorka 134, Vrt-U-8, hĺbka 117,5 m, zväčšeni 11 000 \times , vyhotovila H. Gerthofferová.



Obr. 22 Elektronová mikrofotografia kaolinitu. Vzorka 574, Jovsa, zväčšenie 11 000 \times , vyhotovila H. Gerthofferová.



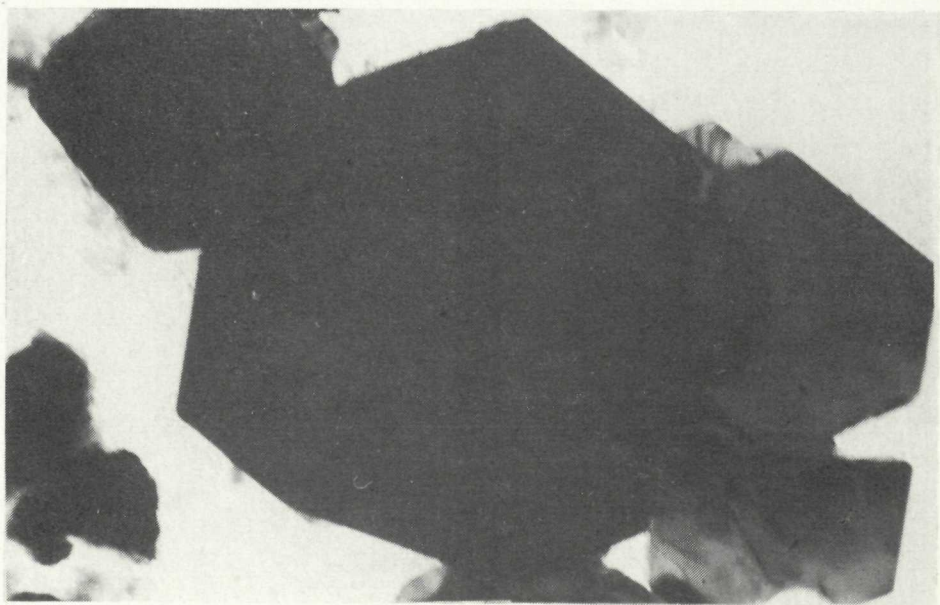
Obr. 23 Elektronová mikrofotografia so zmiešano-vrstevnou štruktúrou illit-montmorillonit. Vzorka 227, vrt Klečenov-2, hĺbka 754 m, zväčšenie 11 000 \times , vyhotovila H. Gerthofferová.



Obr. 24 Elektronová mikrofotografia so zmiešano-vrstevnou štruktúrou illit-montmorillonit. Vzorka 227, vrt Klečenov-2, hĺbka 754,0 m, zväčšenie 11 000 \times , vyhotovila H. Gerthofferová.



Obr. 25 Elektronová mikrofotografia montmorillonitu. Vzorka 205, vrt Ďurkov-1, hĺbka 1061 m, zväčšenie 11 000 \times , vyhotovila H. Gerthofferová.



Obr. 26 Elektronová mikrofotografia kaolinitu. Vzorka 99, vrt Blatné Revištie-2, hĺbka 1005 m, zväčšenie 11 000 \times , vyhotovila H. Gerthofferová.

Minerálna asociácia illit+kaolinit+kremeň±chlorit

Má základný význam pre pochopenie genézy ílov východoslovenskej panvy v postsedimentačnom štádiu. Viazá sa výlučne na spevnené ílové sedimenty, ktoré majú prevažne charakter ílovcov. Zákonite sa potom s ňou stretávame v tejto oblasti len v útvaroch predstrednosarmatského veku. Celkove má dominujúce postavenie v spodnom sarmate, v brakickom vrchnom bádene a predovšetkým v karpate. Je charakteristická pre nevulkanogénne zdrojové oblasti, ale zároveň indikuje proces diageneticko-epigenetickej premeny ílových sedimentov. Ílové minerály tejto asociácie majú v porovnaní so všetkými ostatnými asociáciami najvyšší stupeň štruktúrnej usporiadanosti.

Najviac zastúpeným ílovým minerálom je illit. Ide o polytypnú modifikáciu $2M_1$, ktorá je charakteristická hlavne pre ílové sfudy klastického pôvodu. Bazálny reflex u vzoriek v prirodzenom stave sa pohybuje v rozmedzí 9,9—10,1 Å. Po sýtení glycerínom sa niekedy nepatrne posúva k vyšším uhlovým hodnotám a objavuje sa reflex v oblasti 9,8 Å, čo môže podľa J. Lucasa (1962) svedčiť o jeho počiatkovej transformácii. Vo väčšine študovaných vzoriek tejto asociácie sa však poloha bazálneho reflexu po sýtení glycerínom nemení. Celkove sa dá sledovať istá, ale nevýrazná tendencia v tom zmysle, že sa s najväčším počtom vzoriek u ktorých sa po sýtení glycerínom objavuje reflex 9,8 Å stretávame v morskom vrchnom bádene, kde majú minerály so zmiešano-vrstevnými štruktúrami dominujúce postavenie.

Druhým podstatne zastúpeným minerálom tejto asociácie je kaolinit. Vzájomný kvantitatívny pomer medzi illitom a kaolinitom sa pohybuje v širokom rozmedzí. Kaolinit sa vyznačuje dobre usporiadanou štruktúrou najmä v porovnaní s fire clay minerálom, prípadne aj s kaolinitom vulkanogénneho pôvodu.

V niektorých prípadoch poukazuje táto asociácia na vplyv kyslých intruzívnych, alebo metamorfovaných hornín. V súvrství vrchného brakického bádenu vo vrte Žipov-1 vystupuje 250 m hrubý komplex pieskovcov, ktoré majú v bazálnej časti arkózovitý charakter. Vysoký stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu, ako aj dobré morfológické obmedzenie jednotlivých častíc (obr. 26) poukazujú dosť jednoznačne na produkty zvetrávania hornín vystupujúcich v paleozoiku zemplínskeho ostrova. Zdrojovú oblasť tohto typu signalizuje v inej časti východoslovenskej panvy — v podvihorlatskej depresii — vrt Blatné Revištia-2, kde vystupujú v bazálnom súvrství spodného sarmatu polohy pieskovcov uprostred aleuritických a slienitých ílov. Minerálne zloženie ílov z obidvoch uvádzaných súvrství poukazuje dosť jednoznačne na možnosť, že sa vo východoslovenskej panve pri vzniku ílov uplatňovali kyslé intruzívne a metamorfované horniny vo väčšom rozsahu, ako je doteraz známe.

Na druhej strane si ešte v tomto štádiu výskumných prác nemôžeme dovoliť len na základe tejto minerálnej asociácie jednoznačne rozlišovať vplyv flyšovej proveniencie, od proveniencie kyslých intruzívnych hornín a metamorfitov. Situáciu kompli-

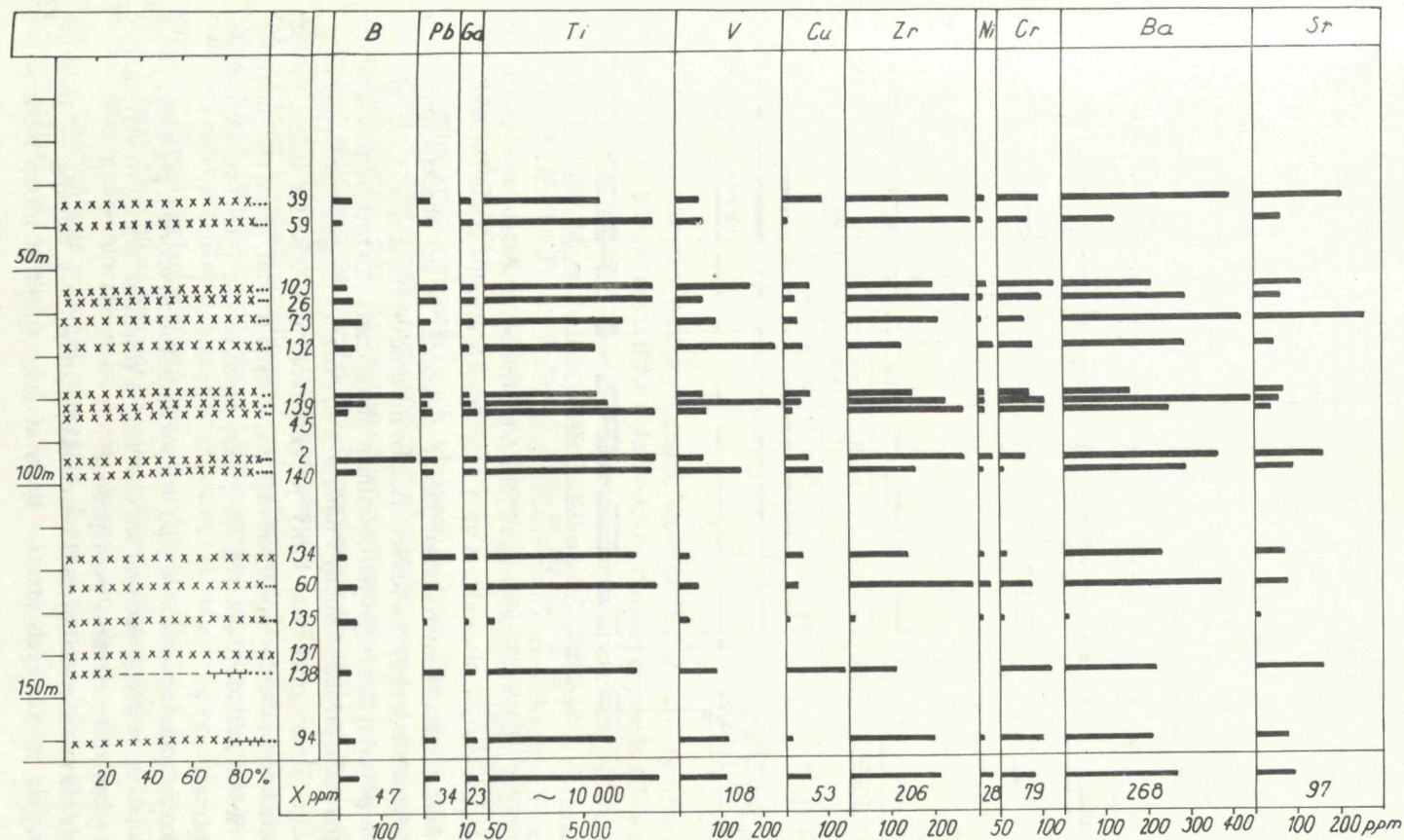
kuje nielen nedostatok sedimentárno-petrografických rozborov, ale predovšetkým to, že minerálna asociácia illit+kaolinit+kremeň±chlorit nadobúda pôsobením diagenetických procesov uniformovaný vzhľad. Aj keď tu pôvodne jestvovali rozdiely, v diagenetickom štádiu sa postupne nivelizujú.

Celkové priemerné zastúpenie jednotlivých minerálov tejto asociácie vo všetkých sledovaných útvaroch východoslovenskej panvy, je nasledovné: illit 55%, kaolinit 35%, kremeň 8%, chlorit 2%.

Genéza ílových minerálov východoslovenskej panvy v procese sedimentácie a diagenézy

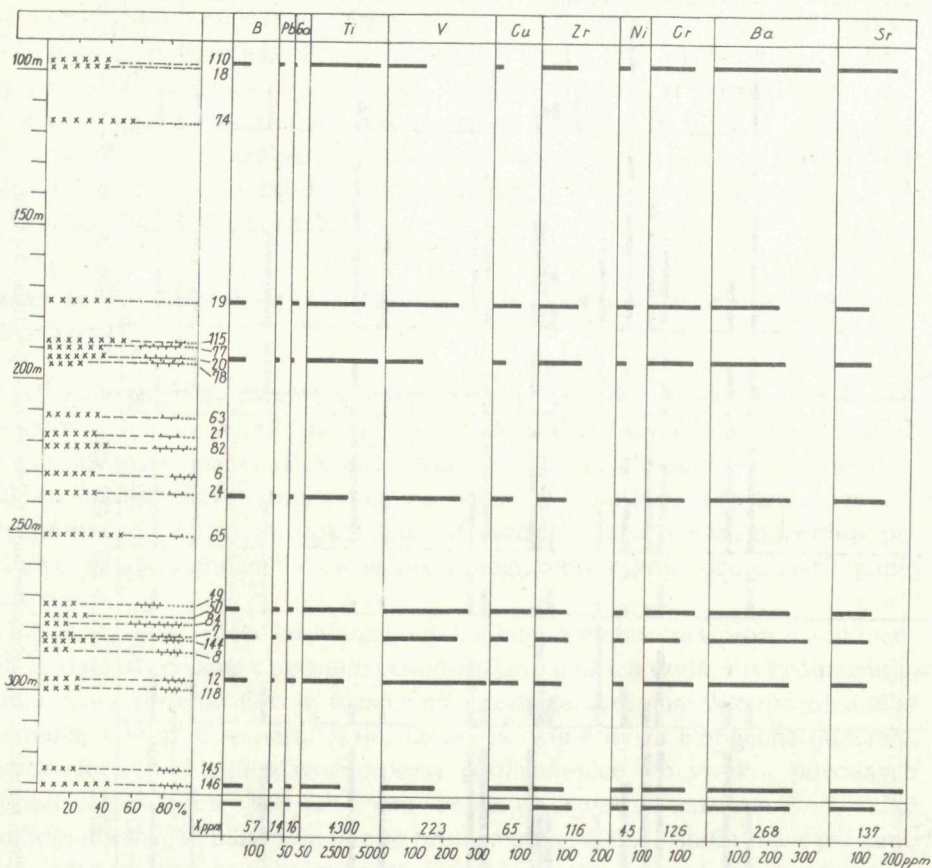
V záverečnej kapitole chceme vysloviť názor na základné otázky genézy ílových minerálov a hornín, ktoré vznikali, ale predovšetkým sa usadzovali v priestore východoslovenskej panvy. Pre tento účel sme vyhodnotili súbor 300 vzoriek zo všetkých stratigrafických stupňov. Domnievame sa, že poskytujú dostatočné množstvo informácií, aby mohli dokumentovať význam štúdia ílových minerálov pre poznanie paleogeografického a sedimentologického vývoja neogénnych panví v Karpatoch.

V priebehu doterajšieho výskumu ílových minerálov a hornín v procese sedimentácie sa stále stretávame v podstate s dvoma názormi na ich vznik. Prvý zdôrazňuje, že minerálne zloženie ílov je formované predovšetkým charakterom okolitého prostredia, v ktorom sa nachádzajú. Druhý považuje íly za alotigénne minerály, ktorých zloženie určujú hlavne procesy podmieňujúce ich vznik v pôvodných zdrojových oblastiach. Napriek tomu, že sa v súčasnosti nazhromaždilo veľké množstvo faktického materiálu o tejto problematike, stále sa stretávame s prácami, ktoré jeden a ten istý jav interpretujú z týchto dvoch rozdielnych prístupov. Všeobecne známy fakt o existencii zonálneho rozmiestnenia ílových minerálov v rôznych faciálnych vývojoch vysvetľujú Ch. E. Weaver (1959) a M. A. Rateev (1964) mechanickou diferenciáciou a na druhej strane M. C. Powers (1959), M. F. Vikulova—B. B. Zvjagin (1965) a I. D. Zchus (1966) vplyvom okolitého prostredia počas transportu a sedimentácie. Istý čas sa zdalo, že po vytvorení všeobecne prijímanej schémy o troch základných možnostiach vzniku ílových minerálov, ktorú koncipovala francúzska škola na čele s G. Millotom (1964), bude možné pracovať v rôznych oblastiach na jednotnej platforme. Netrvalo dlho a jednotlivé školy sa znovu usilujú o to, aby sa ich pohľad na mechanizmus vzniku ílových minerálov považoval za univerzálny. Aj keď v súčasnosti prevažuje názor, že pôvod ílových sedimentov bol určovaný hlavne charakterom procesov v pôvodných zdrojových oblastiach, jestvuje silná opozícia, ktorá stále zdôrazňuje veľký vplyv charakteru prostredia na minerálne zloženie ílov aj počas ich transportu, ale hlavne počas sedimentácie a diagenézy. Stále zreteľnejšie sa však ukazuje, že okrem všeobecných zákonitostí tu pôsobí celý rad lokálnych faktorov, ktoré sa uplatňujú



Obr. 27 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v fľoch rumanu vulkanogénnej zdrojovej oblasti v podvihorlatskej depresii.

Vysvetlivky pozri pri obr. 2

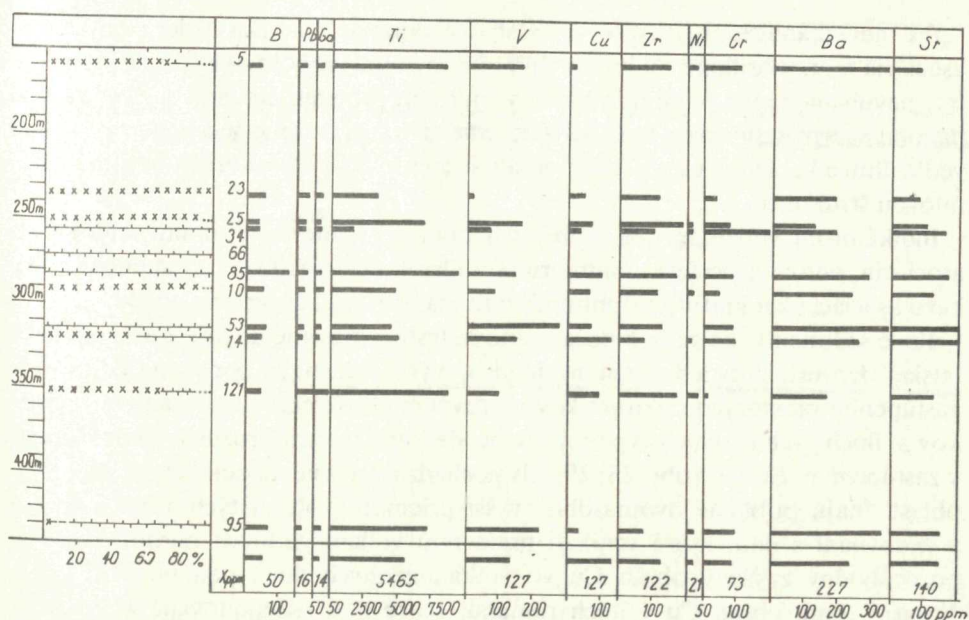


Obr. 28 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch panónu nevolkanogénnej zdrojovej oblasti v podvihorlatskej depresii. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

často v každej oblasti iným spôsobom. Je nesporné, že pri objektívnom štúdiu základných otázok genézy ílových sedimentov musíme osobitne analyzovať tak vplyv procesov v pôvodných zdrojových oblastiach, ako aj charakter prostredia v sedimentačných panvách, prípadne zmeny v minerálnom zložení v diageneticko-epigenetickom štádiu. Tento poznatok, ktorý je výsledkom doterajšieho štúdia ílových minerálov a hornín v neogénnych panvách Západných Karpát, je pre nás smerodajný aj pri riešení základných otázok ich genézy počas celého vývoja vo východoslovenskej panve.

Nakoľko pri mineralogickom štúdiu ílov vychádzame zo vzoriek, pochádzajúcich z vrtných jadier, budeme sledovať ich charakter a prípadné zmeny vo vertikálnom smere od najmladších útvarov po najstaršie.

V najmladšom súvrství východoslovenskej panvy — v rumane — môžeme najvýraznejšie zo všetkých útvarov sledovať úzku spojitosť medzi minerálnym



Obr. 29 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch panónu vulkanogénnej zdrojovej oblasti v podvihorlatskej depresii. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

zložením sedimentárnej výplne a procesmi, ktoré prebiehali v pôvodných zdrojových oblastiach. Je to predovšetkým oblasť podvihorlatskej depresie, kde v súvrství, ktoré sa zaraďuje bez faunistických dôkazov do rumanu, prebiehala sedimentácia ílov, na zložení ktorých sa podieľa minerál kaolinitovej skupiny, ktorý označujeme termínom fire clay. Jeho vznik súvisí s málo priaznivými klimatickými podmienkami, ako aj s relatívne veľmi krátkym transportom a časovým intervalom, počas ktorého sa formovali v oblasti Vihorlatu kaolinické kôry zvetrávania. Plošný rozsah týchto ílov sa presne kryje s rozsahom ich zdrojovej oblasti. Okrem centrálnej časti podvihorlatskej depresie sa s nimi vo východoslovenskej panve nestretávame. Na jz. a sv. okraji podvihorlatskej depresie sa v súvrstviach pozdišovskej formácie a iňáčovskej uhoľnej série uplatňoval vplyv nevulkanogénnej zdrojovej oblasti, s najväčšou pravdepodobnosťou vonkajšieho flyšového pásma.

Ak môžeme v mladšom pliocéne sledovať v centrálnej časti podvihorlatskej depresie ničím neprerušovaný vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti Vihorlatu a mimo nej vplyv prevažne flyšovej proveniencie, tak zistíme, že v panóne dochádza k zmene. Začína sa uplatňovať striedavo, často vo veľmi krátkych intervaloch vplyv vulkanogénnej a nevulkanogénnej zdrojovej oblasti. Túto zložitú situáciu najlepšie ilustrujú litologicko-mineralogické profily vrtov (obr. 2—8), ale predovšetkým schémy, v ktorých sme vyjadrili minerálne zloženie ílov panónu v závislosti od zdrojovej oblasti (obr. 28, 29).

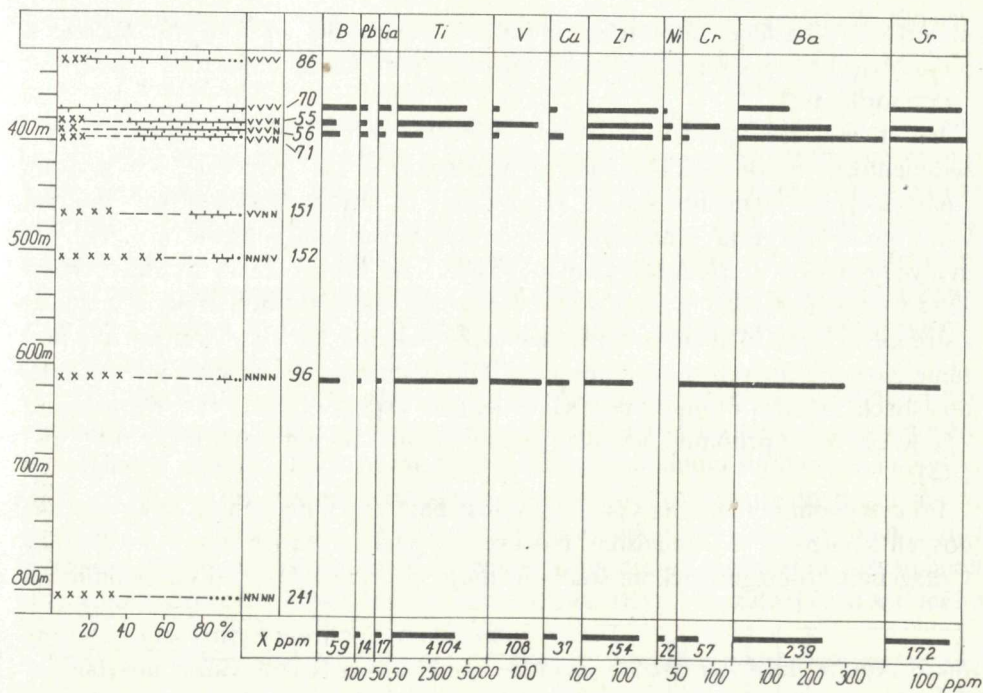
Pre nevulkanogénnu zdrojovú oblasť v panóne je charakteristická minerálna asociácia montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±kristobalit, v ktorej je prítomný tzv. nevulkanogénny montmorillonit. V menšom rozsahu, hlavne vo vrchnej časti panónu sa vplyv nevulkanogénnej proveniencie prejavuje asociáciou, v ktorej sú vedľa illitu a kaolinitu zastúpené minerály so zmiešanou-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou.

Indikátorom vulkanogénnej zdrojovej oblasti v panóne je montmorillonitová asociácia, potom asociácia montmorillonit+kaolinit±kristobalit a nakoniec zriedkavo asociácia kaolinitová. Montmorillonit má vždy vulkanogénny pôvod.

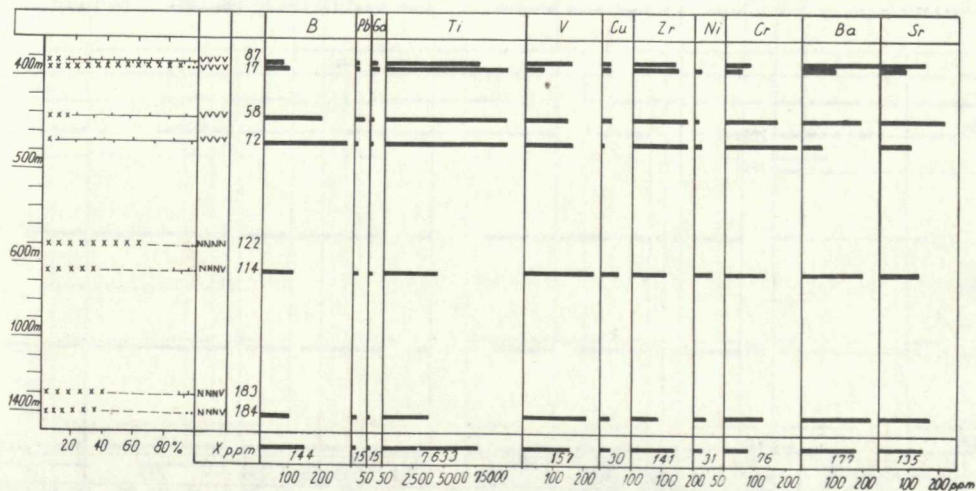
Ílové sedimenty, ktoré boli počas panónu transportované do priestoru podvihorlatskej depresie z dvoch rozdielnych zdrojových oblastí, sa podstatne odlišujú aj zastúpením niektorých mikroprvkov. Porovnaním priemerného obsahu mikroprvkov v íloch týchto dvoch typov môžeme sledovať výrazný rozdiel predovšetkým v zastúpení V, Ni, Cr. (obr. 28, 29). Íly pochádzajúce z nevulkanogénnej zdrojovej oblasti majú približne dvojnásobne vyšší priemerný obsah týchto mikroprvkov v porovnaní s ílmi, ktoré vznikali premenou vulkanogénnych hornín. Ďalej je pozoruhodný zvýšený obsah Cu vo vulkanogénnych íloch panónu (127 ppm). Naproti tomu obsah Cu v íloch rumanu, ktoré boli redeponované z Vihorlatu a vznikli zvetrávaním pliocénnych produktov vulkanickej činnosti, je približne taký istý ako v íloch panónu nevulkanogénnej zdrojovej oblasti (53, resp. 65 ppm). Všetky minerálne asociácie, ktoré sme vyčlenili v panóne, sa usadzovali v sladkovodnom prostredí, čo potvrdzuje aj približne zhodný priemerný obsah bóru — 50, resp. 57 ppm. O otázkach spojených s distribúciou mikroprvkov v íloch neogénnych panví sa podrobne diskutuje v práci I. Krausa (1975). Na tomto mieste sa obmedzujeme na stručnú charakteristiku zastúpenia mikroprvkov v jednotlivých stratigrafických stupňoch len na základe aritmetických priemerov. Už aj tieto údaje rozširujú naše poznatky o zdrojových oblastiach a charaktere prostredia pri usadzovaní ílových sedimentov.

Z rozboru ílových sedimentov panónu vyplýva, že aj v tomto období je ich minerálne zloženie jednoznačne determinované charakterom procesov, ktoré prebiehali pri ich vzniku v pôvodných zdrojových oblastiach. V panóne sme nezaznamenali ani len náznaky, ktoré by poukazovali na zmeny v zložení ílov v postsedimentačnom štádiu. Najlepším dôkazom toho je skutočnosť, že zastúpenie montmorillonitu nevulkanogénneho pôvodu sa v asociácii montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň v celom profile panónu so vzrastajúcou hĺbkou vôbec nemení (obr. 28).

V najvyššej časti vrchného sarmatu sa v podvihorlatskej depresii stretávame s minerálnymi asociáciami vulkanogénneho a zmiešaného pôvodu (obr. 30). V strednej časti súvrstvia zaraďovaného ešte do vrchného sarmatu sa objavuje nevulkanogénna asociácia (montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň), v ktorej je prítomný montmorillonit približne v takom istom množstve ako v panóne. To znamená, že v postsedimentačnom štádiu zatiaľ nedochádza k diagenetickej premene ílových



Obr. 30 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch vrchného sarmatu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

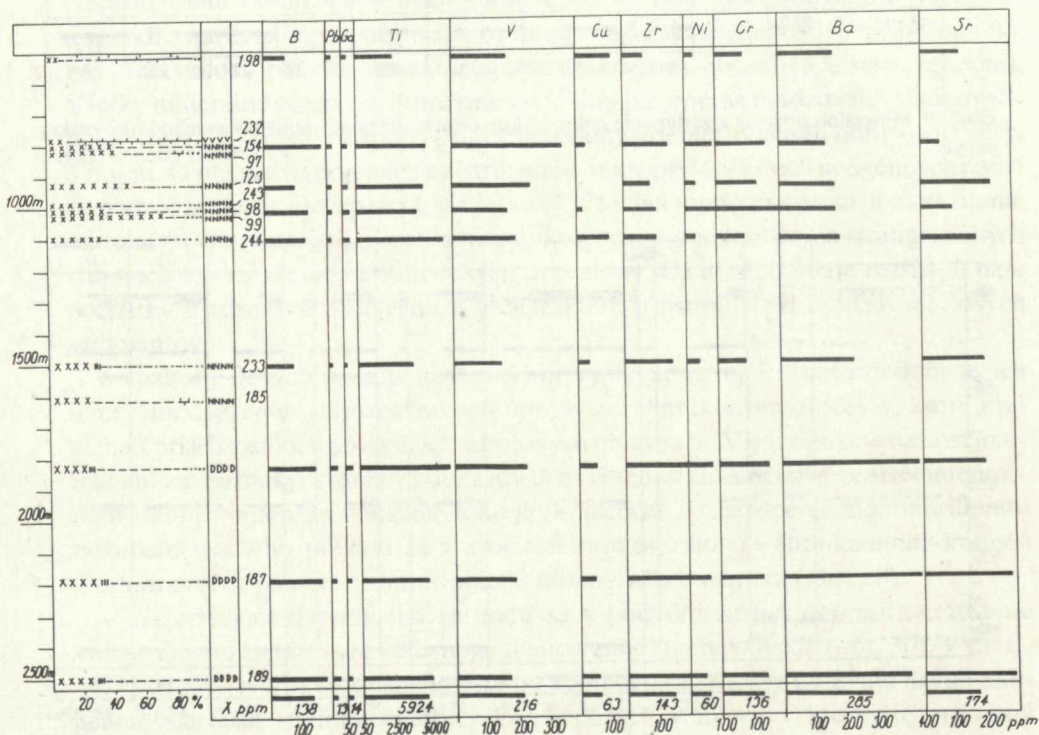


Obr. 31 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch stredného sarmatu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

minerálov. V bazálnej časti vrchného sarmatu v hĺbke 807 m sa vo vrte Iňačovce-2 po prvý raz objavuje ne vulkanogénna asociácia illit + kaolinit + kremeň ± chlorit bez montmorillonitu.

Vo vrchnej časti stredného sarmatu (obr. 31, vz. 17, 87, 58, 72) sú v ílových sedimentoch znovu vulkanogénne minerálne asociácie, podobne ako je tomu v najvyššej časti vrchného sarmatu. Pozoruhodný je pritom zhodný hĺbkový interval, v ktorom sa vyskytujú; v najvyššej časti vrchného sarmatu približne od 320 do 480 m a vo vrchnej časti stredného sarmatu približne od 380 do 480 m. Svedčí to o tom, že sa v podvihorlatskej depresii v hĺbkovom intervale 300—500 m počas vrchného a stredného sarmatu uplatňoval prevažne vplyv vulkanogénnej proveniencie. Minerálne zloženie ílových sedimentov ešte stále determinovali procesy v zdrojových oblastiach. Situácia v tomto smere sa nemení ani v spodnej časti stredného sarmatu, kde je ešte stále prítomný ne vulkanogénny montmorillonit (obr. 31, vz. 114, 183, 184).

Pri celkovom pohľade na vývoj ílových sedimentov v neogénnych panvách sme dospeli k názoru, že v mladšom miocéne a v pliocéne sa ich minerálne zloženie v diageneticko-epigenetickom štádiu formuje za približne rovnakých podmienok.

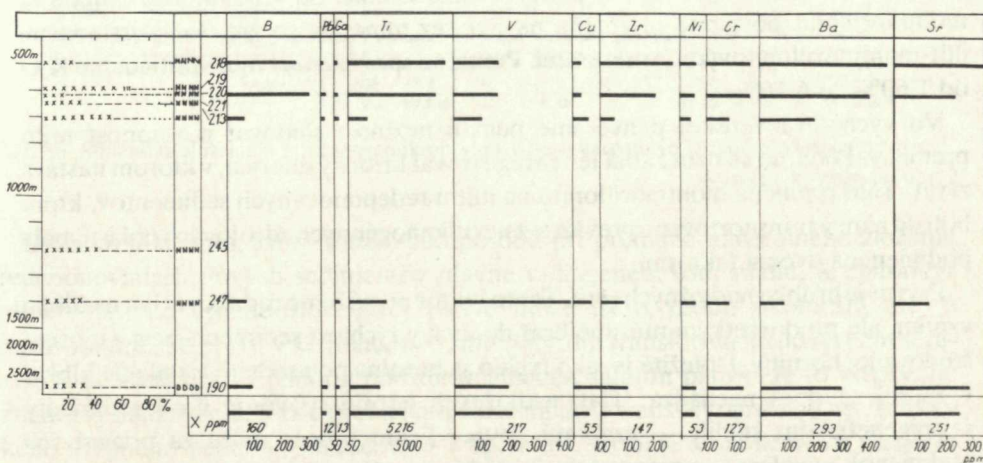


Obr. 32 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch spodného sarmatu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

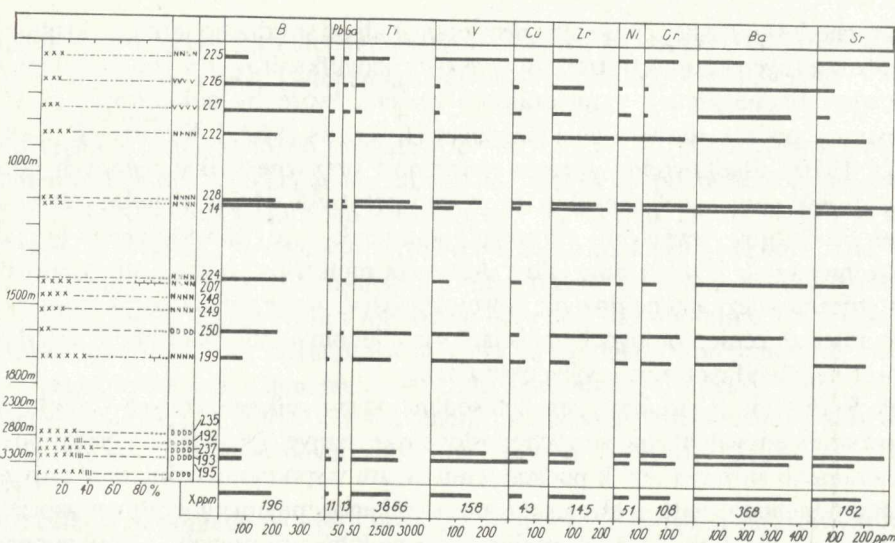
Vo východoslovenskej panve sme nezaznamenali od stredného sarmatu do pliocénu a vo vnútorných kotlinách stredoslovenských neovulkanitov od vrchného bádenu do pliocénu žiadne zmeny v minerálnom zložení, ktoré by poukazovali na vplyv prostredia počas sedimentácie a diagenézy (I. Kraus 1967, I. Kraus—E. Šamajová 1970). Sladkovodný vývoj a prítomnosť prevažne vulkanogénnych hornín v zdrojových oblastiach spôsobili, že sa ani v prostredí, v ktorom prebiehala tvorba uhoľných slojov nevytvorili priaznivé podmienky pre transformáciu, prípadne autigénny vznik ílových minerálov. Absencia minerálov so zmiešano-vrstevnými štruktúrami a nezmenené zloženie ílov uložených v rôznych hĺbkach dokazujú, že ich minerálne zloženie v obidvoch oblastiach v uvedenom období determinovali výlučne procesy v pôvodných zdrojových oblastiach.

Podstatne iná je situácia v starších sedimentárno-vulkanogénnych komplexoch, ktoré sme sledovali hlavne vo východoslovenskej panve. Tu dochádza pri formovaní minerálneho zloženia ílov k podstatnému zvratu v spodnom sarmate. V najvyššej časti spodného sarmatu sa ešte stretávame s vulkanogénnymi minerálnymi asociáciami (obr. 32, vz. 198, 232). V spodnej časti nadobúdajú prevahu nevulkanogénne asociácie. Posledný výskyt nevulkanogénneho montmorillonitu sme zaznamenali v spodnom sarmate v hĺbke 1600 m (obr. 32, vz. 185). V bazálnej časti spodného sarmatu sa už s montmorillonitom nestretávame.

Analýzou minerálnych asociácií vo všetkých predsarmatských stupňoch sme dospeli k záveru, že vo východoslovenskej panve je kritický interval, v ktorom dochádza ku zmene v minerálnom zložení ílov v závislosti od diageneticko-epigenetických procesov, hĺbka 1500—1800 m. Pod týmto intervalom sa montmorillonit v redeponovaných ílových sedimentoch nevyskytuje a predpokladáme, že sa v epigenetickom štádiu mení na illit.



Obr. 33 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch brakického vrchného bádenu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2



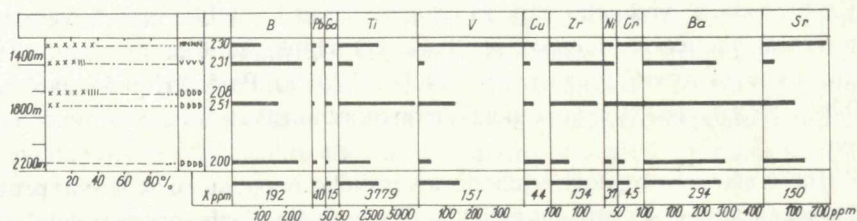
Obr. 34 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch morského vrchného bádenu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

Premena montmorillonitu na illit so vzrastajúcou hĺbkou je v sedimentárnych sériách dobre známa a doteraz sa jej venovalo už mnoho pozornosti. V poslednom období ju podrobne charakterizovali v prírodných podmienkach aj experimentálne V. D. Šutov et al. (1971) a V. I. Muravjev—B. A. Sacharov (1971). Študovali minerálne zloženie premenených ryolitových vulkanoklastických hornín, ktoré tvoria tenké medzivrstvičky viac-menej pravidelne rozmiestnené v 4000 m hrubej karbónskej sérii karagandinskej panvy v Kazachstane. So vzrastajúcou hĺbkou sa montmorillonit postupne premieňa na illit cez minerály so zmiešanovo-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami. Premenu sprevádza plynulé pribúdanie K_2O od 1,60% do 6,10%.

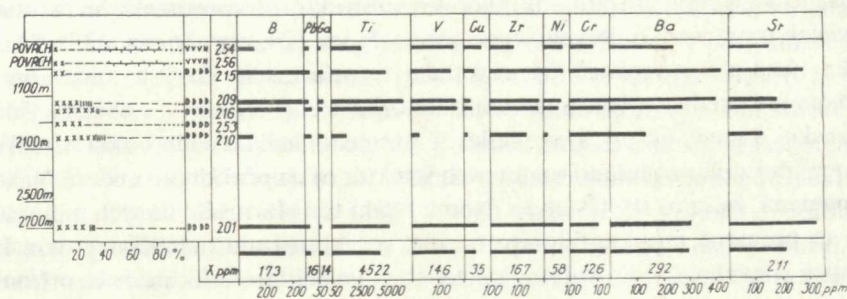
Vo východoslovenskej panve sme nemali možnosť sledovať postupnosť tejto premeny. Podarilo sa nám zatiaľ len zaregistrovať kritický interval, v ktorom nastáva zvrät. Táto premena montmorillonitu na illit u redeponovaných sedimentov, ktoré boli do panvy transportované prevažne z nevulkanogénnych zdrojových oblastí, bola podmienená dvoma faktormi.

Prvým je hrúbka nadložných sérií. Tento faktor nemôžeme redukovať len na hĺbku vzniku, ale predovšetkým musíme brať do úvahy rýchlosť sedimentácie po uložení študovanej horniny. Dôležité je, ako rýchlo sa hornina po usadení dostala do hĺbky, v ktorej sa dnes nachádza. Tlak nadložných hornín spevňuje ílové sedimenty v epigenetickom štádiu — vznikajú ílovce. Tento proces môže za priaznivých podmienok vyvolávať transformáciu ílových minerálov rôznej intenzity. Často sa potom stretávame s javom, že staré sedimentárne série neobsahujú montmorillonit,

ale sú bohaté predovšetkým na illit a kaolinit. Zaujímavá je situácia v sedimentoch karpátu, ktoré vo východoslovenskej panve vystupujú v intervale 1385—3000 m (obr. 36). Je tu prítomná výlučne asociácia illit+kaolinit+kremeň±chlorit, a čím hlbšie, tým väčší je aj obsah illitu. Naproti tomu, aleuritovo-piesčité nespevnené íly karpátu, známe z povrchového výchozu pri Drieňove, majú v Košickej kotline polyminerálny charakter s prevahou montmorillonitu vulkanogénneho pôvodu. V tomto prípade nedochádza po sedimentácii k nijakej prestavbe v minerálnom zložení ílov, pretože tu neprebíhali epigenetické zmeny vyvolané tlakom nadložných vrstiev.



Obr. 35 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch spodného bádenu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2



Obr. 36 Minerálne zloženie a zastúpenie mikroprvkov v íloch karpátu vo východoslovenskej panve. Vysvetlivky pozri pri obr. 2

Druhým faktorom, ktorý môže spolupôsobiť pri premene minerálneho zloženia redeponovaných ílových sedimentov hlavne v diagenetickom štádiu, je charakter prostredia. Vo východoslovenskej panve môže ísť o zhodu okolností, ale je pozoruhodné, že práve v sarmate, kde sme potvrdili transformáciu ílových minerálov, sa súčasne oproti panónu podstatne zmenila salinita panvy. Je to všeobecne známe vysladzovanie, ktoré prebiehalo vo východoslovenskej panve od tzv. brakického vrchného bádenu, pokračovalo v spodnom sarmate a skončilo vo vrchnom sarmate a v panóne. Doteraz boli tieto zmeny doložené na základe faunistických kritérií. Podarilo sa nám ich pri štúdiu ílových sedimentov v tejto oblasti zaregistro-

vať aj pomocou kritérií mineralogicko-geochemických — hlavne na základe obsahu bóru. Oproti sladkovodným ílovým sedimentom panónu (57 ppm) a vrchného sarmatu (59 ppm) zvyšuje sa obsah bóru v brakických ílových sedimentoch stredného (149 ppm) a spodného (138 ppm) sarmatu. Zatiaľ je otázne, do akej miery sa tento faktor podieľal na prestavbe minerálneho zloženia redeponovaných ílov východoslovenskej panvy. Bolo by treba sledovať tento problém v tých neogénnych panvách stredomorskej oblasti, kde sa sedimenty mladšieho miocénu, hlavne vrchného sarmatu a panónu, usadzovali v morskom prostredí.

V starších stupňoch východoslovenskej panvy, v bádene a v karpate, je polyminerálna asociácia s nevulkanogénnym montmorillonitom iba ojedinelá. Je to vzorka 221 z brakického vrchného bádenu vo vrte Žipov-1 v hĺbke 653 m, vzorka 207 z morského vrchného bádenu vo vrte Ďurkov-1 v hĺbke 1406 m a vzorka 199 z toho istého súvrstvia vo vrte Pozdišovce-7 v hĺbke 1701 m. Posledná predstavuje zatiaľ najhlbšie zistený výskyt nevulkanogénneho montmorillonitu vo východoslovenskej panve.

V týchto starších stupňoch východoslovenského neogénu sú známe aj produkty vulkanickej činnosti. Mali sme zatiaľ možnosť sledovať ich vo vrtoch Klečenov-2 a Žipov-1. Ílové minerály tu vznikajú rozkladom ryolitových vulkanoklastických hornín na pôvodnom mieste, v súvrství morského vrchného a spodného bádenu. Konečným produktom tejto premeny nie je montmorillonit, ale minerály so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou s premenlivým zastúpením vrstvičiek montmorillonitového typu (obr. 15, vz. 224, obr. 16, vz. 227). Sú zatiaľ ojedinelým, ale jednoznačným dôkazom transformácie ílových minerálov pod vplyvom prostredia v diagenetickom štádiu. To svedčí o tom, že v oblasti východoslovenskej panvy sa pri syngenetickej premene vulkanického skla stretávame s procesmi vzniku zmiešano-vrstevných štruktúr aj na pôvodnom mieste. Nakoniec to znamená, že sa tu stretávame s dvoma typmi transformácie ílových minerálov.

Je to premena montmorillonitu na illit, pri ktorej má najväčší význam hĺbka a stupeň spevnenia sedimentov v epigenetickom štádiu. Indikuje ju neprítomnosť tzv. nevulkanogénneho montmorillonitu v minerálnej asociácii montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±chlorit.

Je to premena montmorillonitu na illit cez minerály zmiešano-vrstevných štruktúr typu illit-montmorillonit, pri ktorej pripisujeme najväčší vplyv charakteru prostredia v diagenetickom štádiu. Rozklad vulkanogénnych hornín v spodnom a v morskem vrchnom bádene prebiehal v prostredí s vysokou salinitou. Okrem faunistických dôkazov to naznačuje aj vysoký priemerný obsah bóru. V morskem vrchnom bádene je to 196 ppm a v spodnom bádene 192 ppm. (obr. 34, 35).

Záver

V predkladanej práci prinášame nové poznatky o minerálnom zložení ílových sedimentov v jednotlivých stratigrafických stupňoch východoslovenskej panvy, stanovujeme minerálne asociácie, ktoré sa v tejto oblasti uplatňujú a riešime základné otázky genézy ílových minerálov v postsedimentačnom štádiu.

Vývoj eggenburgu sme sledovali v čelovskej formácii, kde sa zistila prítomnosť ílov zložených z montmorillonitu vulkanogénneho pôvodu.

Ílové minerály karpátu sú v priemere zložené z illitu — 60%, kaolinitu — 25%, chloritu — 5% a kremeňa — 10%. Nápadná je úplná absencia montmorillonitu a minerálov so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami.

V bádene sú zastúpené dve asociácie ílových minerálov. Vo vulkanogénnej asociácii sú minerály so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami, v nevulkanogénnej zmes illitu 40—50%, kaolinitu 30—40%, kremeňa 8—15% a chloritu 1,5—5%.

V spodnom sarmate sa v ílových sedimentoch uplatňuje predovšetkým nevulkanogénna minerálna asociácia zložená z illitu — 48%, kaolinitu — 42% a kremeňa — 10%. V strednom a vrchnom sarmate sa stupňuje vulkanická aktivita, čo má za následok vznik ílov s prevahou montmorillonitu.

V panóne sa sedimentačná panva hlavne v podvihorlatskej depresii striedavo spájala s vulkanogénnou a nevulkanogénnou zdrojovou oblasťou. V centrálnej časti podvihorlatskej depresie je existencia pontu sporná. Vo väčšine vrtných jadier v nadloží panónu vystupujú íly zaraďované do rumanu, zložené z kaolinitového minerálu s neusporiadanou štruktúrou, ktorý označujeme na základe našich predošlých prác ako fire clay. Ukazuje sa, že sedimenty zaraďované do pontu, respektíve panónu C, v zmysle R. Jiříčka (1972) a do rumanu sa vzájomne odlišujú rozdielnymi zdrojovými oblasťami, čo sa dá využiť pre koreláciu v danej oblasti.

Minerálne zloženie ílových sedimentov východoslovenskej panvy v priestore a v čase sme vyjadrili na základe minerálnych asociácií.

Minerálna asociácia fire clay+kristobalit±halloyzit je charakteristická pre najmladšie sladkovodné súvrstvie v podvihorlatskej depresii, ktoré sa na základe litologického vývoja a superpozície zaraďuje do rumanu. Potvrdilo sa, že tieto íly boli do podvihorlatskej depresie redeponované z oblasti Vihorlatu, kde sa formovali zvetrávaním vrchnej etáže pyroxenických andezitov.

Kaolinitová minerálna asociácia je spojená so zvetrávaním panónskych tufov pyroxenických andezitov, ktoré sa nachádzajú v podvihorlatskej depresii na pôvodnom mieste vzniku.

Montmorillonitová minerálna asociácia vzniká premenou ryolitových vulkanoklastických hornín panónu, sarmatu, vrchného bádenu a eggenburgu prevažne v sladkovodnom prostredí. Vyznačuje sa neprítomnosťou kristobalitu.

S minerálnou asociáciou montmorillonit+kaolinit±kristobalit sa stretávame vo

vrchnej uhoľnej a v aglomerátovo-tufitickej sérii podvihorlatskej depresie (panón a vrchný sarmat). Indikuje redeponované produkty kôr zvetrávania spodnej vulkanickej etáže Vihorlatu.

Minerálna asociácia montmorillonit+illit+kaolinit+kremeň±kristobalit je vo všetkých stratigrafických stupňoch, najviac v panóne a v sarmate. Materské horniny pôvodnej zdrojovej oblasti ovplyvňujú štruktúru montmorillonitu, čo sa prejavuje pri jeho sýtení K^+ .

Minerálna asociácia illit+minerál so zmiešano-vrstevnou illit-montmorillonitovou štruktúrou+kaolinit+kremeň má veľký význam pre interpretáciu zmien ílových minerálov v postsedimentačnom štádiu. Minerály so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami nevulkanogénneho pôvodu sa pravdepodobne formovali v pôvodnej zdrojovej oblasti vonkajšieho flyšového pásma. Ich prítomnosť vo východoslovenskej panve ešte nemusí dokazovať transformáciu ílových minerálov. Minerály vulkanogénneho pôvodu so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami sa formovali vo východoslovenskej panve premenou ryolitových vulkanoklastických hornín bádenu v morskom prostredí. Dokazujú agradačnú transformáciu v diagenetickom štádiu.

Minerálna asociácia illit+kaolinit+kremeň±chlorit sa vyskytuje výlučne v útvaroch predstrednosarmatského veku. Indikuje vplyv nevulkanogénnych zdrojových oblastí. Okrem flyšového pásma to môžu byť kaolinizované kyslé intruzívne a metamorfované horniny. Zároveň poukazuje na zmeny v minerálnom zložení ílových sedimentov v epigenetickom štádiu.

Pri objektívnom štúdiu základných otázok genézy ílových sedimentov musíme v každej oblasti analyzovať tak vplyv procesov v pôvodných zdrojových oblastiach, ako aj charakter prostredia v sedimentačných panvách, poťažne zmeny v minerálnom zložení v diageneticko-epigenetickom štádiu.

V pospodnosarmatských sedimentoch východoslovenskej panvy minerálne zloženie ílových sedimentov determinujú výlučne procesy v pôvodných zdrojových oblastiach. K podstatnému zvratu dochádza v spodnom sarmate. Vplyvom prostredia v diagenetickom štádiu, ale hlavne účinkom tlaku nadložných sérií v štádiu epigenetickom sa premieňa montmorillonit na illit. Kritický interval, v ktorom nastáva táto premena, sa vo východoslovenskej panve pohybuje v rozmedzí 1500—1800 m. Okrem toho v bádene vznikajú premenou ryolitových vulkanoklastických hornín v prostredí s vysokou salinitou minerály so zmiešano-vrstevnými illit-montmorillonitovými štruktúrami.

Vo východoslovenskej panve sa stretávame s dvoma typmi transformácie ílových minerálov. Jedným je premena montmorillonitu na illit cez minerály zmiešano-vrstevných illit-montmorillonitových štruktúr, pri ktorej má najväčší vplyv charakter prostredia v diagenetickom štádiu. Druhým je premena montmorillonitu na illit so vzrastajúcou hĺbkou; uplatňuje sa predovšetkým v epigenetickom štádiu.

Nakoniec sa potvrdilo, že v pospodnosarmatských sedimentoch je minerálne

zloženie ílov determinované výlučne charakterom procesov v pôvodných zdrojových oblastiach. Táto okolnosť má pre genézu ílových sedimentov zásadný význam a je v súlade s poznatkami, ktoré sme získali aj vo vnútorných kotlinách stredoslovenských neovulkanitov.

Do tlače odporučil D. Vass.

Literatúra

- BAGDASARJAN, G. P.—SLÁVIK, J.—VASS, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—96.
- BÖHMER, M.—GERDHOFFEROVÁ, H.—KRAUS, J. 1969: To the problems of alterations of central slovakian neovolcanics. Geol. Zborn. Geologica carpath., 20,1, Bratislava, 47—63.
- BRODŇAN, M.—POLÁŠEK, J.—SLÁVIK, J. 1959: Stratigrafia neogénnych sedimentov ložiska Hnojné na základe nových poznatkov. Geol. Práce, Zošit 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 6—9.
- CÍCHA, I.—SENEŠ, J. 1968: Stratigrafické členění terciaru Západních Karpat a jeho problematika. Sbor. geol. Věd, Ř. G., 18, Praha, 101—126.
- ČECH, F. 1959: Geologická stavba západnej časti Podvihorlatskej uhoľnej panvy (oblasť Hnojného). Manuskript-archív Katedry nerastných surovín, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava, 152.
- ČVERČKO, J.—ĎURICA, D.—RUDINEC, R. 1963: Niekoľko poznámok k veku vrchnej uhoľnej série v podvihorlatskej uhoľnej panve. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183—188.
- ČVERČKO, J. 1964: Správa o štruktúrnom prieskume elevačnej oblasti Zatin. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, časť 2, Slovensko, Bratislava, 170—171.
- ČVERČKO, J.—RUDINEC, R.—SLÁVIK, J. 1968: Geology of Neogene volcanism in East Slovakia. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—239.
- ČVERČKO, J.—ĎURICA, D.—RUDINEC, R. 1969: Príspevok k hranici tortón-sarmat vo východoslovenskej neogénnej panve. Správy o geol. výsk. v r. 1972, Čs. Akad. Věd, Praha.
- ČVERČKO, J.—DUDINEC, R. 1971: O geologických pomeroch neogénu z vrtu Ďurkov-1. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—116.
- DOBRA, E.—KRAUS, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. Mineralia slov., 4, 16, Spišská Nová Ves, 315—319.
- DRIC, V. A.—SACHAROV, B. A. 1976: Rentgenostrukturnyj analiz smešanoslojnyh minerálov. Izd. „Nauka“, Moskva, 250.
- ĎURKOVIČ, T.—ČÍČEL, B. 1965: Chemistry, mineralogy and sedimentary petrology of claystones of East-Slovakia flysh. 3-th Conf. on Clay Miner. and Petrol., 1964, Praha, 117—119.
- GIBBS, R. J. 1965: Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques. Amer. Mineralogist 50, 741—751.
- HORVÁTH, I. 1976: Attack of the Fire Clay Mineral by Acid. Schriftenr. geol. Wiss., 5, Berlin, 83—90.
- JANÁČEK, J. 1958: K otázce stáří a vzniku pozdišovské šterkové formace na východním Slovensku. Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie východního Slovenska. Geol. Práce, Zošit 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73—182.
- JIRÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat-panón ve Videnské, Podunajské a východoslovenské pánvi. Mineralia slov., 4, 14, Spišská Nová Ves, 39—81.

- KLUG, H. P.—ALEXANDER, L. E. 1954: X-ray diffraction procedure for polycrystalline and amorphous substances. John Wiley and Sons, New York.
- KOCÁK, A.—ČVERČKO, J. 1965: Zpráva o štruktúrnom průzkumu v severovýchodní části Potiské nížiny, Správy geol. výsk. v r. 1964, část 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 108—110.
- KOCÁK, A.—MOŘKOVSKÝ, M. 1966: Některé nové poznatky o stavbě záp. svahu Podvihorlatské deprese. Geol. Práce, Správy 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCÁK, A.—MOŘKOVSKÝ, M. 1968: Geologický vývoj severovýchodní části Potiské nížiny. Geol. Práce, Správy 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—80.
- KOSSOVSKAJA, A. G.—DRIC, V. A. 1970: O gidrosljudach osadočnych porod. Gliny ich mineralogija, svojstva i praktičeskoe značenie. Izd. „Nauka“, Moskva, 51—58.
- KRAUS, I. 1967: Mineralogicko-genetické štúdium ílových sedimentov vo vnútorných kotlínach a v poltárskej formácii. Manuskript-archív Katedry nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 236.
- KRAUS, I.—ŠAMAJOVÁ, E. 1970: Mineralogické zloženie a genéza ílových sedimentov v Handlovsko-nováckej panve. Zbor. geol. Vied, Rad ZK, 13, Bratislava 89—108.
- KRAUS, I.—HORVÁTH, I. 1972: To the problem of "fire clay mineral". Internat. Clay Conf., Kaolin Symp., Madrid, 3—15.
- KRAUS, I.—HORVÁTH, I.—ŠAMAJOVÁ, E.—GERTHOFFEROVÁ, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. Geol. Zbor. Geologica Carpath., 23, 2, Bratislava, 281—295.
- KRAUS, I.—ŠAMAJOVÁ, E. 1973: Význam ílových minerálov pre stanovenie zdrojových oblastí v neogénnych panvách Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 61, Bratislava, 101—122.
- KRAUS, I. 1975: Distribúcia mikroprvkov v íloch neogénnych panví Západných Karpát, Náuka o Zemi, Geologica 9, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 167.
- KRAUS, I.—HANO, V. 1976: Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch. Mineralia slov. (in press).
- KUCIKOVIČ, M. B.—DJAKONOV, J. F. 1971: Prosto polukoličestvennyj rentgenografičeskij metod opredelenija glinistych mineralov. Litol. i polez. iskop. 1, Moskva, 147—152.
- LUCAS, J. 1962: La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Ct. géol. Alsace Lorraine, 23, 202.
- MILLOT, G. 1964: Géologie des argiles. Mason et Cie, Paris, 499.
- MOŘKOVSKÝ, M. 1971: K děvinské sérii v severní části Potiské nížiny. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 105—110.
- MURAVJEV, V. I.—SACHAROV, B. A. 1971: Experimentálnoe modelirovanije epigenetičeskoj gidrosljudizacii montmorillonita. Epigenez i ego mineralnyje indikatory. Izd. „Nauka“, Moskva, 62—70.
- ORLICKÝ, O.—PAGÁČ, P.—SLÁVIK, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts and its geological interpretation. Geol. Zborn., Geol. carpathica 21, 1, Bratislava 153—156.
- OZOL, A. A.—VLASOV, V. V.—VOLKOVA, S. A. 1971: K metodike opredelenija glinistych minerálov iz soljanych glin. Litol. polezn. Iskop., 3, Moskva, 144—146.
- POWERS, M. C. 1959: Adjustment of clays chemical change and the concept of the equivalence level. Clays and Clay Min., Proc. 6-th Nat. Conf., Pergam. Press, London, 309—326.
- RATEEV, M. A. 1964: Zakonomernosti razmeščenija i genesis glinistych minerálov v sovremennych i drevnich morskich bassejnach. Izd. „Nauka“, Moskva, 288.
- RUDINEC, R. 1969: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti Podvihorlatskej deprese. Geol. Práce, Správy 48, Bratislava, 135—142.
- RUDINEC, R.—SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—155.
- RUDINEC, R.—TERESKA, C. 1972: Nafto-plynonádejnosť vulkanických štruktúr vo východoslovenskom neogéne. Mineralia slov., 4, 14, Spišská Nová Ves, 23—28.

- RUDINEC, R. 1973: Neogénna výplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti Podvihorlatskej oblasti (vrt Vysoká 1). Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—218.
- SCHULTZ, L. G. 1964: Quantitative interpretation from X-ray and chemical data for the Piere shale. U. S. Geol. Surv. profess. Pap., 391-C, 31.
- SLÁVIK, J.—CMUNTOVÁ, M.—HORÁKOVÁ, M.—VOLFOVÁ, J. 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce-1. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 71—88.
- SLÁVIK, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in East Slovakia. Geol. Práce, Správy 44—45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199—214.
- SLÁVIK, J. 1969: Záverečná správa Vihorlat-Popričný so stavom k 1. 1. 1969. Geofond Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1971 a: Postupnosť neogénneho morfológického vývoja vihorlatskej oblasti. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81—88.
- SLÁVIK, J. 1971 b: Geologická stavba Choňkovej depresie. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 97—104.
- SLÁVIK, J.—KONEČNÝ, V. 1972: Vzťahy tektoniky a subsequentného neovulkanizmu Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—38.
- SLÁVIK, J.—BAGDASARJAN, G. P.—KALIČIAK, M.—TÖSZÉR, J.—ORLICKÝ, O.—VASS, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanských gor. Miner. slov. 8, 4, Spišská Nová Ves, 319—334.
- ŠAMAJOVÁ, E.—KRAUS, I. 1976: Zeolite tuffites in bentonites of eastern Slovakia. Z-th Conf. on Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary (in press).
- ŠUTOV, V. D.—DRIC, V. A.—SACHAROV, B. A. 1971: Dinamika preobrazovania montmorillonita v gidrosljudu pri regionalnom epigenezе. Epigenez i ego mineralnyje indikatory. Izd. „Nauka“, Moskva, 54—61.
- VASS, D.—SLÁVIK, J. 1975: The radiometric calibration of Parathetys Neogene. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—140.
- VASS, D.—SLÁVIK, J.—BAGDASARJAN, G. P. 1975: Radiometric time scale for Neogene of Parathetys (A state to August 1, 1974). 6-th Congress Re. Committe Mediterr. Neogene Stratigraphy, Bratislava, 293—297.
- VIKULOVA, M. F.—ZVJAGIN, B. B. 1965: Vlijanie uslovij obrazovaniya glinistych porod na razvitije i izmenenie strukturnych osobnostej glinistych mineralov. Sov. geol. 5, Moskva, 24—37.
- WEAVER, Ch. E. 1953: Mineralogy and petrology of some ordovician K-bentonites and related limestone. Bull. Geol. Soc., Am. 64, 8, 921—944.
- WEAVER, Ch. E. 1958. The effects and geologic significance of potassium „fixation“ by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. Amer. Mineralogist, 43, 9—10, 839—861.
- WEAVER, Ch. E. 1959: The clay petrology sediments. Clays and Clay Miner., Proc., 6-th Nat. Conf., Pergam. Press London, 154—187.
- ZCHUS, I. D. 1966: Glinistije mineraly i ich paleogeografičeskoe značenie. Izd. „Nauka“, Moskva, 279.

Ivan Kraus — Eva Šamajová

Clay Minerals in Sediments of East-Slovakian Basin

Summary

The East-Slovakian basin (Fig. 1) is the proper subject for detailed lithofacial, sedimentological and mineralogical-geochemical study of clayey sediments, owing to its typical volcanogenic-sedimentary

character, and because it is one of geologically best investigated areas. The role of volcanogenic and non-volcanogenic source areas in the genesis of clay minerals may well be traced here. Moreover, it is a basin with varietal facies development, with traceable clay mineral associations deposited and/or formed in freshwater, brackish, marine or hypersaline environments.

The regional mineralogical-geochemical study of clays in the East-Slovakian basin was based on semi-quantitative X-ray analyses of 300 samples. Our data resulted from the study of clay minerals in 22 drill holes. Because of scant place, we only present here graphical illustration of the result of mineralogical study in several of the drill holes (Fig. 2—8). On the basis of the results we have got the idea of Mineralogical composition of clays in individual stages stratigraphical (Fig. 27—35). Most samples treated are from drill holes in the Podvihorlatská depresia (Sub-Vihorlat depression), others are from structural drill holes bored by Nafta Michalovce (Oil—prospecting survey).

Determination of the ratio of clay minerals is based on linear relation between intensity and weight amount in a binary mixture, extensible to a polymerous system as well. Ratio coefficients for the clay mineral associations respectively were derived empirically by means of external standard. Binary and ternary mixtures were mostly made of monomineral clays from the area under study.

Geological position and mineral composition of clays in the East-Slovakian basin

Development in the Eggenburgian was studied in the Čelovce formation (Fig. 4). The study resulted in finding there clays composed of montmorillonite of volcanogenic origin. This completed the scale of bentonites of the East-Slovakian basin, associated with all products of rhyolite volcanism known.

Mineral composition of Karpatian clayey sediments is monotonous. In average they consist of illite (60%), kaolinite (25%), chlorite (5%) and quartz (10%). Strikingly, montmorillonite and mixed-layer illite-montmorillonite minerals are totally absent; with the exception of a surficial outcrop near Drieňovo where also montmorillonite of volcanogenic origin is present.

In the Badenian are two clayey mineral associations. In the volcanogenic one are mixed-layer illite-montmorillonite minerals, the non-volcanogenic association is a mixture of illite (40—60%), kaolinite (30—40%), quartz (8—15%) and chlorite (1,5—5%).

The Lower Sarmatian clayey sediments mostly contain nonvolcanogenic mineral association consisting of illite (48%), kaolinite (42%), quartz (10%). In the Central and Upper Sarmatian the volcanic activity was gradually increasing and followed by formation of clays with montmorillonite predominant.

In the Pannonian, in the Podvihorlatská depresia (Sub-Vihorlat depression), the sedimentation basin was alternatively linked with the volcanogenic and non-volcanogenic source areas. Existence of the Pontian is doubtful in the central part of the Podvihorlatská depresia. In most drill cores, in the overlier of the Pannonian are Rumanian clays composed of kaolinite mineral with disordered structure; called fire clay according to our previous publications (I. Kraus—I. Horváth 1972, I. Kraus et al. 1972). The youngest complex of the East-Slovakian basin is best developed in the central part of the Podvihorlatská depresia. Mineral composition of the clays and petrographic nature of gravels are indicative of significant role of volcanogenic source area represented by the complex of Vihorlat. Differences in source areas of sediments in the peripheral part of the Podvihorlatská depresia referred to the Pontian or Pannonian C and of sediments of the central part of the podvihorlatská depresia, referred to as Rumanian will facilitate correlation.

Clay mineral associations in the East-Slovakian basin

Mineral composition of clay sediments of the East-Slovakian basin in time and space is determined on the basis of Mineral associations. Here the clay mineral association means their common occurrence in the

rock studied. The associations of clay minerals display the nature of their parent rocks and character of their environment.

The mineral association of fire clay+cristobalite±halloysite is characteristic of the youngest freshwater-bed sequence of the Podvihorlatská depresia. On the basis of their lithologic development and superposition the beds are ranged to the Rumanian (Fig. 9). Thickness of the bed sequence ranges from 80 to 150 m. It has been proved that the clays were redeposited into the Podvihorlatská depresia from the area of Vihorlat. There they formed owing to weathering of the upper level of pyroxenic andesites.

The kaolinite mineral association is associated with weathering of tuffs of Pannonian and Pontian Pyroxenic andesites which are in the place of their origin in the Podvihorlatská depresia (Fig. 10). Cristobalite admixture is missing in the association. Kaolinite and fire clay differ substantially in their chemistry and degree of structural ordered. Kaolinite produced from hydrothermally altered pyroxenic andesites of Vihorlat (sample 574) is a particular genetic type of the association.

The montmorillonite mineral association resulted from altered of Pannonian, Sarmatian Middle- and Upper Badenian and Eggenburgian rhyolite volcanoclastic rocks predominantly in the freshwater environment (Fig. 11). Cristobalite is absent in the association.

Montmorillonite+kaolinite±cristobalite association is in the upper coal series and in the agglomerate-tuffite series of the Podvihorlatská depresia (Pannonian, Upper Sarmatian). The association may be divided in two subtypes: in the first one kaolinite with disordered structure (68%) is predominant over montmorillonite (25%) with admixture of cristobalite (7%). (Fig. 12, samples 94, 102, 122). It is indicative of redeposited products of kaolinic weathering crusts of the lower volcanic level of the Vihorlat. In the other subtype, montmorillonite (85%) is predominant over kaolinite (15%), cristobalite is missing (Fig. 12, samples 87, 58). They are products of altered of andesite volcanoclastic rocks of the agglomerate-tuffitic and lower coal series.

The montmorillonite+illite+kaolinite+quartz±cristobalite mineral association is in all stratigraphical stages, mostly in the Pannonian and Sarmatian. The association is appurtenant to two basic types of source areas. If is seen at saturation of montmorillonite by K^+ in the sense of Ch. E. Weaver (1958). The average composition of clays with non-volcanogenic montmorillonite is as follows: montmorillonite 15%, illite 45%, kaolinite 35%, quartz 5%. (Fig. 13). The second type are clays whose genesis was affected by source areas of more types, the volcanogenic provenance having been prevalent. Their average composition: montmorillonite 40%, illite 30%, kaolinite 25%, quartz and cristobalite 5%, (Fig. 14).

A mineral association of illite+mixed layer illite-montmorillonite+kaolinite+quartz is significant for the interpretation of alterations of clay minerals in a postdepositional stage. Non-volcanogenic mixed layer illite-montmorillonite minerals formed most likely in the original source area of the outer flysch Belt (Fig. 15, sample 225). Their presence in the East-Slovakian basin needs, however, not necessarily be a proof of the transformation of clay minerals. In the East-Slovakian basin, volcanogenic mixed-layer illite-montmorillonite minerals formed by alteration of Badenian rhyolite volcanoclastics in marine environment. They prove an aggradation transformation in the diagenetic stage (Fig. 16, sample 227).

The illite+kaolinite+quartz±chlorite mineral association occurs merely in pre- Middle Sarmatian formations. It is indicative of the influence of non-volcanogenic source areas. Besides the Flysch Belt such may also be kaolinized acid intrusive and metamorphosed rocks. The mineral association displays alterations in mineral composition of clay sediments in the epigenetic stage. Clay minerals of the association show the highest degree of structural ordered when compared with the others (Fig. 17, 18).

Genesis of clay minerals in the East-Slovakian basin in the processes of deposition and diagenesis

In the objective study of the basic problems concerning genesis of clayey sediments it is inevitable in each single area to analyze both the influence of processes in the original source areas, and the nature of

environment in depositional basins, and for the alterations of mineral composition in the diagenetic — epigenetic stage.

The youngest bed sequence of the East-Slovakian basin — the Rumanian shows the most distinct close relation between the mineral composition of sediments and the processes in the original source areas. Areal extent of the clays of the kaolinic type (the fire clay + cristobalite \pm halloysite association) is identical with the extent of their source area.

In the Pannonian and Upper Sarmatian the influence of the volcanogenic and non-volcanogenic source areas alternate, frequently in extremely short intervals. Neither in that period any changes were recorded to indicate the transformation of clay minerals in the postdepositional stage. The decisive change took place in the Lower Sarmatian. Owing to environmental influence in the diagenetic stage, and particularly to the pressure of overjacent series in the epigenetic stage, montmorillonite transformed into illite. In the East-Slovakian basin the critical interval for the transformation is 1500—1800 m. Beside that, in the Badenian the alteration of rhyolite volcanoclastics in an environment with high salinity results in mixed-layer illite-montmorillonite.

Then in the East-Slovakian basin two types of clay mineral transformation occur. The first type is transformation of montmorillonite into illite through mixed-layer illite-montmorillonite. For this transformation the character of environment in the diagenetic stage is most significant. The second type is transformation of montmorillonite into illite with increasing depth particularly significant in the epigenetic stage.

Finally, it has been proved that in the post-Lower Sarmatian sediments the mineral composition of clays is undermined merely by the nature of processes in original source areas. This is fundamental for the genesis of clayey sediments, being in accordance with data resulting from the research in the inner depressions of the Central-Slovakian neovolcanic region.

Illustrations

Fig. 1 Scheme of geological structure and location of bore holes studied in East Slovakian basin. Explanations: 1-Neogene, 2-neovolcanic rocks, 3-Paleogene, 4-pre-Paleogene formations, 5-bore holes, 6-main transport direction from volcanogenic source area, 7-main transport direction from nonvolcanogenic source area.

Fig. 2 Legend to the profiles of bore holes (Fig. 2—8) and to mineralogical-geochemical characteristic of clays in East Slovakian basin (Fig. 27—36). Explanations: 1-kaolinite, 2-chlorite, 3-illite, 4-mixed-layer illite-montmorillonite structure + illite, 5-montmorillonite, 6-quartz and cristobalite, 7-clays and tuffite clays, 8-marls, marly clays and claystones, 9-sands and sandstones, 10-clayey sands and clayey sandstones, 11-carbonate gravels, 12-gravels of flysch origin, 13-andesite gravels, 14-conglomerates, 15-agglomerates, 16-rhyolite tuffs and tuffites, 17-andesite tuffs and tuffites, 18-andesite, 19-lignite, 20-pelosiderite, 21-limnoquartzite, 22-halite, 23-Mesozoic limestones, 24-Paleozoic schists, 25-volcanogenic source area, 26-nonvolcanogenic source area, 27-diagenetic alteration processes.

Fig. 9 Diffractographic records of the fire clay + cristobalite \pm halloysite mineral association. Explanations: F — fire clay, Cr — cristobalite.

Fig. 10 Diffractographic records of kaolinite mineral association. Explanations: K — kaolinite, Q — quartz.

- Fig. 11 Diffractographic records of montmorillonite mineral association. Explanations: M — montmorillonite, Q — quartz.
- Fig. 12 Diffractographic records of montmorillonite+kaolinite±cristobalite mineral association. Explanations: M — montmorillonite, F — fire clay, K — kaolinite, Cr — cristobalite, Q — quartz.
- Fig. 13 Diffractographic records of montmorillonite+illite+kaolinite+quartz mineral association (nonvolcanogenic type). Explanations: M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite.
- Fig. 14 Diffractographic records of montmorillonite+illite+kaolinite+quartz±cristobalite mineral association (mixed type). Explanations: M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite.
- Fig. 15 Diffractographic records of mineral association of illite+mixed-layer illite-montmorillonite+kaolinite+quartz. Explanations: IM — mixed layer illite-montmorillonite, K — kaolinite, Q — quartz.
- Fig. 16 Diffractographic records of mineral association of illite+mixed layer illite-montmorillonite+kaolinite+quartz. Explanations: IM — mixed-layer illite-montmorillonite, K — kaolinite, Q — quartz.
- Fig. 17 Diffractographic records of illite+kaolinite+quartz±chlorite mineral association. Explanations: I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.
- Fig. 18 Diffractographic records of illite+kaolinite+quartz±chlorite mineral association. Explanations: I — illite, K — kaolinite, CH — chlorite, Q — quartz.
- Fig. 19 Electron microphotograph of fire clay mineral. Sample No. 1, bore hole Hnojné-40, depth 80.0 m, magn. 11.000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 20 Electron microphotograph of fire clay mineral and halloysite. Sample No. 2, bore hole Hnojné-40, depth 94.4 m, magn. 11.000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 21 Electron microphotograph of kaolinite. Sample No. 134, bore hole U-8, depth 117.5 m, magn. 11.000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 22 Electron microphotograph of kaolinite. Sample No. 574, Jovsa, magn. 11.000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 23 Electron microphotograph of mineral association of a mixed-layer illite-montmorillonite. Sample No. 227, bore hole Klečenov-2, depth 754 m, magnif. 11 000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 24 Electron microphotograph of a mixed-layer illite-montmorillonite structure. Sample No. 227, bore hole Klečenov-2, depth 754 m, magnif. 11.000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 25 Electron microphotograph of montmorillonite. Sample No. 205, bore hole Ďurkov-1, depth 1061.0 m, magnif. 11.000x, by H. Gerthofferová.
- Fig. 26 Electron microphotograph of kaolinite. Sample No. 99, bore hore Blatné Revištie-2, depth 1005 m, magnif. 11.000x, by H. Gerthofferová.

Fig. 27 Mineral composition and content of microelements in Rumanian clays of volcanogenic source area in the sub-Vihorlat depression.

Fig. 28 Mineral composition and content of microelements in Pannonian clays of nonvolcanogenic source area in the sub-Vihorlat depression.

Fig. 29 Mineral composition and content of microelements in Pannonian clays of volcanogenic source area in the sub-Vihorlat depression.

Fig. 30 Mineral composition and content of microelements in Upper Sarmatian clays of East Slovakian basin.

Fig. 31 Mineral composition and content of microelements in Middle Sarmatian clays of East Slovakian basin.

Fig. 32. Mineral composition and content of microelements in Lower Sarmatian clays of East Slovakian basin.

Fig. 33 Mineral composition and content of microelements in clays of brackish Upper Badenian in East Slovakian basin.

Fig. 34 Mineral composition and content of microelements in clays of marine Upper Badenian in East Slovakian basin.

Fig. 35 Mineral composition and content of microelements in Lower Badenian clays of East Slovakian basin.

Fig. 36 Mineral composition and content of microelements in Karpathian clays of East Slovakian basin.

Translated by E. Jassingerová.

Иван Краус – Ева Шамайова

Глинистые минералы в осадочных породах Восточнословацкого бассейна

Восточнословацкий бассейн (рис. 1) обладает самыми лучшими предположениями для того, чтобы стать предметом подробного литофациального, седиментологического и минералогическо-геохимического изучения глинистых осадочных пород. Он характеризуется высокой степенью геологической изученности и типичным вулканогенно-осадочным развитием. В нем можно исследовать влияние вулканогенных и невулканогенных областей питания на образование глинистых минералов. Дело касается, кроме того, бассейна с пестрым фациальным развитием, где можно исследовать главные ассоциации глинистых минералов, которые осаждались, лучше говоря образовались в пресноводной, солоноватой, морской или же высокосолёной средах.

При собственном региональном минералогическо-геохимическом изучении глин Восточнословацкого бассейна исходилось из полуколичественного рентгенографического анализа 300 проб.

Наши сведения опираются на изучение глинистых минералов в двадцати двух буровых скважинах. За недостатком места в настоящей работе приводим графически изображенные результаты минералогического изучения лишь некоторых буровых скважин (рис 2—8). На их основании мы получили представление о минеральном составе глин в отдельных стратиграфических ярусах (рис. 27—35). Самое большое количество образцов было обработано из буровых скважин, расположенных в Подвигорлатской низменности, прочие происходят из структурных буровых скважин, проведенных национальным предприятием Нафта, заводом в Михаловцах.

Определение относительного наличия глинистых минералов опирается на линейную зависимость интенсивности и весового количества в бинарной смеси, которую можно расширить тоже на многокомпонентную систему. Соответствующие коэффициенты пропорциональности для определенных ассоциаций глинистых минералов были выведены эмпирически с применением внешнего стандарта. Для подготовки двух- и трехкомпонентных смесей были применены преимущественно мономинеральные глины, происходящие из изучаемой области.

Геологическая позиция и минеральный состав глин Восточнословацкого бассейна

Развитие эггенбурга исследовалось в человской формации (рис. 4), где было установлено наличие глин, состоящих из монтмориллонита вулканогенного происхождения. Таким образом была дополнена шкала бентонитов Восточнословацкого бассейна, связанных со всеми известными проявлениями риолитового вулканизма.

Минеральный состав глинистых осадочных пород карпата однообразен. В среднем они сложены иллитом (60 %), каолинитом (25 %), хлоритом (5 %) и кварцем (10 %). В глаза бросается полное отсутствие монтмориллонита и минералов со смешанослойными иллит-монтмориллонитовыми структурами. Исключение представляет собой выход на дневную поверхность около с. Дриеньов, где присутствует тоже монтмориллонит вулканогенного происхождения.

В баденском ярусе встречаются две ассоциации глинистых минералов. В вулканогенной ассоциации присутствуют минералы со смешанослойными иллит-монтмориллонитовыми структурами, а в невулканогенной дело касается смеси иллита (40—60 %), каолинита (30—40 %), кварца (8—15 %) и хлорита (1,5—5 %).

В нижнем сармате в глинистых осадочных породах получает распространение, прежде всего, невулканогенная минеральная ассоциация, состоящая из иллита (48 %), каолинита (42 %), кварца (10 %). В среднем и в верхнем сармате постепенно увеличивается вулканическая деятельность, влекущая за собой образование глин с перевесом монтмориллонита.

В паннонском ярусе бассейн осадконакопления, прежде всего в Подвигорлатской низменности, соединялся попеременно с вулканогенной и невулканогенной областью питания. Существование понта в центральной части Подвигорлатской низменности сомнительно. В большей части буровых кернов в всячем боку паннона встречаются глины, отнесенные к руману и сложенные каолинитовым минералом с неупорядоченной структурой, который на основании наших прежних работ (I. Kraus—I. Horváth, 1972, I. Kraus et al. 1972) обозначается нами как fire clay. Этот позднейший комплекс Восточнословацкого бассейна наилучше развит в центральной части Подвигорлатской низменности. Минеральный состав этих глин наряду с петрографическим характером галечников указывает на выразительное влияние вулканогенной области питания, представленной комплексом Вигорлата. Оказывается, что отложения в окраинной области Подвигорлатской низменности, относимые до сих пор большей частью к понтическому (или же к паннонскому С) ярусу, а отложения в центральной части Подвигорлатской низменности, относимые к руману, отличаются друг от друга областями питания, что можно использовать для корреляционных целей.

Ассоциации глинистых минералов в Восточнословацком бассейне

Минеральный состав глинистых осадочных пород Восточнословацкого бассейна в зависимости от пространства и времени характеризуется нами на основании минеральных ассоциаций. Ассоциацию глинистых минералов понимаем как совместное распространение в изучаемой горной породе. Определенные ассоциации глинистых минералов должны отражать характер материнских пород, вследствие преобразования которых они возникли, и характер среды, в которой они находятся.

Минеральная ассоциация *fire clay*+кристобалит±галлуазит характерна для позднейшей пресноводной толщи Подвигорлатской низменности, относимой на основании литологического развития и суперпозиции к руману (рис. 9). Мощность упомянутой толщи колеблется с 80 до 150 м. Было подтверждено, что эти глины переотложены в Подвигорлатской низменности из области Вигорлата, где они образовались выветриванием верхнего этажа пироксеновых андезитов.

Каолинитовая минеральная ассоциация связана с выветриванием туфов пироксеновых андезитов паннонского и понтического ярусов, находящихся в Подвигорлатской низменности на первоначальном месте образования (рис. 10). Она не содержит примеси кристобалита. Существенное различие между каолинитом и *fire clay*-минералом состоит в химизме и степени упорядочения. Особый генетический тип этой ассоциации представляет собой каолинит, образовавшийся вследствие гидротермального изменения пироксеновых андезитов Вигорлата (проба 574).

Монтмориллонитовая минеральная ассоциация возникает преобразованием риолитовых вулканокластических пород паннона, сармата, среднего и верхнего бадена и эггенбурга преимущественно в пресноводной среде. Она характеризуется отсутствием кристобалита (рис. 11).

С минеральной ассоциацией монтмориллонит+каолинит±кристобалит встречаемся в верхней угленосной толще и в агломерато-туффитовой серии Подвигорлатской низменности (паннон и верхний сармат). Эту ассоциацию можно подразделить на два подчиненных типа: В первом перевес имеет каолинит с плохо упорядоченной структурой (68 %) над монтмориллонитом (25 %) с примесью кристобалита (7 %) (см. рис. 12, пробы 94, 102, 122). Этим типом характеризованы переотложенные продукты из каолиновых кор выветривания нижнего вулканического этажа Вигорлата. Во втором подчиненном типе перевес имеет монтмориллонит (85 %) над каолинитом (15 %), отсутствует кристобалит (рис. 12, пробы 87, 58). Дело касается продуктов, возникших преобразованием андезитовых вулканокластических пород агломерато-туффитовой и нижней угленосной серий.

Минеральная ассоциация монтмориллонит+иллит+каолинит+кварц ±кристобалит присутствует во всех стратиграфических ярусах, больше всего, однако, в панноне и сармате. Она относится к двум главным типам областей питания, что и проявляется при насыщении монтмориллонита K^+ в смысле Ч. Э. Вивера (Ch. E. Weaver 1958). Средний состав глин, содержащих монтмориллонит невулканогенного происхождения, составляет: монтмориллонит 15 %, иллит 45 %, каолинит 35 %, кварц 5 % (см. рис. 13). Другим типом являются глины, в образовании которых участие принимало несколько областей питания, причем, обыкновенно, перевес получило вулканогенное происхождение. Их средний состав составляет: монтмориллонит 40 %, иллит 30 %, каолинит 25 %, кварц и кристобалит 5 % (см. рис. 14).

Минеральная ассоциация иллит++иллит-монтмориллонит+каолинит+кварц имеет большое значение для интерпретации изменений глинистых минералов в постседиментационной стадии. Минералы со смешанослоистыми иллит-монтмориллонитовыми структурами невулканогенного происхождения образовались, по всей вероятности, в первоначальной области питания внешней флишевой зоны (рис. 15, проба 225). Их присутствие в Восточнословацком бассейне еще недоказывает преобразование глинистых минералов. Минералы со смешанослоистыми иллит-монтмориллонитовыми структурами вулканогенного происхождения образовались в Восточнословацком бассейне вследствие изменения риолитовых вулканокластических пород бадена в морской

среде. Ими доказывается аградационное преобразование в диагенетической стадии (рис. 16, проба 227).

Минеральная ассоциация иллит+каолинит+кварц±хлорит встречается исключительно в формациях досреднесарматского возраста. Она указывает на влияние невулканогенных областей питания. Кроме флишевой зоны это может касаться каоилинизированных кислых интрузивных и метаморфизованных пород. Наряду с тем она указывает на изменения в минеральном составе глинистых осадочных пород в эпигенетической стадии. Глинистые минералы этой ассоциации обладают высшей степенью структурного упорядочения в сравнении со всеми другими (рис. 17, 18).

Генезис глинистых минералов Восточнословацкого бассейна в процессе осадконакопления и диагенеза

При объективном изучении главных вопросов генезиса глинистых осадочных пород необходимо в каждой области анализировать как влияние процессов в первоначальных областях питания, так и характер среды в бассейнах осадконакопления или же изменения минерального состава в диагенетическо-эпигенетической стадии.

В позднейшей свите пластов Восточнословацкого бассейна – в румане – из всех формаций наиболее выразительно можно исследовать тесную связь между минеральным составом седиментационного выполнения и процессами, которые протекали в первоначальных областях питания. Площадь распространения этих глини каолинового типа (ассоциация fire clay+ кристаллобалит±галлузит) точно соответствует распространению их области питания.

В панноне и верхнем сармате начинает появляться попеременно, часто в очень кратких промежутках времени, влияние вулканогенной, а также невулканогенной областей питания. Даже в этом периоде мы не обнаружили изменений, указывающих на перестройку глинистых минералов в постседиментационной стадии. Существенный поворот наступает в нижнем сармате. Под влиянием окружающей среды в диагенетической стадии, но прежде всего под действием давления настилающих свит пластов в эпигенетической стадии происходит превращение монтмориллонита в иллит. Критический промежуток, в котором появляется это превращение, в Восточнословацком бассейне колеблется в пределах 1500–1800 м. Кроме того в бадене вследствие преобразования риолитовых вулканокластических пород в среде с высокой соленостью возникают минералы со смешанослойными иллит-монтмориллонитовыми структурами.

В Восточнословацком бассейне встречаются затем два типа преобразований глинистых минералов. Одним является превращение монтмориллонита в иллит через минералы со смешанослойными иллит-монтмориллонитовыми структурами, на которые наиболее существенно повлиял характер окружающей среды в диагенетической стадии, а другим – превращение монтмориллонита в иллит с увеличением глубины, играющей главную роль, прежде всего, в эпигенетической стадии.

Наконец подтвердилось, что в посленижнесарматских отложениях минеральный состав глини исключительно определяется характером процессов в первоначальных областях питания. Это обстоятельство имеет принципиальное значение для генезиса глинистых осадочных пород и вполне соответствует сведениям, полученным нами тоже во внутренних котловинах неовулканических краев средней Словакии.

Перевод: А. Kříž.

Faint, illegible text covering the majority of the page, likely bleed-through from the reverse side of the document.

Jozef Václav — Anna Vozárová

Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej

(4 obr. v texte, anglické a ruské resumé)

Abstrakt. Práca prináša litostratigrafickú schému delenia permu v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Vymedzili sa tri základné formácie — terigénna, vulkanicko-sedimentárna a lagunárna i ich podrobnejšie vnútorné členenie.

Na základe plytkých vrtov bola zistená lagunárna formácia s výskytom evaporitov i vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Úvod

Problém vymedzenia permu v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria nie je doposiaľ jednoznačne vyriešený. Zatiaľ je nedostatok paleontologických zvyškov a ani palynologické výskumy v tomto smere nepokročili. V západnej časti pohoria je len jediný dokument o tom, že sú sedimenty lagunárnej fácie a vulkanicko-sedimentárne súvrstvia pod zónou *Claraia clarai* (M. Maheľ—J. Vozár 1971). Vo východnej časti pohoria, kde sme v poslednom čase robili podrobný výskum, nebol perm od triasu jednoznačne odlišný, hoci o tomto probléme pojednáva množstvo autorov. K litologickému vymedzeniu permu a jeho jednotlivých súvrství chceme prispieť predkladanou prácou.

Prvýkrát v tejto oblasti vyčlenil perm D. Štúr (1868) a nazval ho „Rotliegende Serie“ („červená séria“). M. Matějka—L. Zelenka (in L. Zelenka 1927) v oblasti Krompachy—Košice kartograficky vymedzili perm, resp. červenú sériu — verukáno. Západne od Košíc L. Zelenka (1927) začlenil do červenej série len sedimentárne horniny, a to fialové bridlice, zelené bridlice, zelenkavé drobové bridlice a droby. Porfyroidy a zlepence pričleňuje k červenej sérii až v oblasti Krompách. Celý tento pruh verukána pokladá za tektonické okno.

V. Zoubek (1936) robil v oblasti Košice—Košická Belá ložiskový výskum na základe geologickej mapy M. Matějku—L. Zelenku (in L. Zelenka) 1927. Na rozdiel od L. Zelenku (1927) zaraďuje do permu i niektoré polohy porfyroidov. Ďalej dopĺňa údaje a predpokladá, že verukáno tvorí jadro synklinály porušenej

RNDr. J. Václav, CSc.—RNDr. A. Vozárová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

v južnom krídle nasunutia. O. Kodým (1951) robil geologický výskum medzi Klátovom a Košickou Belou. Červenú sériu (perm) tvoria podľa neho fialové bridlice a droby s klastickým muskovitom. V nich sú vložky zlepencov obsahujúcich materiál diabázovej série, klastický kremeň, živce a úlomky bridlíc. Okrem toho popísal polohy jemnozrnných zelených porfyroidov silne sericitizovaných, chloritizovaných, spojených s tufmi, ktoré sa makroskopicky líšia od normálnych bridlíc nedostatkom klastického muskovitu a väčšinou aj zelenou farbou. Ďalej O. Kodým (1951) uvádza, že uprostred hornín diabázovej a porfyroidovej série je niekoľkonásobný výskyt zlepencov a iných hornín patriacich červenej sérii, sú to podľa neho zavrásnené útržky. Červenú sériu považuje za zložitú synklinálu.

M. Maheľ (1952), na rozdiel od predchádzajúcich autorov, červenú sériu geologicky a kartograficky spresňuje. Považuje ju, spolu s mezozoikom, za zložitú synklinálnu štruktúru v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, t. j. za severogemeridnú synklinálu. Na jej stavbe sa podieľajú súvrstvia permu a werfénu i vápencovo-dolomitové komplexy stredného a vrchného triasu.

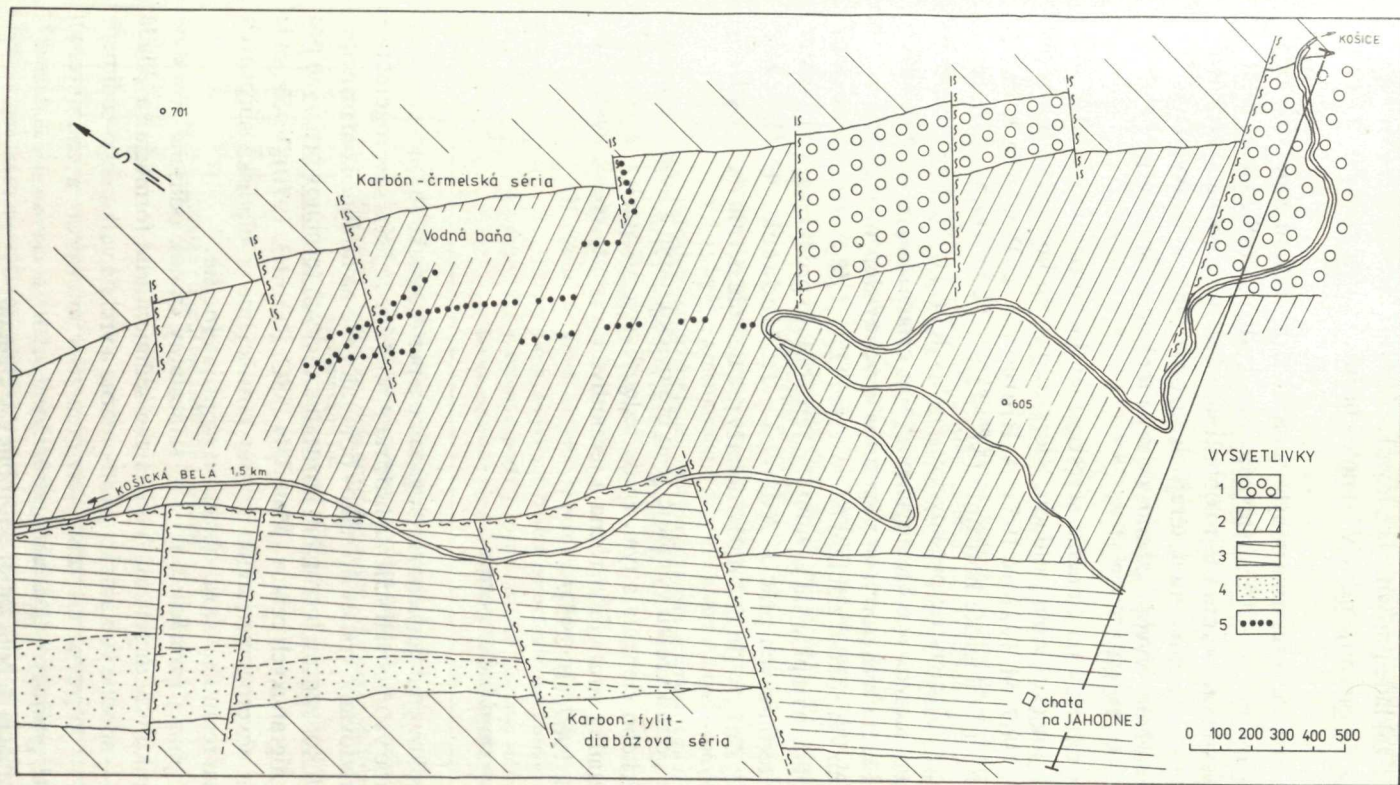
Permským vulkanizmom sa zaoberali viacerí autori (M. Ivanov 1953, F. I. Žukov 1963 a I. Rojkovič 1969). Okrem prevládajúcich kremenných porfýrov vystupujú aj bázičkejšie kremenné porfyryty. (O. Kodým 1959, M. Ivanov 1957, I. Rojkovič—J. Vozár 1972).

Ďalej sa zaoberáme podrobnejšou charakteristikou permu v okolí Košickej Belej aj so zreteľom na ložiskový výskyt „Vodná Baňa“.

Podľa starších prác (in lit.) patrí sedimentárne súvrstvie, v ktorom vystupuje ložisko Vodná baňa, permu — verukánu. M. Maheľ (1952) ho zaraďuje do werfénu, ale pri popise ložiska nevyklučuje možnosť, že je tu vyvinutý aj perm. Predpokladá, že hlavné žily ložiska Vodná baňa sú vyvinuté v perme a vedľajšie aj vo werfénu. V tejto oblasti sa zatiaľ v horninách nenašli paleontologické zvyšky a preto si riešenie geologickej situácie vyžiadalo podrobnejšie štúdium iného charakteru.

Žily ložiska Vodná baňa vystupujú najmä vo vulkanicko-sedimentárnej formácii permu (obr. 1). Ložisko Vodná baňa tvoria tri žily. Sú to hydrotermálne žily karbonátovo (Fe-dolomit)-sulfidického charakteru. Majú šošovkovitú stavbu, tektonicky sú značne porušené (polámané). Okrem hlavných žíl ložiska Vodná baňa vystupuje v študovanej oblasti ešte niekoľko malých, mineralogicky podobných žíl, s chudobnou mineralizáciou.

Nadložie a podložie ložiska Vodná baňa tvoria horniny vulkanicko-sedimentárnej formácie. Prevládajú horniny vulkanogénneho pôvodu — kremenný porfýr, kremenný porfýrit, tufy, tufity, tufitické pieskovce a bridlice. Zo sedimentárnych hornín majú prevahu sivé bridlice s fialovým nádychom. Farba týchto hornín je nestála, závisí od kvalitatívneho zloženia (viď petrografickú charakteristiku), prípadne od vplyvu hydrotermálnej premeny. Bridlice sa často striedajú s horninami vulkanického pôvodu (lokálne jemne impregnované pyritom) a s hrubšími klastickými sedimentmi fialkastej alebo sivej farby. Na základe celkovej litologicko-petrografickej



Obr. 1 Schematick\u00e1 mapa persm\u00fdch s\u00farstv\u00ed z oblasti Ko\u0161ickej Belej. 1—terig\u00e9na form\u00e1cia; 2—spodn\u00e9 vulkanicko-sediment\u00e1rne s\u00farstvie; 3—vrchn\u00e9 vulkanicko-sediment\u00e1rne s\u00farstvie; 4—lagun\u00e1rna form\u00e1cia; 5—\u017ily lo\u017ei\u0161ka Vodn\u00e1 Ba\u0148a.

charakteristiky a na základe porovnania s inými oblasťami v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria zaraďujeme celý komplex hornín z priestoru ložiska Vodná baňa do permu.

Šírka permu v študovanej oblasti sa pohybuje od 1000 do 2000 m. Smer súvrství je zhruba SZ-JV, súklonom 40° — 80° . Vrstevnatosť je zhodná s bridličnatosťou S_1 .

Komplexným výskumom permu v tejto oblasti sa získali nové poznatky, čo viedlo autorov ku kritickému zhodnoteniu doterajších názorov. Naše výsledky sú v súlade s najnovšími poznatkami vývoja permu zo západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (Novoveská Huta).

Doterajší vývoj názorov na členenie severogemeridného permu viedol k stále jednoduchšiemu a logickejšiemu pohľadu, zdôrazňujúcemu litologické horizonty (M. Maheľ 1953, 1967, M. Ivanov 1954, A. Biely 1956, L. Rozložník 1957). Delenie permu na tri litologické horizonty (M. Maheľ 1953, 1967: a) súvrstvie bazálnych zlepcov, b) súvrstvie pieskovcov, piesčitých bridlíc s polohami jemnozrnných zlepcov, kremencov a kremitých porfýrov, c) súvrstvie piesčito-ílovitých bridlíc s polohami kremitých porfýrov a ich tufov a vrchný zlepcový horizont) je podobné najnovším výsledkom z oblasti Novoveskej Huty, kde je severogemeridný perm pravdepodobne najúplnejšie vyvinutý. Z tejto oblasti predkladajú na základe detailných štúdií technických prác J. Adámek, J. Hudáček, E. Drnzík, J. Pecho, F. I. Žukov (in lit.) ďalšie dôkazy pre delenie permu na tri základné súvrstvia.

„Toto členenie permu vcelku vystihuje jeho litologickú náplň a môže sa brať za základ stratigrafického členenia s tým, že na jednotlivých miestach v uvedených súvrstviach je detailná stratigrafia rôzna a jednotlivé horizonty rýchle vyклиňujú“ (M. Maheľ et al. 1967, str. 395).

Formácie severogemeridného permu

Na základe výsledkov geologického, litologického a petrografického štúdia z oblasti Košickej Belej sme vypracovali schému litostratigrafického delenia severogemeridného permu. Zaraďovanie vrstiev do celkov bolo založené na litologickom princípe. Preto sme použili konvenčnú hierarchiu litostratigrafických termínov prijatých pre kategóriu litostratigrafických celkov (Materiály ISSC, Rezort 3, 1970). Vyčlenenie skupiny formácií severogemeridného permu považujeme z hľadiska súčasných poznatkov a stavu rozpracovanosti oblasti za najpriateľnejšie.

Vo vnútri terigénnej formácie bolo ako samostatný článok odlišené súvrstvie bazálnych polymiktných zlepcov. Vulkanicko-sedimentárna formácia sa skladá z dvoch článkov — spodné vulkanicko-sedimentárne a vrchné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie — ktoré sa od seba navzájom líšia intenzitou a charakterom vulkanizmu i petrografickým zložením jednotlivých vrstiev.

Lagunárna formácia nebola zatiaľ podrobnejšie členená.

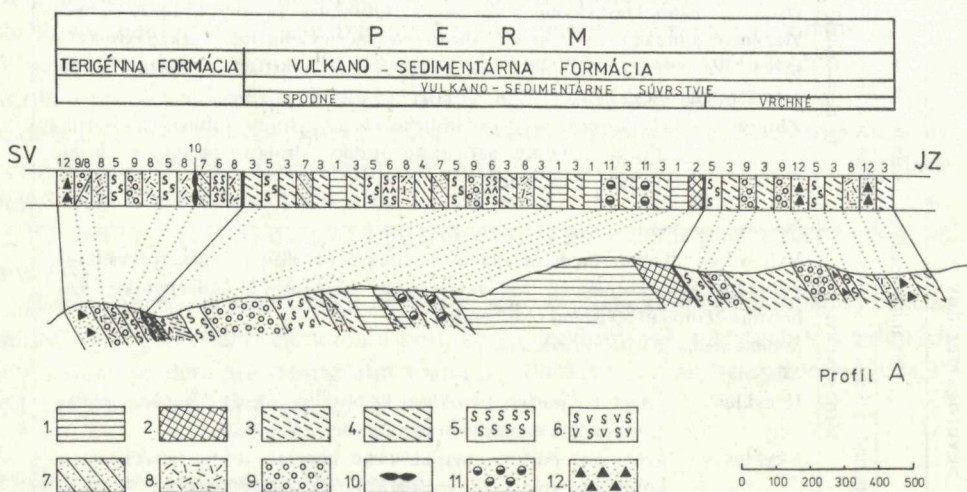
Tab. 1 Schéma litostratigrafického členenia permu v severovýchodnej časti Spiško-gemerského rudohoria*.

| Skupina formácií | Formácia | Člen | Litologická náplň |
|----------------------|---------------------------------|---|--|
| Severogemeritný perm | Lagunárna formácia | | Striedanie — pieskovec-bridlica, bridlica-sadrovec-dolomit-vápenec ± magnezit, polohy pieskovca s karbonátovým tmelom impregnované pyritom |
| | Vulkaniko-sedimentárna formácia | Vrchné vulkaniko-sedimentárne súvrstvie | Na báze sa striedajú normálne klastické sedimenty so zmiešanými, prípadne čistými vulkanoklastickými sedimentmi. Obsahujú polohy intraformačných zlepcov a brekcií. Smerom do nadložia výrazne zvýšenie vulkanickej aktivity — kremenné porfýry a ich pyroklastiká. V najvrchnejších častiach sa objavujú polohy intraformačných zlepcov, pribúda terigénna prímes. Zloženie: kremité porfýry, pyroklastické horniny, tufity, tufitické pieskovce, tufitické zlepenec, sericitické bridlice, drobové pieskovce, droby, polymiktné zlepenec. |
| | Vulkaniko-sedimentárna formácia | Spodné vulkaniko-sedimentárne súvrstvie | Výlevy kyslých a intermediárnych hornín radu paleoryolit-paleodacit sprevádzané pyroklastickými horninami, zmiešanými typmi sedimentov zloženia pyroklastická hornina-sediment a čistými sedimentmi. Sedimentácia je výrazne cyklická. Zloženie: II. cyklus: kremenné porfýry pyroklastické horniny, arkózy, kremenné porfýry s malým množstvom pyroklastických hornín I. cyklus: kremenné porfýry, pyroklastické horniny, tufity, tufitické pieskovce, drobové pieskovce, aleurolity, sericitické bridlice. |
| | Terigénna formácia | Zlepenecové súvrstvie | Hrubozrnné klastické sedimenty polymiktného zloženia so slabou pribúdajúcou prímесou vulkanoklastickej zložky v smere od podložia k nadložiu. Zloženie: zlepenec, zlepenecové pieskovce s vložkami piesčítymi bridlic a tufitických pieskovcov. Bazálne polymiktné zlepenec a brekcie. |

* Schéma bola vypracovaná v r. 1977, t. j. pred zverejnením zásad čs. stratigrafickej komisie o vymedzení a pomenovaní litostratigrafických jednotiek.

Terigénna formácia

V spodnejších častiach je zastúpená hrubozrnnými a vo vrchnejších jemnejšími fáciami kontinentálnych usadenín (bazálne polymiktné zlepenice, zlepenice, zlepenkové pieskovce, drobové pieskovce, bridlice, tufitické pieskovce, aleurity, tufitické aleurity), ktoré ležia v študovanej oblasti diskordantne na horninách karbónu. V sedimentoch postupne pribúda smerom od podložia do nadložia prímies vulkanoklastickej zložky. Terigénna formácia je vyvinutá v oblasti kóty Jahodná (obr. 2) nesleduje teda úplný kontakt s podložíom (karbón, črmelská séria). Na iných miestach je v nadloží karbónu vyvinutá vulkanicko-sedimentárna formácia a to buď z ílovito-piesčitých sedimentov, alebo priamo z vulkanických hornín.



Obr. 2 Schematický profil permkými súvrstviami cez kótu Jahodná. 1—kremenné porfýry, 2—kremenné porfýry; 3—tufy kremenných porfýrov a tufolávy; 4—tufity kremenných porfýrov a porfýritov; 5—bridlice; 6—aleurity a tufitické aleurity; 7—tufitické pieskovce; 8—drobové pieskovce; 9—zlepenice a zlepenkové pieskovce; 10—kremeno-karbonátové žilky; 11—arkózové pieskovce; 12—brekcie, 13—štátna cesta Košice—Margecany; 14—kóta Jahodná.

Najspodnejším členom terigénnej formácie sú bazálne polymiktné zlepenice (tieto a polymiktné zlepenice z vyšších horizontov sú ešte stále predmetom podrobného petrografického a geochemického štúdia), ktoré prechádzajú v nadloží do zlepenkových pieskovcov, drobových pieskovcov a bridlíc. Nad bridlicami nasledujú znova zlepenkové pieskovce, drobové pieskovce, tufitické pieskovce, aleurity až tufitické aleurity. Hranice medzi jednotlivými litologickými typmi sú miestami zreteľné až ostré, inde sú prechody pozvoľné, postupné. Hrúbky sú rôzne, od desiatok centimetrov do niekoľkých metrov.

Petrografický charakter hornín terigénnej formácie

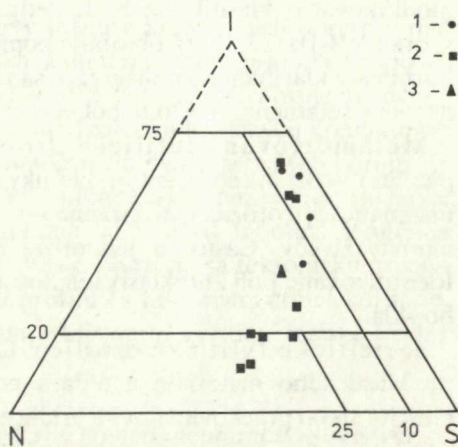
Metamorfované zlepence sú polymiktné, prevažne drobnozrnné a strednozrnné, lokálne hrubozrnnéjšie. Čo do textúry zodpovedajú ortozlepencom so základnou hmotou bazálneho typu, zriedkavejšie výplňového typu. Štrukturálne prevláda v základnej hmote materiál piesčitý, zložením podobný ako valúny; pochádza teda z toho istého zdroja. Petrografické zloženie valúnov: kremeň, epikvarcity, kremité fylity, sericitické bridlice, kyslé vulkanické horniny, chloritické fylity s obsahom hematitu, vzácné grafitické fylity a úlomky vulkanického skla.

V základnej hmote je okrem vyššie opísaných úlomkov hornín zastúpený draselný živec, plagioklas, v malom množstve klastická slúda, zirkón, rutil, turmalín. Ílová zložka je metamorfne rekrystalizovaná na sericit, podradne na chlorit a na submikroskopické ihličky rutilu. Bežný je hematitový pigment. Tmel je kremitý.

Prevažná časť klastického materiálu zlepenecov pochádza z oblasti mimo sedimentačnej pánvy, čiže ide o zlepence extraformačné.

Metamorfované zlepenecové pieskovce majú petrograficky ten istý charakter ako zlepence. Tvoria v nich nepravidelné vložky a hlavne prechodné

Obr. 3 Graf klasifikácie pieskovcov na základe modifikovaného diagramu F. J. Pettijohna (in J. Petránek 1963). 1—pieskovce terigénnej formácie; 2—pieskovce spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia; 3—pieskovce vrchného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia.



časti do piesčitých sedimentov. Skladajú sa z piesčitého, často hrubopiesčitého materiálu s obsahom valúnov asi 20—30 %.

Metamorfované drobové pieskovce majú premenlivú zrnitosť; sú hrubozrnné, strednozrnné až drobnozrnné. Obvykle sú nevýrazne vrstevnaté, prípadne vrstevnaté; striedajú sa s polohami piesčitých bridlíc. Ich štruktúra je blastopsamitová. Prevládajúcim piesčitým materiálom je kremeň, u ktorého možno na základe vonkajšieho vzhľadu rozlíšiť trojaký pôvod: vulkanogénny, hydrotermálny, epimetamorfny. Vzácné bol zistený kremeň a uzavreniami muskovitu a biotitu (magmatického pôvodu?). Do stabilnej zložky možno zaradiť i sporadické úlomky kremenecov. Nestabilnú zložku predstavujú živce (draselné i plagioklasy) s úlomkami nestabilných hornín, medzi ktoré patria sericitické fylity, felzitické kremenné porfýry, chloritické fylity, vzácné rekrystalizované vulkanické sklo. Akcesorické minerály — klastický muskovit, biotit, zirkón, rutil. (Zastúpenie stavebných zložiek

Tab. 2 Zloženie pieskovcov (v percentách) terigénnej formácie.

| | VB-III-73 | VB-III-70 | VB-III-68 |
|----------------------|-----------|-----------|-----------|
| kremeň | 49,15 | 35,27 | 27,93 |
| úlomky hornín | 9,65 | 0,17 | — |
| živce | 2,37 | 0,24 | 0,35 |
| muskovit | 1,35 | 0,28 | 1,38 |
| zákl. hmota | 37,45 | 63,56 | 69,88 |
| akcesorické minerály | — | 0,45 | 0,45 |

v percentách — tab. 2). Výraznou zložkou v pieskovcoch je základná hmota. Na jej pôvodnom zložení sa podieľali úlomky kryštálov veľkosti prachu a ílová zložka. V dôsledku nízkometamorfnej rekryštalizácie vznikol usmerný zhluk kremeňa, sericitu, podradne chloritu.

Petrograficky tieto sedimenty boli definované ako drobové pieskovce (v zmysle modifikovanej klasifikácie F. J. Petijohna in J. Petránek 1963). Výnimkou je vzorka VB-III-73, ktorá obsahuje pomerne väčšie množstvo úlomkov nestabilných hornín a v klasifikačnom diagrame sa zaraďuje medzi droby. Nie je to však typický drobový sediment a preto nebol vyčlenený z asociácie drobových pieskovcov.

Metamorfované tufitické drobové pieskovce. Vulkanoklastickú zložku piesčitej veľkosti reprezentujú úlomky kryštálov vulkanogénneho kremeňa (znaky magmatickej korózie, ostrohranné tvary, lastúrnaty lom atď.), v menšom množstve úlomky živcov. Často sú jednotlivé minerálne zrná obalené sopečným sklom. Identifikované boli i litoklasty felzitov a vitroklasty rekryštalizovaného vulkanického skla.

Sericitické fylitické bridlice. Obsahujú prímes piesčitého alebo aleuritového klastického materiálu a teda v predmetamorfovanom štádiu reprezentovali piesčité alebo prachovité ílovité bridlice. Ich textúra je bridličnatá, lokálne s primárnou lamináciou orientovanou paralelne s plochami foliácie. Štruktúra je blastopelitová, blastoaleuropelitová, blastopsamopelitová.

Klastickú prímes piesčitej a prachovitej veľkosti reprezentuje kremeň. Ílová zložka je metamorfne rekryštalizovaná na sericit, ktorý je podstatnou stavebnou zložkou bridlíc. Vedľajšou súčasťou sú šupinky chloritu, alotriomorfné zrná kremeňa, tenkostĺpcovité kryštaly turmalínu. Bežný je jemne rozptýlený hematit. Pôvodné klastické minerály ťažkej frakcie — zirkón, rutil.

Vulkanicko-sedimentárna formácia

Spodné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie zastupuje pestrá škála hornín (zlepence, zlepencové pieskovce, arkózy, drobové pieskovce, tufitické pieskovce, aleurity až tufitické aleurity, piesčité sericitické bridlice, sericitické bridlice, sericiticko-ílové, fylitické, tufitické bridlice, tufity kremenných porfýrov a porfýritov, popolové a pieskové tufy, tufolávy, kremenné porfýryty a kremenné porfýry).

Základným diagnostickým znakom tohto súvrstvia sú výlevy kyslých a intermediárnych hornín rádu ryolit—dacit (čiže paleovulkanických kremenných porfýrov a porfyrítov), doprevádzaných množstvom pyroklastických sedimentov a hybridných hornín zloženia pyroklastická hornina — normálny sediment. Sedimentácia je výrazne cyklická, pričom sú v celom profile spodného efuzívno-sedimentárneho súvrstvia dve výrazné etapy vulkanickej činnosti, ktoré sa navzájom celkovým charakterom líšia.

V prvom cykle bola výrazná explozívna sopečná činnosť, v dôsledku čoho prevládajú pyroklastické horniny. Lávvové prúdy typu felzitov kremenných porfýrov sú tenké a je ich pomerne málo. V smere do nadložia je vulkanická činnosť menej intenzívna a po hybridných sedimentoch prichádzajú normálne typy predstavované sericitickými bridlicami, aleuritmi, drobovými pieskovecami (vz. VB-III-52, 51, 50, 49, 48), ktoré majú len veľmi zriedkavo vyššie percento živcového detritu (vz. VB-P-II-79).

V druhom cykle naopak prevládajú výlevy felzitov kremenných porfýrov nad pyroklastickými horninami. Vložky piesčitých sedimentov petrograficky zodpovedajú arkózam (vz. VB-II-37, VB-III-36, K-194, VB-P-II-27). Cyklus je ukončený mocným výlevom vulkanitov dacitového zloženia (paleovulkanických kremenných porfyrítov), ktoré sú sprevádzané aj malým množstvom pyroklastických hornín.

V priestore kóty masívu Jahodná sa spodné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie postupne vyvíja z terigénnej formácie. Západne od masívu Jahodná terigénna formácia chýba. Spodné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie sa tektonicky priamo stýka s horninami karbónu; mimo priestoru profilu i s horninami črmelskej série. Súčasťou tohoto súvrstvia je i komplex hornín, v ktorom je vyvinuté ložisko Vodná Baňa.

Petrografický charakter hornín spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia

Metamorfované piesčité bridlice, aleurity. Fialové, šedofialové, zelenožlté, s výrazne bridličnatou textúrou. Štruktúra je blastoaleuritová, blastoaleuritovo pelitová. Drobnopiesčité a prachovitý detritus tvorí kremeň, v malom množstve albiticky lamelované plagioklasy. Pôvodná ílová zložka sa rekrystalizovala na sericit, rutil, sporadicky chlorit. Akcesorické minerály — zirkón, turmalín. Bežný je hematitový pigment a drobné zrnká leukoxénu. U aleuritových variet stúpa percentuálne zastúpenie častíc aleuritovej veľkosti na úkor pôvodnej ílovej zložky.

Metamorfované drobové pieskovce. Sú to typické sedimenty hlavne prvého cyklu. Striedajú sa s vyššie popísanými piesčitými bridlicami a prachovcami. S pyroklastickým materiálom kyslého charakteru tvoria často zmiešané typy sedimentov. Štruktúra pieskovecov je blastopsamitová (zrnatosť asi 0,2—0,6 mm). Piesčitú frakciu tvorí predovšetkým kremeň; je kataklasticky deformovaný, silne undulózny, avšak časť úlomkov je nepochybne vulkanogénna (asi 10 %). Nestabilnú zložku

reprezentuje plagioklas, sporadicky draselný živec a klastický muskovit (zloženie pieskovcov v % — tab. 3).

Tab. 3 Zloženie drobových pieskovcov (v percentách) — spodné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie.

| | VB-III-61 | VB-III-50 | VB-III-49 | P-II-51 |
|----------------------|-----------|-----------|-----------|---------|
| kremeň | 30,46 | 35,78 | 35,94 | 37,0 |
| živce | 1,84 | 5,82 | 5,07 | 4,0 |
| klastický muskovit | 1,24 | 1,32 | 2,28 | 2,5 |
| úlomky hornín | 0,24 | — | — | — |
| základná hmota | 65,24 | 56,32 | 56,19 | 52,0 |
| akcesorické minerály | 0,94 | 0,74 | 0,50 | 0,7 |

Základná hmota je percentuálne výrazne zastúpená. Tvorí ju rekrystalizovaný usmernený agregát sericitu, kremeňa, podradne chloritu. Akcesorické minerály: zirkón, rutil, turmalín.

Metamorfované arkózy. Sú to svetlé, strednozrné, pomerne dobre vytriedené horniny. Vystupujú vo vrchnej časti spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia. Štruktúra je blastopsamitová, veľkosť častíc v rozmedzí 0,2—0,4 mm. Najviac je v piesčitej frakcii zastúpený kremeň. Často je kataklasticky drvený, silne undulózný. Významnou stavebnou zložkou sú živce. Mineralogicky ide o plagioklasy (bázicita albit-oligoklas, oligoklas An_{09} — An_{15} , ortoklas-pertit, vzácné šachovnicovitý albit). Živce sú obvykle sericitizované, prípadne ich zatláča karbonát. Ich obmedzenie je klastické so znakmi kataklastickej deštrukcie. Bežnou prímiesou je klastická sfuda. Akcesorické minerály: turmalín, zirkón, rutil i úlomky nestabilných hornín, reprezentovaných felzitmi. Rekrystalizovaná základná hmota sa skladá z kremeňa a sericitu. (Zloženie arkóz v percentách — tab. 4).

Tab. 4 Zloženie arkóz (v percentách) — spodné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie (II. cyklus).

| | VB-III-37 | VB-III-36 | K-194 | K/194 |
|----------------------|-----------|-----------|-------|-------|
| kremeň | 47,13 | 45,26 | 45,05 | 41,66 |
| draselný živec | 33,10 | 37,80 | 24,97 | 26,07 |
| plagioklas | 6,92 | 5,54 | 7,92 | 6,77 |
| klastická sfuda | 0,65 | 3,05 | 3,01 | 3,32 |
| základná hmota | 11,57 | 8,14 | 17,46 | 17,97 |
| úlomky hornín | — | — | 0,64 | 3,17 |
| akcesorické minerály | 0,61 | 0,55 | 0,88 | 1,01 |

Metamorfované tufitické sedimenty. Podľa názvoslovia navrhnutého J. Petránkom (1963) a podľa kvantitatívneho systému J. Kontu (1972) sme do tejto skupiny zaradili hybridné horniny s obsahom vulkanoklastickej zložky od 10 do 50 %.

Podľa veľkosti zrna môžeme hovoriť o metamorfovaných tufitických pieskovcoch, tufitických prachovcoch a tufitických bridliciach. Sedimentárna zložka má obdobnú kvalitu ako vyššie popísané čisté typy sedimentov. Tufitické pieskovce môžeme bližšie charakterizovať ako tufitické drobové pieskovce. Vulkanoklastickú zložku reprezentujú úlomky kryštálov, vulkanického skla i vulkanických hornín. Medzi kryštálmi dominuje vulkanogénny kremeň, bežne so znakmi magmatickej kořozie s ostrými hranami a lastúrnatými lomnými plôškami; je takmer vždy slabo undulózny. U živcov ťažko identifikovať ich pôvod. Ku kryštaloklastom boli tieto minerály jednoznačne priradené iba vtedy, ak ich obaľoval tenký povlak vulkanického skla, alebo ak išlo o lištovité plagioklasy pochádzajúce z porfyrítového vulkanizmu (typické dvojčatenie, tvar, prerastlice, slabá zonalita). Viktroklasty sú voči okolitej hornine výrazne farebne i štruktúrne ohraničené. V dôsledku čiastočnej rekryštalizácie sú slabo anizotropné. Litoklasty sú zastúpené útržkami felzitov, vzácne drobnozrnných vulkanitov porfyrítového typu.

Metamorfované tufity. Zastúpenie vulkanoklastickej zložky kolíše v rozmedzí 50—90 % (tab. 5). Podľa veľkosti zrn môžeme hovoriť o pieskovcových a prachovcových tufitoch. Prevláda vitroklastický materiál, ktorý je druhotne sericitizovaný, chloritizovaný a limonitizovaný. Kryštaloklasty percentuálne menej zastúpené patria do piesčitej a prachovej frakcie. Prevláda kremeň. Sericitizované živce sú kvantitatívne menej zastúpené.

Tab. 5 Zloženie tufitov zo spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia (v percentách).

| | P-II-9 | P-II-6 | P-II-5 | P-II-16 | VB-III-47 |
|----------------------------|--------|--------|--------|---------|-----------|
| vulkanoklastická zložka | 15,0 | 49,0 | 63,0 | 49,0 | 30,0 |
| kryštaloklasty kremeňa | 25,0 | 16,0 | 9,0 | 21,0 | 20,41 |
| kryštaloklasty živcov | 22,0 | 14,0 | 14,0 | 8,0 | 5,44 |
| terigénny kremeň | 8,0 | 14,0 | 12,0 | 15,0 | 15,50 |
| sericit-chlorit | 25,0 | — | — | — | 26,00 |
| akcesorické minerály | 1,0 | 1,0 | — | 1,0 | 0,12 |
| limonitické rudné minerály | 4,0 | 6,0 | 2,0 | 5,0 | — |
| klastická sluda | — | — | — | — | 1,54 |
| litoklasty | — | — | — | — | 0,99 |

Akcesorické minerály — zirkón, rutil, turmalín, apatit. Výrazná je prímes hematitového pigmentu.

Metamorfované tufy. Sú to sedimenty s obsahom 90—100 % vulkanoklastického materiálu. Veľkosť pyroklastických častíc najčastejšie zodpovedá prachu (popolové tufy), zriedkavejšie piesku (pieskové tufy). Podľa príslušnosti týchto častíc k materskej hornine možno hovoriť prevažne o tufoch ryolitových (tufy kremenných porfýrov-paleoryolitov). Štruktúru majú vitroklastickú, kryštalovit-roklastickú a litokryštalovit-roklastickú. Stupeň vytriedenia týchto hornín je nízky.

Vo vitroklastickej jemnozrnej základnej hmote sú väčšie úlomky kryštálov alebo vulkanických hornín, zväčša neusporiadané, pričom vo väčšine prípadov jednoznačne prevláda jemná základná hmota (tab. 6). Predpokladáme, že sú to pyroklastické sedimenty transportované v značne koncentrovanom prostredí bez výraznejších účinkov vzdušných prúdov alebo iných triediacich činiteľov. Mnohé z mikroštruktúr pripomínajú tzv. spečené tufy s vitroklastickou základnou hmotou a spečenými okrajmi väčších úlomkov kryštálov a vulkanického skla. Avšak v dôsledku neskorších tlakových deformácií a metamorfnej rekryštalizácie sa tieto mikroštruktúry len veľmi ťažko jednoznačne identifikujú.

Tab. 6 Zloženie tufov spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia (v percentách).

| | VB-III-57 | VB-III-52 |
|---------------------------------|-----------|-----------|
| kryštaloklasty kremeňa | 46,36 | 35,77 |
| kryštaloklasty živcov | 1,40 | 1,84 |
| vitrokryštalická základná hmota | 51,44 | 60,88 |
| akcesorické minerály | 0,78 | 1,55 |

Kryštaloklasty veľkostnej škály prach — piesok zastupuje prevažne len kremeň. Pokiaľ je úlomkovitý, má ostrohranné tvary, lastúrnatý lom, bez znakov polykryštalickej štruktúry; má charakteristické znaky korózie, hlavne v obvodovej časti zrn. Kryštaloklasty živcov zodpovedajú mineralogicky kyslým plagioklasom, ortoklaspertitu a šachovnicovému albitu.

Úlomky sklovitých častíc sú často v dôsledku tlakovej deformácie a rekryštalizácie ťažko navzájom odlišiteľné. Sú slabo anizotropné, sekundárne sericitizované, limonitizované, slabo chloritizované. Litoklasty, ktorých je relatívne málo, sú reprezentované felzitmi mikrokryštalickej štruktúry.

Vitroklastická tmeliaca základná hmota rekryštalizovala. V reliktoch je slabo anizotropná, druhotne sericitizovaná, silicifikovaná a v niektorých prípadoch i slabo chloritizovaná. Významnou zložkou vitroklastickej základnej hmoty je hematit.

V najmladších častiach súvrstvia sú aj tufy kremenných porfyrítov (paleodacity) sprevádzané vulkanoklastickými sedimentmi. Líšia sa od tufov kremenných porfýrov predovšetkým výraznejšou chloritizáciou vitroklastickej hmoty. Kryštaloklasty živcov sú tvorené iba plagioklasmi.

Kremenné porfýry (paleoryolity). Sú typom vulkanických hornín, v ktorých sú porfyrické výrastlice chudobne zastúpené, alebo úplne chýbajú. Drvivú väčšinu z nich možno označiť ako felzitické kremenné porfýry. Makroskopicky sú afanatické, ostrohranne rozpadavé, šedofialové. Sú mimoriadne bohaté na hematit. Bežná je fluidálna textúra zvýraznená striedaním prúžkov pomerne chudobnejších a bohatších na hematit. V mikroskope majú tieto horniny vitrofyrickú, blastofelzitic-kú, prípadne blastosférolitickú štruktúru. Sklovitá hmota je rekryštalizovaná, slabo anizotropná, druhotne zmenená, najčastejšie sericitizovaná. Jej premenou vzniká

tiež submikroskopický zhluk ihličkovitých kryštálov, rutilu, v malom množstve chloritu a turmalínu. Vzácné bývajú zachované nepremenené mikrolity živcov.

Porfyrické výrastlice v nízkom percentuálnom zastúpení tvorí kremeň, albitizovaný draselný živec a kyslý plagioklas. Akcesorické minerály — zirkón, rutil.

Kremenné porfyrity (paleodacity) Tvorja najvrchnejšie časti spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia. Makroskopicky majú sivú alebo sivozelenú farbu, sú drobnozrnné, tlakove usmernené. V mikroskope sú spravidla porfyrické, buď s pilotaxitovou, alebo hemikryštalickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice sú tvorené prevažne plagioklasmi. Tvorja hrubotabulkovité prierezy, lokálne s náznakmi zonálnosti. Dvojčatné zrasty sú podľa albitového periklinového a karlovarského zákona; časté sú rôzne typy prerastlíc. Pri ich hydrotermálnej premene vzniká sericit, chlorit, karbonát, vzácné prehnit a epidot. Bežná je albitizácia. Bázicitou zodpovedajú oligoklasu až andezínu (An_{24} — An_{32}). V malom

Tabuľka 7

| | P-II-17 | P-II-12 | P-II-13 | P-II-14 |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| plagioklasy | 39,0 | 51,0 | 42,0 | 46,0 |
| kremeň | 12,0 | 11,0 | 10,0 | 15,0 |
| chloritizované tmavé minerály | 9,0 | 8,0 | 11,0 | 8,0 |
| chlorit | 13,0 | 13,0 | 11,0 | 10,0 |
| sericit | 16,0 | 10,0 | 20,0 | 17,5 |
| rudné minerály | 3,0 | 6,0 | 5,0 | 2,5 |
| karbonáty | 7,0 | — | — | — |
| akcesorické minerály | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 |

Chemické zloženie kremenných porfyritov v %

Tabuľka 8

| | VB-P-II-4 | VB-P-II-14 | VB-P-II-7 |
|--------------------------------|-----------|------------|-----------|
| SiO ₂ | 63,77 | 60,53 | 62,03 |
| FeO | 2,87 | 5,89 | 4,59 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,82 | 0,83 | 1,48 |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | 0,25 | 0,25 |
| TiO ₂ | 0,75 | 1,20 | 1,10 |
| MnO | 0,12 | 0,10 | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 17,40 | 16,77 | 16,48 |
| CaO | 1,68 | 1,40 | 1,45 |
| MgO | 1,81 | 3,83 | 3,02 |
| K ₂ O | 2,36 | 1,22 | 1,44 |
| N ₂ O | 4,18 | 4,32 | 4,40 |
| strata sušením do 110 | 0,56 | 0,03 | 0,07 |
| strata žíhaním do 900 | 2,49 | 3,60 | 3,14 |
| | 100,09 | 99,97 | 99,55 |

Analyzoval: V. Dvonč, lab. GÚDŠ

C.I.P.W.

| mol. norm. hodn. | VB-P-II-4 | VB-II-14 | VB-P-II-7 |
|-------------------|-----------|----------|-----------|
| Q | 26,94 | 21,33 | 24,34 |
| C | 13,74 | 4,24 | 3,77 |
| OR | 13,96 | 7,00 | 8,31 |
| AB | 36,84 | 37,66 | 38,59 |
| AN | 6,39 | 5,16 | 5,44 |
| HY | 8,97 | 21,36 | 15,91 |
| MT | 1,56 | 0,70 | 1,26 |
| IL | 1,28 | 2,03 | 1,87 |
| AP | 0,58 | 0,51 | 0,52 |
| Wolfove parametre | | | |
| Q | 26,18 | 20,66 | 23,66 |
| L | 62,01 | 55,25 | 57,29 |
| M | 11,81 | 24,09 | 19,04 |

množstve sú zastúpené i výrastlice kremeňa dipyramidálneho habitu. Mafickú zložku tvoria výrastlice leukoxenizovaného ilminitu, veľmi často kostrovitého vývoja. Okrem toho boli zistené tabuľkovité prierezy chloritizovaného mafického minerálu, ktorý pravdepodobne zodpovedal biotitu (?), amfibolu(?). Základná hmota má hemikryštalický, takmer sklovitý charakter, je silne chloritizovaná, alebo kryštalická; tvoria ju prevažne lišty plagioklasov, ktoré sú tenké a usmernené (pilotaxitová štruktúra). Bázicitou zodpovedajú oligoklasu An_{26} . Priestory medzi lištami vyplňuje chlorit, drobné xenomorfné kryštalky kremeňa a rudného minerálu, ihličky rutilu a v niektorých prípadoch epidotu.

Na základe modálneho zloženia možno kremenné porfyrity (paleodacity) považovať za horniny leukokrátne, ktorých hlbinným ekvivalentom je magma trondhjemitového typu (v zmysle delenia F. v. Wolf a 1951). Prepočet v C. I. P. W. systéme na normatívne minerály toto potvrdil. Salická skupina minerálov prevláda; femická skupina v podobe normatívneho hypersténu, ilminitu, magnetitu a apatitu je podružná. Medzi svetlými minerálmi prevládajú živce. Pomer albitovej a anortitovej zložky je 12:88, 15:85, čo zodpovedá oligoklasu. Zastúpenie ortoklasovej zložky je ovplyvnené pomerne silnou sericitizáciou horniny, včítane hemikryštalickej časti. Tým možno zdôvodniť aj prítomnosť neviazaného Al_2O_3 v podobe normatívneho korundu (C). Prevládanie albitovej zložky ovplyvňuje druhotná albitizácia. Pomer Mg : Fe — 60:40; 68:32; 64:36. Čiastočné ochudobnenie o FeO možno pripísať oxidačným procesom.

F. von Wolf (1951) parametre Q, L, M, zanesené do trojuholníkového diagramu, nám zaraďujú sledované horniny do poľa presýtených SiO_2 , vpravo od línie Q—H, kde spadajú dacity+andezity. Priemerné body analýz ležia v tesnej blízkosti línie E—K, čomu zodpovedá i relatívne nízke modálne zastúpenie kremeňa prvej generácie.

Vrchné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie. Bazálne časti sú tvorené prevažne klastickými sedimentmi, ktoré svojím hrubozrnným charakterom litologicky pripomínajú spodné časti terigénnej formácie. Polohy zlepcov obsahujú množstvo intraformačného klastického materiálu — kremenných porfýrov a ich tufov. Ostatné čisté typy sedimentov sú reprezentované sericitickými bridlicami, metamorfovanými drobovými pieskovecami a metamorfovanými drobami. Striedajú sa v bazálnej časti so zmiešanými typmi, prípadne s vulkanoklastickými sedimentmi. Hybridné sedimenty (sediment-pyroblastická hornina) a čisté pyroblastické horniny sa v porovnaní so spodným vulkanicko-sedimentárnym súvrstvom vyznačujú výraznejším zastúpením úlomkov vulkanických hornín — litoklastov. Smerom do nadložia celý profil tvoria výlevy kremenných porfýrov doprevádzaných tufmi a tufitmi. Na rozdiel od spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia našli sa medzi vulkanitmi variety intermediárneho chemizmu. V najvrchnejších častiach pribúdajú polohy s vulkanoklastickým materiálom, v ktorých sa objavuje terigénna prímes (tufity, tufitické pieskovce, tufitické zlepence).

Petrografický charakter hornín vrchného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia

Metamorfované polymiktné zlepence. Charakteristickou črtou týchto zlepcov je prevaha úlomkov vulkanických hornín v kategórii častíc psefitovej veľkosti. Sú to predovšetkým úlomky felzitických kremenných porfýrov, popolových tufov a v malom množstve i kremenných porfyrítov. V malom množstve boli zistené úlomky sericitických bridlic a metakvarcítov. Základná hmota má blastopsamitovú štruktúru, pričom pôvodné pieskové zrná, ktoré tvorí takmer výlučne vulkanogénny kremeň, sú tmelené jemnozrnným kremeň-sericitickým agregátom. Z akcesorických minerálov je bežný zirkón. Výrazná prímes litoklastov vulkanického pôvodu umožňuje miestami nazvať tieto horniny až tufitickými zlepenkami.

Metamorfované droby, drobové pieskovce. Na ich zložení sa podieľa pomerne vysoké percento úlomkov hornín — sericitických bridlic, felzitických kremenných porfýrov, popolových tufov a porfyrítov. Je to materiál intraformačný. Zloženie drôb predstavuje vzorka VB-V-5: kremeň — 39,85 %; úlomky stabilných hornín (metakvarcity) — 3,61 %; úlomky nestabilných hornín — 15,79 %; plagioklas — 2,03 %; draselný živec — 0,97 %; základná hmota — 37,74 %.

Metamorfované tufy, tufity. Líšia sa od seba podielom terigénnej prímesi (klasifikácia v zmysle F. I. Pettijohna 1957, J. Petránka 1963, J. Kontu 1972). Mineralogicky sa nelíšia od predtým popísaných variet (tab. 9). Podľa zrnitosti sú v spodných častiach súvrstvia zastúpené predovšetkým popolové tufy, smerom do nadložia pribúdajú zná pieskovej veľkosti.

Metamorfované kremenné porfýry (paleoryolity). Okrem felzitických variet bohatých na obsah hematitu, našli sa v tomto súvrství v menšom množstve i porfyrické variety. Majú štruktúru porfyrickú s mikrokryštalickou štruktúrou

základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí kremeň, albitizovaný draselným živcom a plagioklasom zloženia albitu — An_{02-07} .

Základná hmota je mikrokryštalická, druhotne značne sericitizovaná, bohatá na hematit. Zirkón v akcesorickom množstve.

Modálne zloženie porfyrickej variety kremenného porfýru, vz. VB-V-17: výrastlice kremeňa — 6,17 %; výrastlice draselného živca — 6,69 %; výrastlice plagioklasu — 1,87 %; základná hmota — 85,11 %; akcesorické minerály — 0,12 %. Porfyrické výrastlice dosahujú veľkosť 2—3 mm.

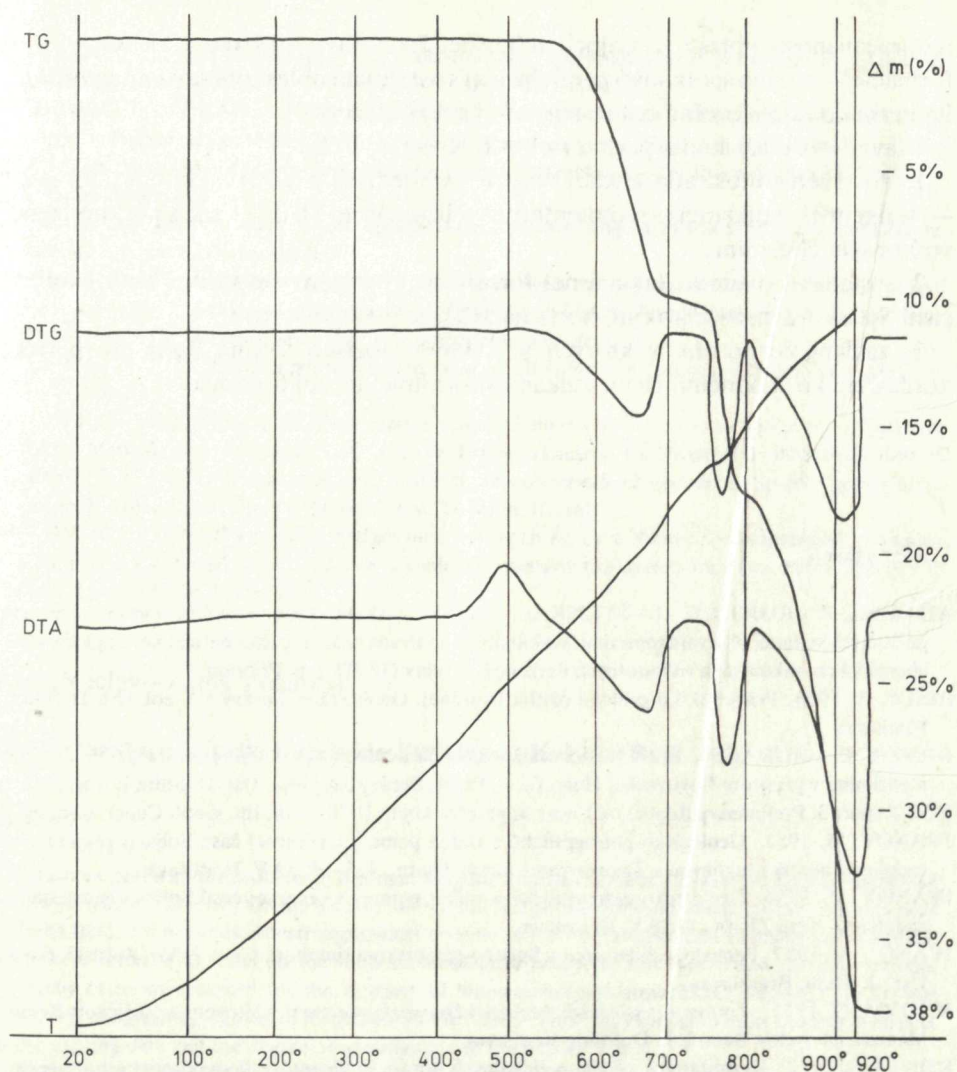
Tabuľka 9

| | VB-V-43 | VB-V-53 | VB-V-48 | k-151 | k-146 | VB-V-3 |
|------------------|---------|---------|---------|-------|-------|--------|
| vulkanogénny | | | | | | |
| kremeň | 26,16 | 20,54 | 29,00 | 36,50 | 2,03 | 9,09 |
| terigénny kremeň | — | 6,24 | 9,09 | 18,25 | — | — |
| draselný živce | 4,68 | 7,31 | 3,47 | 5,22 | — | 8,03 |
| plagioklas | 3,69 | 4,73 | 1,60 | 3,42 | 2,61 | 7,34 |
| základná hmota | 60,99 | 53,74 | 54,23 | 21,46 | 53,43 | 72,84 |
| akcesorické | | | | | | |
| minerály | 0,23 | 0,18 | 0,24 | — | 0,26 | 0,37 |
| úlomky hornín | 4,23 | 7,25 | 2,37 | — | — | — |
| vulkanoklasty | — | — | — | 15,12 | 41,66 | 2,34 |

Lagunárna formácia

Bola overená plytkými vrtmi (do 150 m) v oblasti Košickej Belej. Skladá sa z komplexu striedajúcich sa šedých, šedozelených sericitických bridlíc, piesčitých bridlíc a drobnozrnných pieskovcov, v ktorom sú polohy sedimentov evaporitovej fácie. Metódou DTA a RTG bol medzi nimi odlišený sadrovec, dolomit, vápenec ± magnezit.

V profiloch vrtov boli zistené evaporitové brekcie, u ktorých základnú hmotu tvorí sadrovec alebo dolomit; ostrohranné útržky tvorí ílovitý šedozelený a červenohnedý sediment. Toto sa strieda buď s laminovanými sericitickými bridlicami, alebo s nevrstevnatými kryštalickými sadrovcami. Preto sa domnievame, že evaporitové brekcie najskôr reprezentujú materiál pretransportovaný do relatívne hlbších častí sedimentačného bazénu pravdepodobne pomocou sklzov. Ak by išlo len o diagenézu, potom by museli byť rovnako postihnuté i ostatné laminované sedimenty. Podobný obraz poskytujú aj niektoré profily vrtov zo západnej časti pohoria najmä z oblasti Bielych Vôd, Smižian a Novoveskej Huty (M. Maheľ—J. Vozár 1971). Komplex sedimentov lagunárnej formácie bude podrobnejšie študovaný v ďalšej etape výskumu.



Obr. 4 Záznam z derivatografu: dolomit, kalcit, magnezit, pyrit (vrt KBV-2; hĺbka 116 m).

Záver

Práca prináša návrh členenia sedimentov permu v oblasti Košickej Belej, ktorá sa zakladá na litologickom charaktere vrstiev. Pre tento účel bola použitá konvenčná hierarchia litostratigrafických termínov prijatých pre kategóriu litostratigrafických celkov (materiály ISSC, Report 3, 1970)*. Vyčlenenie skupiny formácií severogemeridného permu (tab. 1) považujeme z hľadiska súčasných poznatkov a stavu

* Pozri pozn. na str. 87.

rozpracovanosti oblasti za najpriateľnejšie. Jednotlivé litostratigrafické celky — formácie — možno spoľahlivo paralelizovať s ostatnými oblasťami severogemeridného permu a taktiež veľmi dobre rozlíšiť i kartograficky.

Hlavné výsledky štúdia permu z oblasti Košickej Belej:

1. zostavenie litostratigrafickej schémy s vymedzením troch základných formácií — terigénnej, vulkanicko-sedimentárnej a lagunárnej (tab. 1) s ich podrobnejším vnútorným členením;

2. zistenie a overenie lagunárnej formácie s výskytom evaporitov vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria na základe plytkých vrtov;

3. začlenenie hornín, v ktorých je vyvinuté ložisko Vodná Baňa, do permu, konkrétne ku spodnému členu vulkanicko-sedimentárnej formácie.

Do tlače odporučili: I. Rojkovič a J. Vozár.

Literatúra

- ADÁMEK, P.—ROJKOVIČ, I.—STEJSKAL, J. 1965: Výskum efuzívne sedimentárneho souvrství permských sedimentů severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické rozčlenění a mineralogicko-geochemická charakteristika rudonosných horizontů. Archiv GP JD, n.p. Příbram.
- BIELY, A. 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. Práce, Správy 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DRNZÍK, E.—HUDÁČEK, J. 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a verfénu a kladeniu hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- ISSC Report 3. Preliminary Report on Litostratigraphic Unite 1970. 24th. Int. Geol. Congr. Canada.
- IVANOV, M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. Zborn., 4, 3—4, SAV, Bratislava.
- IVANOV, M. 1954: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zborn., 4, SAV, Bratislava.
- IVANOV, M. 1957: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rúdohorí. Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KODYM, O. 1951: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu mezi Klátovem a Košickou Belou. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONTA, J. 1972: Kvantitatívny systém reziduálnych hornín sedimentů vulkanoklastických usazenín. Karlova Univerzita, Praha.
- MAHEL, M. 1952: Správa o geologickej stavbe a rudných pomeroch územia západne od Košíc. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Zborn., 4, 1—2, SAV, Bratislava.
- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR. ČSAV, Praha.
- MAHEL, M.—VOZÁR, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PECHO, J. 1963: K problémom diskordiance triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Správy 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PETTIJOHN, F. J. 1957: Sedimentary rocks. New York.
- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny. Nakl. ČSAV, Praha.

- ROJKOVIČ, I. 1969: Petrography and geochemistry of permian quartz porphyries in relation to U-Mo-Cu mineralization. Geol. Zborn., 20, 1, SAV, Bratislava.
- ROJKOVIČ, I.—VOZÁR, J. 1972: Contribution to the relationship of the permian volcanism in the northern Gemerides and Choč Unit. Geol. Zborn. Geologica carpath., 23, 1, Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L. 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTŮR, D. 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmälnitz und Gölnitz. Jahr. d. k. k. geol. Reichsanstalt 19.
- VÁCLAV, J. 1976: Výsledky prvej etapy litochemického (metalometrického) výskumu z oblasti Košickej Belej. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WOLF, v. F. 1951: Gesteinskunde. Die Eruptivgesteine. Pössneck.
- ZELENKA, Z. 1927: Přehled poměrů území západně od Košic (list Gelnica, Košice). Věst. SGÚ, 3, 4—5, Praha.
- ZOUBEK, V. 1936: Geologické dobrozdání o státním kutiskovém terénu mezi Košicemi—Košickou Belou. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŽUKOV, F. J. 1963a: Jedna z variant rozdělení svrchněpermských sedimentů Spišsko-gemerského rudohorí. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŽUKOV, F. J. 1963b: Perspektívy vyhľadávania vzácnych kovov v efuzívno-sedimentárnych komplexoch permu v Slovenskom rudohorí na základe paleogeografického rozboru. Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jozef Václav—Anna Vozárová

Characteristic of North-Gemeride Permian at Košická Belá

Summary

The authors deal with the problem of distinguishing the Permian in the north-western Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). On the basis of lithological and petrographical investigations in the area near Košická Belá, a scheme of lithostratigraphical division of the North-Gemeride Permian was compiled. Beds were referred to units on the basis of lithological principle. For this reason the conventional hierarchy of terms accepted for the category of lithostratigraphic units (ISSC, Report 3, 1970) was applied. Distinguishing a group of formations of the North-Gemeride Permian is most suitable in respect of the existing data and the degree of investigation of the region (Tab. 1).

Terrigene formation. In its lower part are coarsegrained, in the upper-finegrained facies of continental sediments (basal polymict conglomerates, conglomerate sandstones, subgraywackes, graywackes, aleurites, tuffaceous aleurites). In the sediments the admixture of volcanoclastic component increases from the substratum toward the overlier. Basal polymict conglomerates and breccia are the bottom member of the terrigene formation. In the overlier they pass into conglomerate sandstones, subgraywackes and schists. Over the schists the conglomerate sandstones, subgraywackes, tuffaceous aleurites deposit cyclically again. The terrigene formation is about 500 m thick.

Volcanic-sedimentary formation. The formation consists of two members: the lower, volcanic-sedimentary, and the upper, volcanic-sedimentary bed sequences. They differ in intensity and character of volcanism, and in petrographic composition of individual beds. Lower volcanic-sedimentary bed sequence. Presence of effusions of acid and intermediary rocks of the rhyolite-dacite series (paleovolcanic quartzose porphyries and porphyrites), associated with plentiful pyroclastic sediments and hybrid rocks composed sediments is the principal diagnostic character of the bed sequence. Sedimentation

Tab. 1 Scheme in lithostratigraphical division of the Permian in northeastern Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains).

| Group of formation | Formation | Member | Litological filling |
|--------------------------|--------------------------------|--|--|
| North — Gemeride Permian | Lagoonal formation | | Alternations — sandstone-schist, schist-gypsum-dolomite-limestone ± magnesite, horizons of sandstone with carbonate cement, impregnated with pyrite. |
| | Volcanic-sedimentary formation | Upper volcanic-sedimentary bed sequences | At the base common clastic sediments alternate with mixed or pure volcanoclastic sediments with horizons of intraformational conglomerates and breccias. Toward overlier volcanic activity increases markedly — quartzose porphyries and their pyroclastic rocks. In top parts are intraformational conglomerates and increasing terrigene admixture. Composition: quartzose porphyries, pyroclastic rocks, tuffaceous sandstones, tuffaceous conglomerates, sericite schists, subgraywackes, graywackes, polymict conglomerates. |
| | | Lower volcanic-sedimentary bed sequences | Effusions of acid and intermediary rocks of paleorhyolite-paleodacite series, associated with pyroclastic rocks, sediments of mixed types composed of pyroclastic rocks, sediments and pure sediments. Sedimentation is cyclical. Composition: 2nd cycle: quartzose porphyries pyroclastic rocks, arcoses, quartzose porphyrites with some pyroclastic bodies. 1st cycle: quartzose porphyries pyroclastic rocks, tuffites, tuffaceous sandstones, subgraywackes, aleurites, sericite schists. |
| | Terrigene Formation | | Coarsegrained clastic sediments of polymict composition with volcanoclastic component slowly increasing from basement toward overlier. Composition: conglomerates, conglomerate sandstones with intraclasts of sandy schists and tuffaceous sandstones. |
| | | Conglomerate bed sequences | Basal polymict conglomerates and breccias. |

is evidently cyclical (two sedimentation cycles). In the first cycle pyroclastics predominate owing to intensive explosive volcanic activity. Lava flows of the type of quartzose porphyry felsites are thin and infrequent. Toward the overlier, the volcanic activity decreases and the hybrid sediments are followed by common types such as sericite schists, aleurites, subgray-wackes. These are rare, with higher percent of feldspar detritus. In the second cycle the effusions of quartzose porphyry felsites predominate over pyroclastics. Intraclasts of sandy sediments are petrographically analogous to arkoses. The cycle is terminated by a thick effusion of volcanites of dacite composition (paleovolcanic quartzose porphyries), associated with a small amount of pyroclastics. Upper volcanic-sedimentary bed sequence. Its basal members consist predominantly of clastic sediments. By their coarsegrained characters they remind of the lithology of the lower member of the terrigenous formation. In conglomerate layers is plentiful intraformational material — clasts — of quartzose porphyries and their tuffs. Other, pure sediments are represented by sericite schists, subgraywackes and graywackes.

Hybrid sediments (normal sediment — pyroclastics) and pure pyroclastics are characterized by more clasts of volcanic rocks — lithoclasts. Toward the overlier the effusions of quartzose porphyries associated with tuffs, tuffites appear. No intermediary chemical varieties were recognized among volcanic rocks. In the top parts the terrigenous admixture increases and tuffaceous sandstones, tuffaceous conglomerates appear.

Lagoonal formation. In formation consists of a complex of alternating grey, grey-green sericitic schists, sandy and finegrained sandstones with horizons of sediments of the evaporite facies. By X-ray method and DTA, gypsum, dolomite, limestone \pm magnesite (Fig. 4) have been distinguished. Recognized were evaporite breccias with their matrix composed of gypsum or dolomite and angular shreds of grey-green and red-brown clayey sediments. Breccias alternate either with laminated sericitic schists or non-bedded crystalline gypsum. They are supposed to represent material transported — most likely by slumps — into deeper parts of the sedimentation basin.

The above lithostratigraphical complexes — formations — are well correlable with other areas of the North-Gemeric Permian and distinguishable cartographically.

On the basis of detailed lithological and petrographical investigations, the rocks which the deposit Vodná Baňa is in are referred to the Permian, namely to the 1st member of the volcanic-sedimentary formation (Fig. 1).

Explanations of text-figures 1—4

Fig. 1 Sketch map of Permian bed sequences near Košická Belá. 1—terrigenous formation; 2—lower volcanic-sedimentary bed sequences; 3—upper volcanic-sedimentary bed sequences; 4—lagoonal formation; 5—veins of the Vodná Baňa deposit.

Fig. 2 Generalized section of Permian bed sequences at the elevation point Jahodná. 1—quartzose porphyries; 2—quartzose porphyrites; 3—tuffs of quartzose porphyries and tuffo-lavas; 4—tuffites of quartzose porphyries and of porphyrites; 5—schists; 6—aleurites and tuffaceous aleurites; 7—tuffaceous sandstones; 8—subgraywackes; 9—conglomerates and conglomerate sandstone; 10—quartz-carbonate veinlets; 11—arcose sandstones; 12—breccias; 13—state road Košice-Margecany; 14—elev. point Jahodná.

Fig. 3 Chart of classification of sandstones on the basis of a modified diagram of F. J. Pettijohn (in J. Petránek 1963). 1—sandstones of terrigenous formation; 2—sandstones of the lower volcanic-sedimentary bed sequences; 3—sandstones of the upper volcanic-sedimentary bed sequences.

Fig. 4 Record of derivatograph: dolomite, calcite, magnesite, pyrite (drill hole KBV-2; depth 116 m).

Tab. 1 Scheme in lithostratigraphical division of the Permian in northeastern Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains).

Tab. 2 Composition of sandstones (in percent) from terrigene formation.

Tab. 3 Composition of subgraywackes (in percent) — the lower volcanic-sedimentary bed sequences.

Tab. 4 Composition of arcoses (in percent) — the lower volcanic-sedimentary bed sequences (2nd cycle).

Tab. 5 composition of tuffites from the lower volcanic-sedimentary bed sequences (in percent).

Tab. 6 composition of tuffs from the lower volcanic-sedimentary bed sequences (in percent).

Tab. 7 Mineral composition of quartzose porphyrites (in percent) — the lower volcanic-sedimentary bed sequences.

Tab. 8 Chemical characteristic of quartzose porphyrites (in percent).

Tab. 9 Composition of tuffs and tuffites from the upper volcanic-sedimentary bed sequences (in percent).

Йозеф Вацлав — Анна Возарова

Характеристика перми северных гемерид в области с. Кошицка Бела

Резюме

В представленной работе обсуждается проблема отграничения перми в северо-восточной части Спишско-Гемерского Рудогорья. На основании литологического и петрографического изучения в области с. Кошицка Бела разработана схема литостратиграфического подразделения перми северных гемерид. Включение слоев в отдельные единицы основано на литологическом принципе. По этому поводу применена общепринятая иерархия терминов для категории литостратиграфических единиц (ISSC, Report 3, 1970). Расчленение группы формаций северогемеридной перми с точки зрения современных познаний и изученности области исследований наиболее приемлемо (таб. 1).

Терригенная формация сложена в нижней части крупнозернистыми, а в верхней части более тонкозернистыми фациями континентальных осадков (полимиктовые базальные конгломераты, конгломератовые песчаники, граувакковые песчаники до граувакк, алевриты, туффитовые алевриты). В отложениях в направлении с лежачего к висячему боку увеличивается примесь вулканокластического компонента. Самым нижним членом терригенной формации являются полимиктовые базальные конгломераты и брекчии, переходящие в висячем боку в конгломератовые песчаники, граувакковые песчаники и сланцы. Над сланцами опять циклически отлагаются конгломератовые песчаники, граувакковые песчаники, туффитовые песчаники, уплотненные силты до туффитовых силтов.

Вулканическо-осадочная формация сложена из двух членов: нижней вулканическо-осадочной и верхней вулканическо-осадочной свит, отличающихся друг от друга интенсивностью и характером вулканизма, а также петрографическим составом отдельных слоев.

Нижняя вулканическо-осадочная свита характеризуется присутствием извержений кислых и промежуточных пород ряда риолит-дацит (палеовулканических кварцевых порфиров и порфиринов), сопровождаемых множеством пирокластических осадочных и гибридных пород, состоящих из пирокластического и терригенного компонентов. Осадконакопление обладает выразительным циклическим характером — двумя седиментационными циклами. В первом цикле имеется выразительная взрывная вулканическая деятельность, в результате чего преобладают

Табл. 1 Схема литостратиграфического подразделения перми в северо-восточной части Спишско-Гемерского Рудогорья.

| Группа формаций | Формация | Член | Литологическое содержание | |
|------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---|--|
| Северогемеридная пермь | Лагунная формация | | Чередование – песчаник-сланец, сланец-гипс-доломит-известняк ± магнезит, слои песчаника с карбонатным цементирующим веществом, пропитанные пиритом. | |
| | | Нижняя вулканическо-осадочная свита | В основании чередуются терригенные кластические породы со смешанными или же чистыми вулканокластическими осадочными породами. Они содержат прослой межформационных конгломератов и брекчий. В направлении к висячему боку выразительное повышение вулканической деятельности – кварцевые порфиры и их пирокластические породы. В самых верхних участках появляются прослой межформационных конгломератов, увеличивается терригенная примесь. Состав: кварцевые порфиры; пирокластические породы, туффиты, туффитовые песчаники, туффитовые конгломераты, серицитовые сланцы, граувакковые песчаники, граувакки, полимиктовые конгломераты. | |
| | Вулканическо-осадочная формация | Верхняя вулканическо-осадочная свита | Излияния кислых и промежуточных пород ряда риолит – дацит, сопровождаемые пирокластическими породами, смешанными типами осадочных пород, состоящих из пирокластического и терригенного компонентов, и чистыми осадочными породами. Осадконакопление обладает выразительным циклическим характером. Состав: 2-ой цикл: кварцевые порфиры > пирокластические породы; аркозы, кварцевые порфириты с малым количеством пирокластических пород; 1-ый цикл: кварцевые порфиры < пирокластические породы; туффиты, туффитовые песчаники, граувакковые песчаники, алевриты, серицитовые сланцы. | |
| | | Терригенная формация | Крупнозернистые кластические осадочные породы полимиктового состава с увеличивающейся в незначительной мере примесью вулканокластического компонента в направлении с лежащего к висячему боку. Состав: конгломераты, конгломератовые песчаники с прослоями песчаных сланцев и туффитовых песчаников. | |
| | Терригенная формация | Конгломератовая свита | | Базальные полимиктовые конгломераты и брекчий. |
| | | | | |

пирокластические породы. Лавовые потоки типа фельзитов кварцевых порфиров маломощны и малочисленны. В направлении к висячему боку вулканическая деятельность менее интенсивна и после гибридных осадочных пород следуют нормальные типы, представленные серицитовыми сланцами, алевритами, граувакковыми песчаниками, содержащими лишь редко более высокий процент детрита фельдшпатов. Во втором цикле, наоборот, преобладают излияния фельзитов кварцевых порфиров над пирокластическими породами. Пропластки песчаных отложений соответствуют петрографически аркозам. Цикл завершается мощным излиянием вулканитов дацитового состава (палеовулканических кварцевых порфиритов), сопровождаемых малым количеством пирокластических пород.

Верхняя вулканическо-осадочная свита имеет базальные члены, сложенные преимущественно кластическими осадочными породами, напоминающими своим более крупнозернистым характером литологически нижний член терригенной формации. Толщи конгломератов содержат значительное количество межформационного материала – обломков кварцевых порфиров и их туфов. Другие, чистые типы отложений представлены серицитовыми сланцами, граувакковыми песчаниками и граувакками.

Гибридные отложения (терригенный и пирокластический компоненты в осадочных породах) и чистые пирокластические породы характеризованы, в отличие от нижней вулканическо-осадочной свиты, более значительным содержанием обломков вулканических пород – литокластов. В направлении к висячему боку встречаются излияния кварцевых порфиров, сопровождаемые туфами и туффитами. Среди вулканитов не были найдены разновидности, обладающие промежуточным химизмом. В самых верхних участках увеличивается терригенная примесь, появляются туффитовые песчаники и туффитовые конгломераты.

Лагунная формация сложена комплексом чередующихся серых и серо-зеленых серицитовых сланцев, и тонкозернистых песчаников, в котором встречаются прослои отложений эвапоритовой фации. При помощи рентгеноанализа и дифференциально-термического анализа в них были различены: гипс, доломит, известняк, ± магнезит (рис. 4). В упомянутой фации были установлены эвапоритовые брекчии, основная масса которых сложена гипсом или же доломитом, в которых находятся острогранные обломки глинистых осадочных пород серо-зеленой и красно-бурой окраски. Брекчии чередуются или с ламинированными серицитовыми сланцами, или же с неслоистыми кристаллическими гипсами. Предполагаем, что они собой представляют материал, переотложенный, вероятно в результате скольжений, в относительно более глубокие участки бассейна осадконакопления.

Разграниченные литостратиграфические комплексы – формации – можно надежно параллелизировать с другими областями северогемеридной перми, а также картографически очень хорошо изобразить.

На основании детальных литологических и петрографических исследований все породы, в которых развито месторождение Водна Баня, отнесены к перми, именно к нижней вулканическо-осадочной свите (рис. 1).

Пояснения к таблицам 1–9 в тексте

Табл. 1 Схема литостратиграфического подразделения перми в северо-восточной части Спишко-Гемерского Рудогорья.

Табл. 2 Состав песчаников (в процентах) из терригенной формации.

Табл. 3 Состав граувакковых песчаников (в процентах) из нижней вулканическо-осадочной свиты.

Табл. 4 Состав аркозов (в процентах) из нижней вулканическо-осадочной свиты (2-ой цикл).

Табл. 5 Состав туффитов (в процентах) из нижней вулканическо-осадочной свиты.

Табл. 6 Состав туфов (в процентах) из нижней вулканическо-осадочной свиты.

Табл. 7 Минеральный состав кварцевых порфиров (в процентах) из нижней вулканическо-осадочной свиты.

Табл. 8 Химическая характеристика кварцевых порфиров (в процентах).

Табл. 9 состав туфов и туффитов (в процентах) из верхней вулканическо-осадочной свиты.

Пояснения к рисункам 1–4

Рис. 1 Схематическая карта пермских толщ из области с. Кошицка Бела. 1–терригенная формация; 2–нижняя вулканическо-осадочная свита; 3–верхняя вулканическо-осадочная свита; 4–лагунная формация, 5–дайки месторождения Водна Баня.

Рис. 2 Схематический профиль пермских толщ через отметку Ягодна. 1–кварцевые порфиры; 2–кварцевые порфириты, 3–туфы кварцевых порфиров и туфолавы; 4–туффиты кварцевых порфиров и порфиритов; 5–сланцы, 6–уплотненные сильты и туффитовые сильты; 7–туффитовые песчаники, 8–граувакковые песчаники, 9–конгломераты и конгломератовые песчаники; 10–кварцево-карбонатные прожилки; 11–аркозовые песчаники; 12–брекчии; 13–государственная шоссейная дорога Кошице-Маргецаны; 14–отметка Ягодна.

Рис. 3 Диаграмма классификации песчаников по модифицированной диаграмме Ф. Дж. Петтиджона (in J. Petránek 1963). 1–песчаники терригенной формации, 2–песчаники нижней вулканическо-осадочной свиты; 3–песчаники верхней вулканическо-осадочной свиты.

Рис. 4 Запись из дериватографа: доломит, кальцит, магнетит, пирит (буровая скв. KBV-2; глубина 116 м).

Перевод: А. Kříž.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or title.

Second line of faint, illegible text.

Third line of faint, illegible text.

Fourth line of faint, illegible text.

Fifth line of faint, illegible text.

Sixth line of faint, illegible text.

Seventh line of faint, illegible text.

Eighth line of faint, illegible text.

Ninth line of faint, illegible text.

Tenth line of faint, illegible text.

Eleventh line of faint, illegible text.

Twelfth line of faint, illegible text.

Thirteenth line of faint, illegible text.

Fourteenth line of faint, illegible text.

Fifteenth line of faint, illegible text.

Sixteenth line of faint, illegible text.

Seventeenth line of faint, illegible text.

Eighteenth line of faint, illegible text.

Nineteenth line of faint, illegible text.

Twentieth line of faint, illegible text.

Magda Marková — Jaroslav Štohl

Niektoré poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka — Viglašská Huta (stredoslovenské neovulkanity)

4 obr. v texte, 4 tab. fotografií, anglické a ruské resumé

Abstrakt. Práca pojednáva o solfatárovej formácii vyvinutej v kolapsovanom centrálnom pásme vulkanického aparátu, vyplnenom vulkanoklastickými a vulkanosedimentárnymi horninami. V silicifikovanom pásme sa opisuje fácia monosilícitov, silícitov s alunitom, s pyrofylitom, kaolinitom a diasporom, s topásom a so zunitom. Rozlišujú sa tu dve fázy hydrotermálnych premien, prvá vysokotermálna súvisiaca s malými intrúziami intermediárneho charakteru a druhá, vlastná solfatárová.

Úvod

Pásmo rôzne intenzívnej hydrotermálnej premeny na ploche cca 35 km² v oblasti Kalinka — Viglašská Huta, Klokoč a Stožok bolo a je predmetom záujmu mnohých geologických generácií. Jeho praktický význam spočíva najmä vo výskyte ložiska rýdzej síry v jz. časti, kde sa už začiatkom minulého storočia konali kutacie a neskoršie i ťažobné práce. Najväčší rozkvet ťažiarstva síry bol zaznamenaný v rokoch 1840—1862. V nadväznosti na tieto práce podávajú F. Zipser (1847) a K. Adler (1877) geologicko-ložiskové informácie o vystupovaní síry W. Haidinger (1846) opisuje výskyt vzácneho minerálu haueritu v tejto lokalite. T. Szontagh (1885) opisuje geologické pomery širšieho okolia ložiska a zameriava sa najmä na petrografický opis vulkanických hornín a na ich hydrotermálnu premenu (kaolinizáciu, hydrokvarcitizáciu).

Kutacie práce uskutočnené počas prvej svetovej vojny nemali veľký význam, najmä pokiaľ ide o pyrit.

V rokoch 1952—1954 urobil Geologický prieskum pomerne rozsiahly banký a vrtný prieskum priamo v oblasti ložiska síry. Túto pracovnú etapu zhodnotil a geologické a ložiskové výsledky opísal J. Klubert (1955). Niektoré teoretické aspekty genézy postvulkanických premien, ich vzťah k ložisku síry, ložiskové pomery, opis rôznych typov sírnych koncentrácií podáva M. Kuthan (1956).

Vyhľadávací prieskum v rokoch 1962—1964, ktorý pokryl celé hydrotermálne premenené pásmo medzi Kalinkou a Klokočom, získal nové závažné poznatky (J.

Valach 1964). Zistilo sa, že hydrotermálne premenená oblasť sa viaže na smer SV-JZ. Rozlíšila sa v nej fácia sericitická, alunitová, fácia argilizovaných hydrokvarcitov, železitých hydrokvarcitov a fácia monohydrokvarcitov. Možnosti a prognózy tohoto pásma naznačilo zistenie Sn, Mo, Bi, Pb a Cu — geochemických anomálií, ktoré koincidujú najmä s pásmami hydrokvarcitov. Zistené malé hypoabysálne intrúzie prevažne dioritického zloženia zvýraznili metalogenetický význam tejto oblasti.

Geologické mapovanie listov Zvolenská Slatina a Detva v mierke 1:25 000 (V. Konečný, L. Dublan 1975) odkrylo ďalšie nové skutočnosti, umožňujúce pochopiť postavenie hydrotermálne premeneného pásma. Stanovenie postupnosti vulkanicko-tektonického vývoja v samostatných komplexoch väčšej časti pohoria Javorie a vymedzenie kolapsovanej, pravdepodobne centrálnej časti tohto aparátu vysvetlilo zákonitosť väzby centrálne premeneného pásma a jeho vzťah a postavenie voči celému vulkanickému aparátu pohoria Javorie.

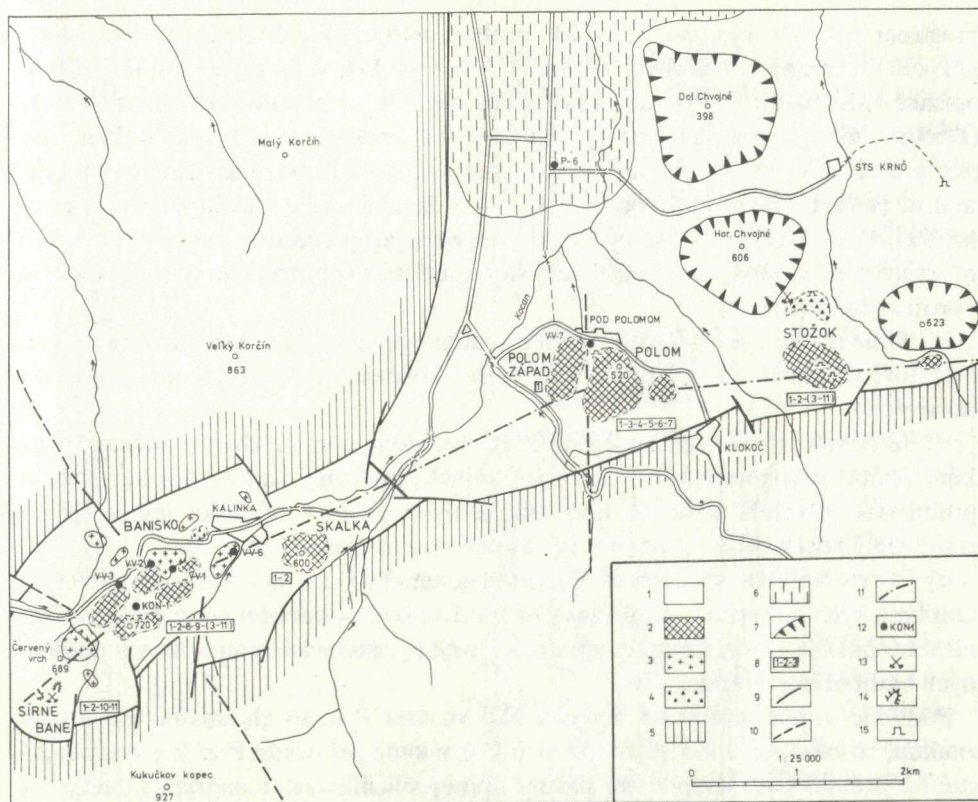
Nadväzujúc na výsledky základného geologického mapovania pristúpili sme k riešeniu niektorých otázok centrálne premeneného pásma, a to najmä takých, ktoré súvisia s rudotvornými pochodmi. Naše výsledky zatiaľ nie sú komplexné, majú predbežný charakter, vysvetľujú niektoré nové hľadiská genézy, štruktúry, relatívneho veku, priestoru, látkového zloženia a geologickej stavby solfatárovej formácie.

Vychádzali sme z prehodnotenia a analýzy starších údajov, z ich syntetického zhodnotenia, ďalej z nového geologického mapovania centrálne premeneného pásma a z prehodnotenia mineralógie, petrografie a geochemie produktov hydrotermálnych premien, najmä tzv. hydrokvarcitového pásma.

Geologická pozícia solfatárovej formácie

Čo rozumieme pod solfatárovou formáciou? V podstate ide o špecifické geologické prostredie, kde sa maximálne uplatnili pochody postvulkanických premien a kde sa skoncentroval nový súbor geochemických a minerálnych zložiek, pričom niektoré z nich môžu mať až charakter nerastnej suroviny (napr. síra, alunity, sekundárne silicity atď.).

Pásmo hydrotermálnych premien rôzneho zloženia a intenzity vyplňa priestor medzi obcami Kalinka—Klokoč—Stožok (obr. 1). Je to pomerne málo členené územie, lemované vencom morfológicky exponovaných produktov andezitového vulkanizmu, pravdepodobne mladším ako solfatárová aktivita. Na SV a na S sa premenené pásmo ponára pod vrchnolevantské uloženiny zvolenskoslatinskej panvy; je ohraničené extrúziami pyroxenického andezitu IV. komplexu. Juhovýchodná, južná a západná hranica pásma hydrotermálnych premien je pravdepodobne formovaná tektonicky. Je to tektonická línia kruhovite lemujúca oblasť vystupujúcej solfatárovej formácie; bližšie ju opísali V. Konečný, a L. Dublan (l. c.).



Obr. 1. Vulkanotektonická schéma centrálnej zóny Javoria (upravené podľa mapy V. Konečného). 1-hydrotermálne premenená zóna ako celok; 2-lokality hydrokvarcitov; 3-intrúzie dioritov; 4-polohy železitých brekcií; 5-čerstvé, prevažne pyroxenické andezity; 6-sedimenty vrchného levantu; 7-extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov; 8-asociácie minerálov na lokalitách hydrokvarcitov (1-kremeň, 2-alunit, 3-pyrofylit, 4-kaolinit, 5-dikit, 6-diaspor, 7-topás, 8-zunit, 9-korund, 10-sadrovec, 11-síra); 9-tektonická hranica premenenej zóny; 10-priečne tektonické zlomy; 11-tektonická línia výskytu hydrokvarcitov; 12-vrty; 13-opustené banské diela; 14-haldy; 15-lomy.

Intenzívne premeny, ako chloritizácia, sericitizácia, silicifikácia, zväčša zastreli primárne horninové zloženie a faciálny charakter vulkanitov. I odkryvy premenených hornín sú sporadické. Sú známe najmä vo facií sekundárnych silicitov (odolné proti erózii) a potom z niekoľkých lomov a z hald starých sírnych baní. V predchádzajúcich prácach sa opisovali zväčša zjednodušene ako pyroklastické horniny, aglomeráty atď., bez bližšej vulkanicko-faciálnej charakteristiky.

Prejavy solfatárovej činnosti sa väčšinou uplatnili vo vulkanicko-sedimentárnom a vulkanicko-klastickom horizonte, na ktorý sa solfatárová formácia hlavne pozíčne viaže.

Znaky sedimentácie vo vodnom prostredí sú zjavné najmä v oblasti Klokoča a Stožku. V Kalinke zatiaľ neboli jednoznačne identifikované. Triedenie vo vodnom

prostredí je málo výrazné. Prevláda drobne ostrohranne brekciovitý typ, ktorý poznáme v rôznych stupňoch premeny. Vo vrte P-6 v úseku 517—621 m boli opísané (M. Pulec 1966) vulkanoklastické horniny so znakmi vodného triedenia. (Drobno úlomkovité aglomeráty, litoklastické andezitové tufy až litoklastické psamitické tufity tmelené aleuritickým tmelom). Solfatárová aktivita sa uplatňuje mierne (sericit-chlorit-karbonátová fácia — rýdza síra). Silicifikácia je len sporadická. Reinterpretáciou vulkanofaciálnych a ložiskových pomerov v tomto vrte sa zistili niektoré nové skutočnosti o postavení síry a solfatárovej formácie vo vulkanickom vývoji územia (obr. 2):

a) Sírne impregnácie sú spojené s intravulkanickým sedimentárnym horizontom, od ktorého závisí ich priebeh. Najsilnejšia koncentrácia síry je na báze tohto horizontu.

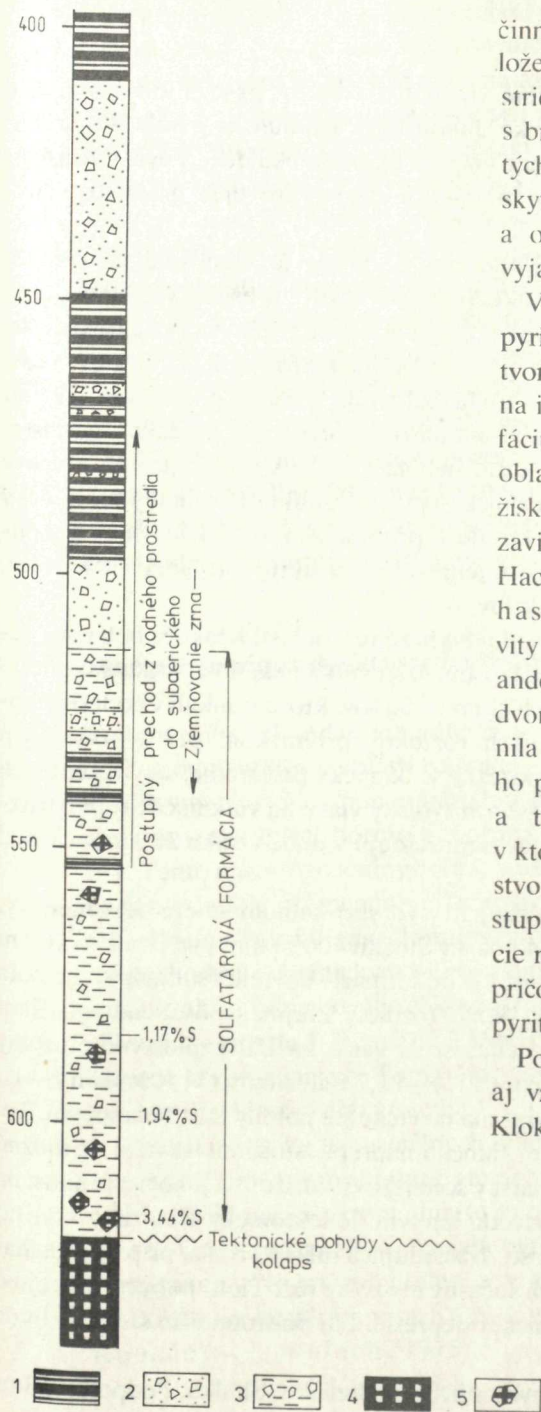
b) Intravulkanický vulkanosedimentárny horizont je medzi dvoma andezitovými komplexmi (pyroxenický andezit — amfibolický andezit). Solfatárová formácia sa prednostne utvárala v tomto horizonte a môžeme ju z hľadiska jej vekového postavenia voči tomuto horizontu považovať za penekontemporárnu.

c) Postvulkanická solfatárová činnosť sa geneticky viaže na komplex podložných amfibolických andezitov. Jej prejavy sú späté najmä s obdobím pomerného vulkanického pokoja medzi komplexom nadložných pyroxenických andezitov a podložných amfibolických andezitov.

Podobné vulkanoklastické horniny ako vo vrte P-6, so zhodnými textúrnymi znakmi, sú odkryté 2 km južne od vrtu P-6 v lome pri osade Pod Polomom, kde stupeň premeny už zodpovedá pásnu úplnej silicifikácie. I napriek intenzívnej premene sa zachovali makrotexturálne znaky pôvodného vulkanomiktného sedimentu. Subakválne prostredie horizontu postihnutého solfatárovou činnosťou sa bezpečne preukázalo. Slabé vytriedenie a opracovanie fragmentov a ich nevýrazné zvrstvenie svedčia o plytkom vodnom režime s prechodom do močaristej fácie. Niektoré typy brekcií poukazujú na možnosť svojho vzniku pri erupciách bahenných sopiek, prípadne pri gejzírovej činnosti, tak ako to bol naznačil už M. Kuthan (l. c.).

Okrem netriedených klastických typov sa zistili v menšej miere aj vrstvené vulkanomiktné sedimenty, v ktorých sa striedajú hrubozrnné brekciovité polohy s polohami pelitických až aleuritických hornín. Miestami vystupujú ostrohranné brekcie homogénnych silicítov, ktoré sú tmelené hrubozrnnými vulkanomiktnými pieskami. Časť klastického andezitového materiálu pochádza zrejme z delúvia z priľahlých svahov, ktoré obklopovali solfatárové pole. Nemožno vylúčiť ani fluviačný pôvod niektorých sedimentov s prechodmi až do „barrancos“. Niektoré typy hydrotermálnych silicítov, najmä tie, ktoré sú značne porézne, pripomínajú chemogénne kremité sintre.

Severozápadne od starej osady Stožok vystupuje poloha železitých brekcií až železitých pelitov ako genetická súčasť horizontu, v ktorom sa uplatnila solfatárová



činnosť. Vznik vo vodnom prostredí je do-
ložený výrazným triedením. Miestami sa
sriedajú limonitovo-goethitové vrstvičky
s brekciami vulkanických hornín. Vzťah
týchto sedimentárnych Fe-brekcii k vý-
skytu rýdzej síry a pyritu v neďalekej
a opustenej štôlni Anton nie je zatiaľ
vyjasnený.

Väzba solfatárovej formácie so sírou,
pyritom, SiO_2 a celým súborom novovy-
tvorených aluminosilikátových minerálov
na intravulkanickú vulkanosedimentárnu
fáciu je bežná aj v iných neovulkanických
oblastiach. Napr. známe stratiformné lo-
žisko rýdzej síry Matsuo v Japonsku je
zavísle na vulkanosedimentárnej formácii
Hachimantai (T. Takeuchi, I. Taka-
hashi, H. Abe 1963). Po ukončení akti-
vity podložných augit-hyperstenických
andezitov sa vytvorila panva ohraničená
dvoma riečnymi údoliami. Oblasť sa zme-
nila v močariská aj následkom postupné-
ho poklesávania panvy. Porézne jazerné
a triedené vulkanomiktné uloženiny,
v ktorých sa koncentrovalo značné množ-
stvo podzemných vôd, boli oblasťou vý-
stupu solfatár. Nastávajú zložité interak-
cie medzi H_2O , H_2SO_4 , H_2S , H_2SO_3 a Fe,
pričom sa vytvárajú ložiská rýchlej síry,
pyritu a limonitu.

Podobným spôsobom interpretujeme
aj vznik solfatárovej formácie v oblasti
Klokoč—Stožok—Kalinka.

Obr. 2 Profil vrtu P-6 v úseku výskytu
solfatárovej formácie 1-pyroxenický an-
dezit; 2-aglomeráty; litoklastické an-
dezitové tufy; 3-litoklastické psamitické
tufy s aleuritickým tmelom; 4-podložné
amfibolické andezity; 5-bloky amfibolick-
ých andezitov v tufotoch.

Tektonické pomery

Väzba solfatárových polí na centrálne vulkanotektonické pásmo je typická a je známa v rade lokalít v Južnej Amerike, Japonsku, v Rumunsku a inde. Napríklad v Japonsku je ložisko rýdzej síry Abuta viazané na známu kalderu Toya, v Rumunsku v južnej časti kaldery Calimani je známy výskyt solfatárovej formácie s priemyselným ložiskom rýdzej síry.

Solfatárová formácia v oblasti Kalinky a Klokoča je, ako sme už uviedli, štruktúrne spojená s centrálnou vulkanotektonickou depresiou koncentrického typu. Podľa posledných poznatkov bude pravdepodobne treba depresiu rozdeliť na dve časti, ktoré budú zrejme viazané na dva osobitné tektonické systémy. Prvá časť depresie zodpovedá pásmu Kalinka—Vígľašská Huta. V tomto pásme neboli zatiaľ pozitívne preukázané subakválne členy solfatárovej formácie. Limnická fácia zistená v druhom pásme, v oblasti Klokoča, nebola zrejme v čase začiatku aktivity solfatár a fumarol prepojená na tektonické pásmo Kalinky. Rozdielny tektonický režim oboch spomínaných častí zdôrazňuje aj prítomnosť dioritických pňov a sopúchov v tektonickom pásme Kalinky. Spojenie oboch štruktúr, prípadne ich hranica, sa nachádza v priestore Slatinských lazov.

Podmienky pre vznik uzavretého vodného bazénu v oblasti Klokoča boli vytvorené pravdepodobne koncentrickým kolapsom časti vulkanického aparátu Javoria.

Rýdza síra a súbor nízkotermálnych alumosilikátov, ktoré vznikali v podpovrchových podmienkach z mineralizovaných roztokov pri nízkom pH a s vysokým hydralizačným účinkom na okolité porézne vulkanické prostredie, sa v recentných a v subrecentných vulkanických oblastiach typicky viažu na vulkanické superštruktúry (R. H. Sillitoe 1975), vertikálne nepresahujú v dobe vzniku 300 metrov pod povrch.

V študovanej oblasti je výskyt rýdzej síry vo vertikálnom smere dosť menlivý. V Kalinke je to asi 700 m n.m., v Polome a v Stožku 400 m n.m., vo vrte P-6 200 m n.m. Ak predpokladáme, že počas tvorby tejto formácie bol reliéf solfatároveho poľa zhruba vyrovnaný, boli súčasné výškové rozdiely zrejme spôsobené mladšími tektonickými pohybmi. Solfatárová činnosť sa viaže na III. explozívno-efuzívny andezitový komplex, ktorý sa datuje na 11,4—11,7 mil. rokov (V. Konečný—L. Dublan, l. c.). Počas tvorby bola viazaná na vrcholné polohy tohto komplexu. To, že sa zachovali produkty solfatárovej činnosti napr. pleistocénneho veku, je možné pochopiť a vysvetliť, no spodnosarmatský solfatárový horizont a jeho prítomnosť na súčasnom erozívnom reze možno vysvetliť len tým, že tektonicky klesol a prikryli ho produkty mladšej vulkanickej činnosti. Nasledujúca mladá erózia, prípadne dvíhanie, túto formáciu obnažili a odkryli súčasný erozívny rez. Tieto pohyby sú zrejme späť s formovaním vulkanotektonickej depresie. Ich podrobnejšie štúdium bude predmetom najbližších výskumov.

Hlavný výskyt pásiem sekundárnych silicitov (Banisko, Skalka, Podpolom, Sto-

žok) sleduje líniu JZZ-SVV, ktorej smer je viac-menej zhodný so smerom regionálneho tektonického systému pohorelskej zlomovej línie. Výskyt pásiem sekundárnych silicítov v súčasnosti predstavuje erózívne reliktly silicifikovaných pásiem solfatárovej formácie (pásmo maximálnych hydrotermálnych premien). Interpretujeme ich tak, že lokalizujú pôvodné prírodné systémy solfatárovej formácie, ktorých distribúcia závisí jednak od hlavnej tektonickej línie SVV-JZZ a pravdepodobne od priečných tektonických smerov S-J a SZ-JV.

Tento prípad je zrejmy na lokalite sekundárnych silicítov v osade Pod Polomom. Oblasť Kalinka—Víglašská Huta zrejme tiež predstavuje významný tektonický uzol. Prítomnosť gabrodioritických, dioritických až granitických pňov, neskoršie výrony hydrotermálnych roztokov signalizujú hlboko založený tektonický systém, ktorý je tvorený priesekom regionálnej zlomovej línie SZ-JV a pohorelskej zlomovej línie.

Kontrolné činitele lokalizujúce rozšírenie solfatárovej formácie v podstate určuje

- a) tektonický plán výstupových ciest hydroteriem,
- b) ich laterálna cirkulácia pozdĺž horizontu poréznych vulkanotektonických hornín, ktoré dali solfatárovej formácii viac-menej stratiformný charakter.

Taktiež predpokladáme, že zonalita premien bude závisieť od tektonických uzlov, ktoré v dnešnej forme predstavujú hlavné lokality sekundárnych silicítov.

Mineralógia zóny sekundárnych silicítov

Najhojnejším sekundárnym minerálom v centrálnej časti hydrotermálne premenených neovulkanitov v oblasti Kalinka—Víglašská Huta, Klokoč a Stožok je kremeň. Stretávame ho ako monominerálnu alebo oligominerálnu zložku premenených alebo novotvorených hornín. Súborne sa pre tieto horniny používa názov hydrokvarcity. Tento názov označuje podľa J. Valacha (1964) hydrotermálne metasomatické horniny vzniklé premenou vulkanických, stredne bázických a acidných hornín. Do tejto skupiny zahrňujeme i horniny, ktoré mohli vzniknúť druhotne metasomatickými pochodmi i chemickým vyvrážením z roztoku v podobe gejziritov, čo je ťažko rozlíšiť, ak sa nezachovali reliktné štruktúry. Preto patria tieto horniny do skupiny silicítov (v zmysle J. Petráňka 1963); ak je ich pôvod nejasný, patria do skupiny silicítov kryptogénnych. Termín kremenec a kvarcít sa v našej terminológii používa pre horniny klastického pôvodu.

Mineralógiu hydrotermálnych silicítov sa v povojnovom období zaoberal M. Kuthan (1956), ktorý opísal alunít v okolí Víglašskej Huty; J. Valach (1964, 1965, 1973) našiel okrem alunitu pyrofylit, diaspor, kaolinit, nakrit, rutil, brookit a i., L. Cavarová (1974) opísala pyrofylit na niektorých nových lokalitách spolu s anatasom a inými minerálmi a v poslednom čase sa mineralógiu pyrofylitu podrobne zaoberali vo vrte KON-1 v blízkosti Kalinky autori A. Mihálik—V. Konečný—J. Valach (1975).

V predloženej práci sa zaoberáme štúdiom minerálov na lokalitách v oblasti Stožku, Baniska, Skalky a lomu pri osade Pod Polomom, kde sme našli tieto minerálne asociácie:

- 1—kremeň (\pm akcesorické minerály \pm rudné minerály)
- 2—kremeň, alunit
- 3—kremeň, pyrofylit (\pm kaolinit \pm dickit)
- 4—kremeň, pyrofylit, diaspor
- 5—kremeň, topás
- 6—kremeň, alunit, zunit, korund
- 7—kremeň, síra, alunit
- 8—kremeň, sadrovec (\pm síra)

K týmto základným minerálom pristupujú ešte rudné minerály, najmä pyrit, limonit a malé množstvo zirkónu, rutilu, anatasu.

V predloženej práci sa zaoberáme štúdiom minerálov asociácií 1—6, v ktorých sa objavujú doteraz neopísané minerály, alebo minerály dosiaľ na našich lokalitách nenájdene. Vynechávame asociácie so sírou, ktoré budú predmetom našich ďalších štúdií.

Väčšina silicítov má brekciovitú, konglomerátovú alebo pseudokonglomerátovú štruktúru. Sú to horniny pórovité alebo kompaktné, spevnené alebo rozpadavé až kremenné piesky. Reliktne vulkanogénne štruktúry sa dajú dobre rozpoznať v silicítovoch z Vígľašskej Huty—Kalinky, na iných lokalitách majú silicity makroskopicky vulkanoklastické štruktúry typu kryštálo-litoklastických tufov, alebo tufov piesčitých, v mikroskope sa častice považované za úlomky odlišujú iba veľkosťou kremenných zŕn a štruktúrou, pričom sa pôvodné obmedzenie kryštálov alebo litoklastov vplyvom dorastania kremenných zŕn stráca. Niektoré oválne častice, líšiace sa od štruktúry základnej kremennej hmoty, vyplňujú póry. Makroskopicky hornina potom nadobúda pseudokonglomerátovú, alebo pseudobrekciovitú štruktúru. Niektoré brekciovité silicity mohli vzniknúť aj rozlámaním stuhnutých sintrových kôrok a ich opätovným stmelením kremennou hmotou odlišnej zrnitosti a štruktúry. Kremenné zrná sú idiomorfne najmä v rozpadavých typoch silicítov, kde je výrazné idiomorfne dorastanie okolo uzavreninami preplnených jadier. Na záberoch elektrónového riadkovacieho mikroskopu (v ďalšom SEM), ktoré sa robili metódou fraktografie, t. j. pozorovaním čerstvých, ultrazvukom očistených lomných plôch, vidno, že veľkosť kremenných kryštálov kolíše od 5 do 600 μm , že sa okrem alfa modifikácií kremenných kryštálov vyskytuje i krátkoprismatická bipyramidálna modifikácia beta kremeňa (silicít z haldy opustenej sírnej bane v Kalinke — Vígľašskej Hute; tab. I, obr. 4). Postupné dorastanie kremenných kryštálov je zvýraznené zátekmi medzi prírastkovými zónami, čo sa prejavuje ako ryhovanie kolmé na os c (čiapkovitý kremeň — kolpačný kvarc — capped quartz; tab. I, obr. 3).

Kremenno-alunitová asociácia

Najrozšírenejším sekundárnym minerálom je popri kremeň alunit. Našiel sa na všetkých skúmaných lokalitách okrem lomu pri osade Pod Polomom. Najväčšie koncentrácie alunitu sú na lokalite Stožok. Alunit vždy tvorí súčasť silicitov a vyskytuje sa —

- v žilkách spolu s rudnými minerálmi a kremeňom,
- vytvára hľuzky s priemerom niekoľko mm až cm, s malou prímiesou kremeňa,
- vytvára porfyroblasty po živcoch?
- prerastá kremennú základnú hmotu,
- prerastá i prekremenené litoklasty,
- vyplňuje póry a dutiny.

Formy vystupovania alunitu a asociácia sprievodných minerálov ako kremeň, pyrofyilit*, diaspor*, zunit, korund, kaolinit, sadrovec svedčia o veľkej stabilite alunitu voči rôznym fyzikálno-chemickým podmienkam. Na našich lokalitách môžu vznikáť rôzne genetické typy alunitu, ako ich podrobne rozvádza M. A. Kaškaj

Alunit

Tabuľka 1

| V. I. Micheev | | SH-4 | | ZS-12 | | ZS-13a | | SH-2 | | SH-3 | | SH-3a | | hlavné línie podľa I. Kostova | | F-2 Dekýš | |
|---------------|-------|------|-------|-------|------|--------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------------------------------|-------|-----------|--------|
| I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d |
| 3 | 5,68 | 4 | 5,69 | | 5,69 | 3 | 5,74 | 3 | 5,72 | | | 3 | 5,69 | | | 3 | 5,69 |
| 7 | 4,91 | 7 | 4,92 | | 4,94 | 5 | 4,98 | 7 | 4,94 | 7 | 4,94 | 7 | 4,92 | 9 | 4,93 | 5 | 4,94 |
| 1 | 4,30 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | 3,48 | 4 | 3,48 | 4 | 3,49 | 2 | 3,50 | 4 | 3,49 | 3 | 3,47 | 4 | 3,49 | | | 3 | 3,46 |
| 2 | 3,326 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 3,27 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 3,121 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 2,970 | 10 | 2,96 | 10 | 2,96 | | 2,97 | 10 | 2,96 | 10 | 2,96 | 10 | 2,96 | 10 | 2,96 | 10 | 2,96 |
| 3 | 2,838 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 2,455 | 1 | 2,46 | | | | | 5 | 2,45 | 4 | 2,46 | 4 | 2,45 | | | | |
| 9 | 2,267 | 9 | 2,269 | 8 | 2,23 | | 2,25 | 9 | 2,27 | 8 | 2,27 | 9 | 2,27 | 7 | 2,27 | 6 | 2,279 |
| 5 | 2,199 | 1 | 2,20 | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 2,088 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2,007 | | | | | | | | | | | | | | | | 2,06 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 2,04 |
| 10 | 1,891 | | | 8 | 1,89 | | | | | | | 8 | 1,897 | 8 | 1,900 | 6 | 1,90 |
| 2 | 1,812 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 1,738 | | | 5 | 1,74 | | | | | | | | | 7 | 1,743 | 7 | 1,74 |
| 8 | 1,639 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 1,501 | | | | | | | | | | | | | | | | 6 1,49 |
| 9 | 1,489 | | | | | | | | | | | | | 8 | 1,489 | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | 2 | 1,286 |

* Opísali: J. Valach (1964) a L. Cavarová (1974).

(1970). Môžu sa vertikálne i horizontálne prekrývať, čo sťažuje ich genetickú klasifikáciu. Nestretli sme sa s alunitom chemicko-sedimentárneho pôvodu, ktorý vzniká v draselno-hlinitých sulfátnych roztokoch v jazernom prostredí so striedavou detritickou a chemogénnou sedimentáciou, ako ho poznáme z lokality Dekýš (K. Karolus—E. Karolusová 1969, J. Forgáč 1972, M. Marková 1977).

Alunit bol identifikovaný RTG analýzou (tab. 1) a DT analýzou — graf. 1,5. Pri pozorovaní v optickom mikroskope sú porfyroblasty dvojčatne lamelované. Menšie jedince sú ihličkovité s náznakom tvorby sferolitov (tab. III, obr. 11). V riadkovacom elektrónovom mikroskope vidno tabuľkovitú stavbu kryštálov (tab. IV, obr. 12). Alunit je vzhľadom ku kremeňu epigenetický (tab. IV, obr. 13) a jeho obsah v hornine kolíše od 10 do 70 %.

Kremenno-pyrophylitová asociácia

Ďalším sprievodným minerálom kremeňa v silicitoch je pyrophylit. V posledných rokoch bol zistený na viacerých lokalitách hydrotermálne premenených hornín v pohorí Javorie.

My sme pyrophylit našli v lome blízko osady Pod Polomom vo vzorkách ZS-17, ZS-19 a Pl-12, Pl-14, t. j. vo východnej stene prvej etáže polokruhovitého lomu označenej ako kaolinitové pásmo. V podstate ide o pásmo argilitov, v ktorom sa

Pyrophylit

Tabuľka 2

| V. I. Micheev | | ZS-19/1 | | ZS-19/2 | | hlavné línie podľa I. Kostova | | ZS-19/3 | |
|---------------|-------|---------|------|---------|-------|-------------------------------|-------|---------|-------|
| l. | d | l. | d | l. | d | l. | d | l. | d |
| 7 | 9,2 | 9 | 9,26 | 9 | 9,11 | | | 8 | 9,26 |
| 6 | 4,59 | 8 | 4,59 | 6 | 4,58 | | | 6 | 4,62 |
| 5 | 4,44 | | | | | | | 4 | 4,44 |
| 3 | 4,17 | | | 4 | 4,14 | | | 2 | 4,08 |
| 10 | 3,045 | 10 | 3,05 | 10 | 3,05 | 10 | 3,045 | 10 | 3,06 |
| 4 | 2,559 | | | | | | | 3 | 2,536 |
| 7 | 2,523 | 3 | 2,53 | 7 | 2,51 | | | | |
| 8 | 2,403 | | | 8 | 2,405 | 8 | 2,403 | 6 | 2,419 |
| 2 | 2,287 | | | | | | | 2 | 2,30 |
| 5 | 2,146 | | | | | | | 2 | 2,149 |
| | | | | | | | | 5 | 1,838 |
| | | | | | | 9 | 1,489 | 4 | 1,488 |
| | | | | | | 9 | 1,381 | 2 | 1,38 |
| | | | | | | 9 | 1,365 | 2 | 1,367 |
| | | | | | | 7 | 1,239 | | |

ZS-19/1
separovaná frakcia 2 μm

ZS-19/2 pyrophylit
homogenizovaná makrovzorka

ZS-19/3
separovaný pyrophylit

okrem kremeňa vyskytuje pyrofyilit, kaolinit, dickit a diaspor. Iba zriedka, napr. vo vzorke P1-12, pyrofyilit chýba — DT analýza zaznamenala iba dickit a kaolinit. Vo vzorke ZS-17 bol RTG analýzou zistený 50 % podiel kremeňa a 50 % podiel kaolinitu. Frakcia pod 2 μm obsahuje dickit a pyrofyilit. Vzorka ZS-19 je svetlosivý brekciovitý silicit zložený z úlomkov mikrokryštalického alebo makrokryštalického silicitu, v ktorom zatláča pyrofyilit po puklinách hrubokryštalickú základnú hmotu (RTG analýza-tab. 2). V pyrofylitovej hmote sa nachádzajú zhluky priemeru 8—10 μm zložené z hypidiomorfných tabuľkovitých kryštálov vysokého i. l. a nízkeho dvojlomu; RTG analýzou (tab. 3) i DT analýzou — graf. 2 sú určené ako diaspor. Morfológiu pyrofylitu, diasporu, kaolinitu vidno na SEM fotografiách: proces argilizácie je mladší ako silicifikácia (tab. II, obr. 5, 6, 7; tab. III, obr. 8, 9, 10).

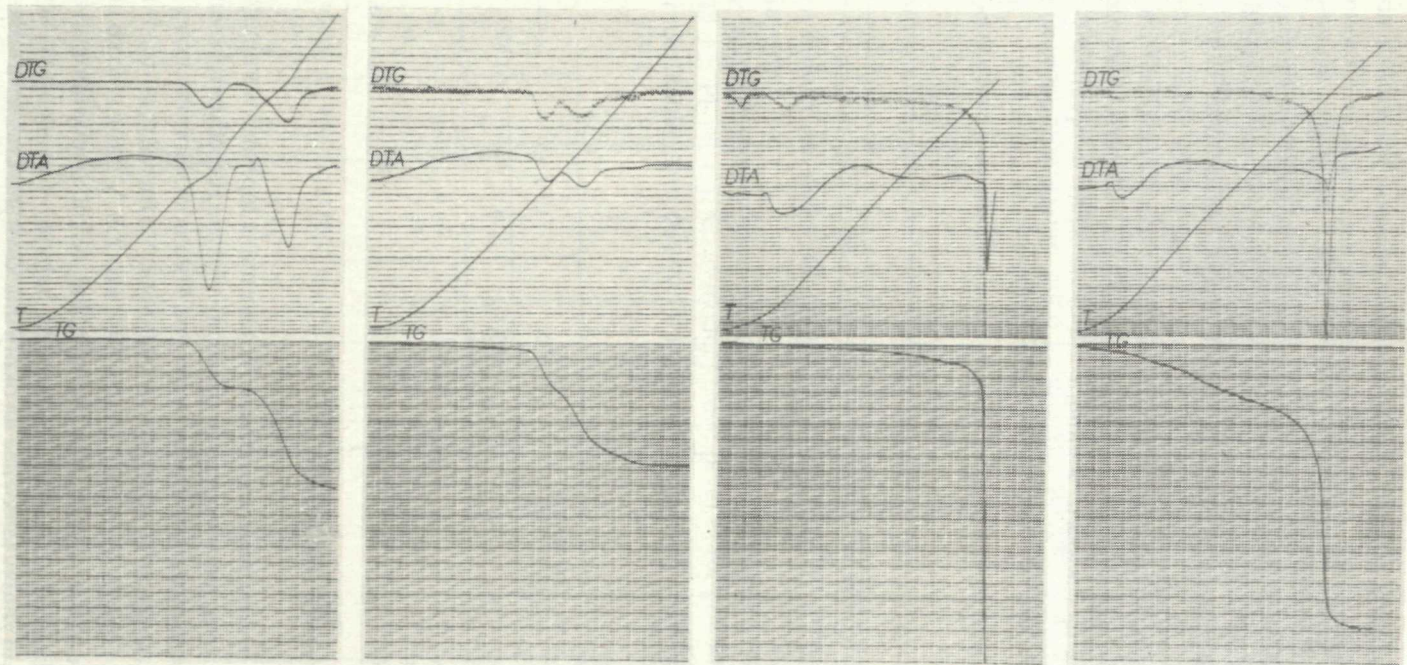
Diaspor

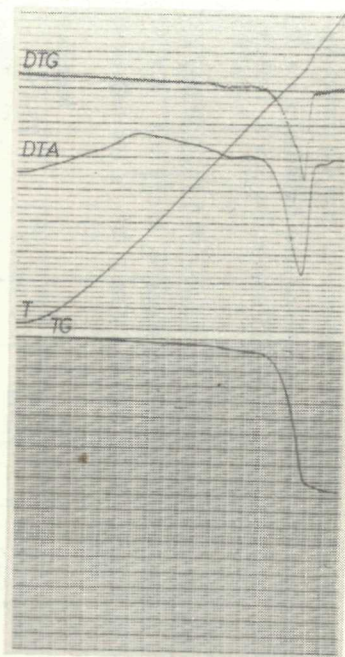
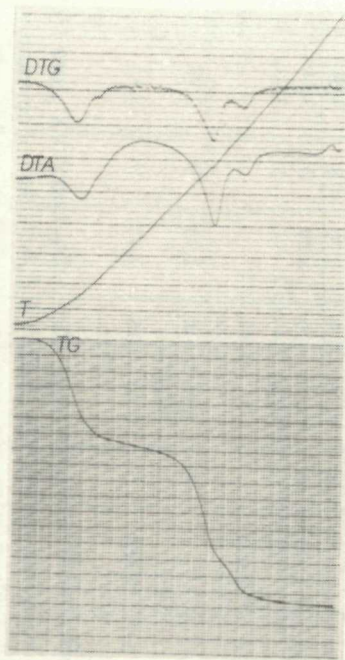
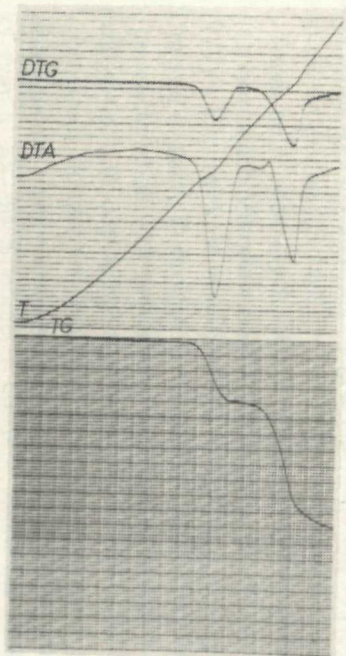
Tabuľka 3

| V. I. Micheev | | ZS-19 | | hlavné línie podľa I. Kostova | |
|---------------|-------|-------|-------|-------------------------------|-------|
| I. | d | I. | d | I. | d |
| 2 | 4,69 | 3 | 4,69 | | |
| 6 | 3,988 | 10 | 3,94 | 10 | 3,98 |
| 1 | 3,249 | | | | |
| 6 | 2,554 | 7 | 2,54 | 4 | 2,558 |
| 6 | 2,316 | 6 | 2,35 | 8 | 2,312 |
| | | | 2,309 | | |
| 8 | 2,130 | 6 | 2,12 | 7 | 2,12 |
| 8 | 2,072 | 9 | 2,07 | 7 | 2,072 |
| 1 | 1,887 | | | | |
| 2 | 1,792 | | | | |
| 4 | 1,707 | 3 | 1,71 | | |
| 2 | 1,673 | | | | |
| 10 | 1,630 | 6 | 1,628 | 8 | 1,629 |
| 3 | 1,605 | 3 | 1,60 | | |
| 2 | 1,567 | 2 | 1,57 | | |
| 2 | 1,517 | 2 | 1,51 | | |
| 8 | 1,477 | | | | |

Kremenno-topásová asociácia

Osobitným typom hydrotermálne premenených hornín je topásová hornina zložená temer výlučne z topásu, iba v stopách je prítomný výrazne čiapočkovitý kremeň vo vzorke ZS-18 v severnej stene lomu pri osade Pod Polomom. Hornina je nespevnená, plastická, ružovkastá, pripomínajúca ílovú hmotu. Vo frakcii 0,1—0,25 mm má 100 % separovanej hmoty špecifickú váhu vyššiu ako 2,8. V riadkovacom elektrónovom mikroskope vidno stĺpcekovité kryštály dlhé niekoľko mikróvov až desiatín mikróvov (najdrobnejšie zrná majú izometrický habitus). Častice sa pri separácii koagulujú, vytvárajú zhluky lemované na okraji ihličkovitými kryštálmi (tab. I., obr.





Obr. 1-Alunit, vz. St-6. Navážka 1150 mg, citlivosť TG 1000 mg, strata 37,5 %. Obr. 2-Diaspor, pyrofylyt, vz. ZS-19. Navážka 1140 mg, citlivosť TG 200 mg, strata 6,7 %. Obr. 3-Topás, vz. Pl-8. Navážka 310 mg, citlivosť TG 50 mg, strata väčšia ako 16,2 %. Obr. 4-Topás, vz. ZS-18. Navážka 250 mg, citlivosť TG 50 mg, strata 17,6 %. Obr. 5-Alunit, vz. K-3. Navážka 1008 mg, citlivosť TG 500 mg, strata 29,3 %. Obr. 6-Kaolinit, dickit, vz. Pl-12. Navážka 1257 mg, citlivosť TG 200 mg, strata 13,3 %. Obr. 7-Zunit, vz. P-3. Navážka 1540 mg, citlivosť TG 500 mg, strata 15,6 %.

1, 2). Topás bol určený RTG analýzou (tab. 4), DT analýzou — graf 4 a chemicky. Zrnitostným zložením hornina odpovedá ílovitému aleuritu, ktorý obsahuje 51,2 % frakcie 0,1—0,01 mm, 46,5 % frakcie menšej ako 0,01 mm a iba 2,3 % frakcie väčšej ako 0,1 mm.

Okrem vzorky z lokality ZS-18 sa topás našiel vo vzorke PL-13 odobratej zo severnej steny pieskovne, v nespevnenom piesčitom aleurite, ktorý má 74,8 % frakcie 0,1—0,01 mm, 18,4 % frakcie väčšej ako 0,1 mm a 6,8 % menšej ako

Topás

Tabuľka 4

| V. I. Micheev | | Polom ZS-18 2 μ m | | Pesovec-Bul- harsko vz. 298 | | ZS-18 makrovzorka | | PL-13 2 μ m | | ZS-16a makrovzorka s kremeňom | |
|---------------|-------|--------------------------|-------|-----------------------------------|-------|----------------------|-------|--------------------|-------|-------------------------------------|------|
| I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d |
| | | 1 | 4,41 | | | 1 | 4,44 | | | 10 | 4,25 |
| 5 | 4,12 | 3 | 4,128 | 2 | 4,126 | 2 | 4,13 | | | | |
| | | 1 | 3,90 | | | | | | | | |
| 7 | 3,67 | 8 | 3,699 | 9 | 3,717 | 9 | 3,70 | 9 | 3,70 | 8 | 3,69 |
| 9 | 3,20 | 10 | 3,194 | 10 | 3,215 | 10 | 3,21 | 10 | 3,20 | 8 | 3,18 |
| | | 1 | 3,03 | | | 2 | 3,05 | | | 5 | 3,03 |
| 10 | 2,96 | | | 10 | 2,974 | | | | | | |
| | | 1 | 2,98 | | | | | | | | |
| | | 8 | 2,942 | | | 9 | 2,95 | 8 | 2,93 | 9 | 2,93 |
| 2 | 2,60 | 1 | 2,619 | | | 1 | 2,60 | | | | |
| | | 8 | 2,476 | 5 | 2,484 | 5 | 2,48 | 8 | 2,48 | 9 | 2,45 |
| 2 | 2,43 | | | 7 | 2,382 | | | | | | |
| | | 6 | 2,362 | | | 7 | 2,36 | 7 | 2,37 | 6 | 2,35 |
| 7 | 2,32 | 1 | 2,20 | 4 | 2,198 | | | | | | |
| | | 2 | 2,17 | | | 2 | 2,17 | 5 | 2,178 | | |
| 2 | 2,15 | | | | | | | | | 8 | 2,12 |
| | | 8 | 2,106 | 6 | 2,095 | 8 | 2,10 | 6 | 2,10 | 6 | 2,09 |
| 9 | 2,07 | 9 | 2,056 | 8 | 2,055 | 6 | 2,05 | 8 | 2,05 | 5 | 2,04 |
| 6 | 2,01 | 1 | 1,988 | 1 | 1,994 | 1 | 1,98 | | | 6 | 1,97 |
| 2 | 1,951 | | | 1 | 1,942 | | | | | | |
| | | | | 6 | 1,860 | | | | | | |
| 7 | 1,834 | | | | | | | | | | |
| | | 2 | 1,853 | | | 6 | 1,85 | | | | |
| | | 2 | 1,822 | 5 | 1,825 | 2 | 1,81 | | | | |
| 5 | 1,795 | 1 | 1,77 | | | 1 | 1,77 | | | | |
| 5 | 1,758 | | | | | | | | | | |
| 5 | 1,677 | 8 | 1,670 | 10 | 1,675 | 6 | 1,668 | | | | |
| 9 | 1,651 | | | | | | | | | | |
| | | 1 | 1,62 | 2 | 1,621 | 2 | 1,61 | | | | |
| 5 | 1,600 | | | | | | | | | | |

| V. I. Micheev | | Polom ZS-18 2 μm | | Pesovec-Bul- harsko vz. 298 | | ZS-18 makrovzorka | | Pl-13 2 μm | | ZS-16a makrovzorka s kremeňom | |
|---------------|-------|--------------------------------|-------|-----------------------------------|-------|----------------------|-------|--------------------------|---|-------------------------------------|---|
| I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d |
| 2 | 1,560 | | | | | | | | | | |
| 2 | 1,538 | | | 8 | 1,532 | | | | | | |
| | | 5 | 1,526 | | | 6 | 1,526 | | | | |
| 7 | 1,509 | 3 | 1,46 | 5 | 1,467 | | | | | | |
| 5 | 1,448 | 3 | 1,439 | | | | | | | | |
| 5 | 1,425 | 5 | 1,418 | | | 8 | 1,415 | | | | |
| 10 | 1,403 | 8 | 1,40 | 10 | 1,409 | | | | | | |
| | | | | | | 8 | 1,39 | | | | |
| 10 | 1,384 | | | | | | | | | | |
| | | 8 | 1,35 | 7 | 1,359 | | | | | | |
| 9 | 1,343 | | | | | | | | | | |

Chemická analýza vzorky z lokality ZS-18

| | | | |
|--------------------------------|------------|-------------------------------|---------|
| SiO ₂ | 28,46 | Na ₂ O | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 53,07 | K ₂ O | 0,03 |
| TiO ₂ | 0,12 | P ₂ O ₅ | 0,16 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,50 celk. | CaO | 1,70 |
| MnO | 0,01 | strata žih. | 13,33 |
| MgO | 0,81 | (+F) | (16,78) |

0,01 mm. Zložením odpovedá nespevnenému monominerálnemu silicitu. Topás predstavuje len okolo 0,2 % frakcie zrnitostnej kategórie 0,1—0,25 mm, avšak vo frakcii pod 2 μm bol RTG analýzou zaznamenaný iba topás.

Ďalší výskyt topásu bol zaznamenaný vo vzorke Pl-8 odobranej zo strednej časti západnej steny v pieskovi pri osade Pod Polomom. Topás tu vyplňa póry v sivom drobnoušľakovitom silicite granoblastickej štruktúry. Pokrýva tiež zrná kremeňa v podobe ihličiek, niekedy usporiadaných do drobných ružíc. Identifikovaný bol RTG (tab. 4) a DT analýzou — graf 3, 4; obdobný výskyt topásu bol RTG analýzou zistený vo vzorke ZS-16a.

Topás bol v posledných rokoch opísaný v hydrotermálne premenených vulkanických horninách Vihorlatu na lokalite Kapka; (J. Derco—J. Kozáč—O. Očenáš 1977) v Kremnickom pohorí pásma turmalínu a topásu opísali M. Böhmer a M. Šímová (v tlači). Podrobnú mineralogickú charakteristiku topásu vyskytujúceho sa v geneticky zhodných horninách v tzv. sekundárnych kvarcitoch Strednohorja na južnom úpätí Rodop opísali autorky T. G. Radonova—B. Karadžova (1968). V prostredí alunitových kvarcitov sa vyskytuje topás v podobe neobvyklých „ruki pačkajuschich“ (ruky špiniacich) zhlukov. Zrná sú 30—70 μm veľké, majú prizmatický tvar a 30—50 % podiel v hornine, ktorá má reliktnú porfyrickú štruktúru;

topásové agregáty vytvárajú pseudomorfózy po živcoch. Na základe geologickej pozície a minerálnej asociácie autorky predpokladajú, že vznik topásu treba odvodiť od postvulkanických hydrotermálnych procesov v podpovrchových vrstvách. Roztoky, z ktorých sa vylučoval topás, boli kyslé, halogénne, teploty neprevyšovali rozpätie vzniku alunitu.

Chemická analýza topásu z lokality Pesovec na južnom úpätí Rodop:

| | | | |
|--------------------------------|-------|-------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 30,62 | K ₂ O | 0,24 |
| Al ₂ O ₃ | 53,24 | P ₂ O ₅ | 0,60 |
| TiO ₂ | 1,52 | CaO | 2,05 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,72 | H ₂ O ⁺ | 1,39 |
| MnO | stopy | H ₂ O ⁻ | 0,08 |
| MgO | 0 | F | 12,40 |
| Na ₂ O | 0,01 | | |

Autorky navrhujú považovať tieto topásové kvarcitty za topásovú fáciu s rovnovážnou asociáciou topás + kremeň + rutil + pyrit, ktorá bude deviatou fáciou v rade tzv. sekundárnych kvarcítov ako ich opísal N. I. Nakovnik (1964).

My sme zistili topás iba v lome pri osade Pod Polomom, kde sa okrem tejto tzv. topásovej fácie vyskytujú silicity s pyrofylitom a diasporom, kaolinitom a dickitom alebo viac-menej monominerálne silicity, ale chýbajú silicity s alunitom. Topás sa vyskytuje ako monominerálna výplň pórov alebo i väčších dutín v silicitoch, alebo ako tmel rozpadavých piesčitých aleuritov. Pseudomorfózy topásu po živcoch alebo iných mineráloch sme nepozorovali.

Kremenno-zunitová asociácia

Kremenno-zunitová (\pm alunit, \pm korund) asociácia minerálov sa našla vo vzorke P-3 z Poľany. Zunit má na SEM snímkach tvar tetraedrov (tab. IV, obr. 14, 15); v polarizovanom svetle sú trojuholníkové prierezy izotropné; RTG (tab. 5) a DT analýzou — graf 7—boli identifikované ako zunit. Na tabuľke 5 porovnáваме minerál s dilnitom; je však bližší zunitu, ktorému odpovedá indexom lomu 1,58 i špecifickou váhou $2,949 \pm 0,006$. Malé množstvo zunitu sa našlo pri SEM snímkovaní vo vzorke SH-3 a SH-4 odobratej severne od k. 719,5, 150 m od vrtu KON-1. V tejto vzorke prevláda kremeň; intenzívne ho po žilkách a puklinách zatláča alunit, Ojedinele sa v tejto vzorke našiel aj korund, ktorý má vo výbruse súdkovitý prierez. Identifikovaný bol iba optickými metódami, predbežne sa nepodarilo vyseparovať potrebné množstvo na RTG alebo iné analýzy.

Zunit sa opisuje ako hydrotermálne-metasomatický minerál, charakteristický pre tzv. sekundárne kvarcitty (N. I. Nakovnik 1947). Tvorí sa v malých hĺbkach pri teplote 300—400 °C, možno až 250 °C. Našiel sa aj na Kamčatke v solfatárne zmenených horninách (až 60 % zunitu R. I. Romanova—E. D. Petrašenko 1968). Vystupuje v asociácii s kremeňom, alunitom, diasporom, pyrofylitom alebo dickitom, pyrofylitom a sírou.

| ASTM, 14-698 | | Hlavné línie podľa I. Kos-tova | | Dilnit podľa J. Kontu | | P-3 makrovzorka | | P-3a separ. vzorka | | P-3b separ. vzorka | |
|--------------|-------|--------------------------------|-------|-----------------------|------|-----------------|------|--------------------|-------|--------------------|-------|
| I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d | I. | d |
| | | | | 10 | 8,21 | | | | | | |
| 100 | 8,07 | 10 | 7,99 | 10 | 8,1 | 10 | 8,06 | 10 | 7,94 | 10 | 7,89 |
| 100 | 4,21 | 10 | 4,18 | | | 10 | 4,16 | 10 | 4,16 | 8 | 4,15 |
| 60 | 4,02 | 8 | 4,00 | 5 | 4,02 | 8 | 4,00 | 8 | 3,99 | 10 | 3,97 |
| 30 | 3,20 | | | | | | | 3 | 3,17 | 3 | 3,17 |
| 50 | 2,840 | | | 5 | 2,80 | 5 | 2,81 | 5 | 2,83 | 5 | 2,83 |
| 90 | 2,679 | 10 | 2,67 | 10 | 2,69 | 10 | 2,66 | 10 | 2,678 | 10 | 2,65 |
| 20 | 2,462 | | | | | | | 2 | 2,448 | 2 | 2,44 |
| 20 | 2,348 | | | | | | | 2 | 2,34 | 2 | 2,34 |
| 30 | 2,126 | | | | | | | 4 | 2,11 | 4 | 2,11 |
| 50 | 2,008 | 8 | 2,00 | 7 | 2,01 | 6 | 2,00 | 6 | 1,99 | 8 | 1,997 |
| 20 | 1,951 | | | | | | | 2 | 1,937 | 2 | 1,937 |
| 20 | 1,862 | | | | | | | 3 | 1,84 | 2 | 1,85 |
| 20 | 1,812 | | | | | | | 3 | 1,80 | 3 | 1,80 |
| 15 | 1,684 | | | | | | | 2 | 1,67 | 1 | 1,678 |
| 90 | 1,640 | 9 | 1,636 | 9 | 1,63 | | | 8 | 1,63 | | |
| 15 | 1,601 | | | | | | | 1 | 1,59 | | |
| 20 | 1,524 | | | | | | | 2 | 1,51 | | |
| 20 | 1,457 | | | | | | | 2 | 1,45 | 3 | 1,478 |
| 20 | 1,420 | | | | | | | 5 | 1,39 | | |
| 20 | 1,397 | | | | | | | | | 8 | 1,39 |
| 10 | 1,338 | | | | | | | | | 8 | 1,33 |
| 10 | 1,270 | | | | | | | | | 8 | 1,26 |
| 10 | 1,176 | | | | | | | | | | |

Základné poznatky mineralogicko-petrografického štúdia solfatárovej formácie v oblasti Kalinka—Vígľašska Huta a Stožok sú vyjadrené v tabuľke semikvantitatívneho zastúpenia minerálov vo vzorkách týchto lokalít (tab. 6). Zohľadňujeme len makrokomponenty bez rúd a akcesorických minerálov.

Z tabuľky vyplýva, že asociácie minerálov vytvárajú priestorové fácie:

1. fáciu kremenno-alunitovú rozšírenú v okolí Stožku a Skalky,
2. fáciu viac-menej čistých silicitov, ku ktorým patria piesky v lome pri osade Pod Polomom a skalné odkryvy na Polome a Skalke,
3. fáciu argilizovaných silicitov s pyrofyliťom, diasporom, kaolinitom, dickitom v lome Pod Polomom,
4. fáciu kremenno-topásovú, ktorej rozsah predbežne nepoznáme, vyvinutú v lome pri osade pod Polomom,
5. fáciu kremenno-sírovo-alunitovú (\pm korund, \pm zunit) v okolí Vígľašskej Huty—Kalinky.

Semikvantitatívne zastúpenie minerálov

| Lokalita | Vzorka | kreměň | alunit | pyro- fylit | kaolinit | dickit | sľud. minerál | diaspor | topás | zunit | korund | sadro- vec | síra |
|--------------------------|--------|--------|--------|----------------|----------|--------|------------------|---------|-------|-------|--------|---------------|------|
| Stožok | St-1 | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| | St-2 | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| | St-3 | ++++ | +++ | | | | | | | | | | |
| | St-4 | ++++ | ++++ | | | | | | | | | | |
| | St-5 | ++++ | +++ | | | | | | | | | | |
| | St-6 | +++ | ++++ | | | | | | | | | | |
| | ZS-12 | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| | ZS-12a | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | ZS-13a | ++++ | + | | | | | | | | | | |
| | ZS-13 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| Pieskovňa Pod Polomom | PI-7 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | PI-8 | ++++ | | | | | | | ++ | | | | |
| | PI-8a | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | PI-9 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | PI-10 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | PI-11 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | PI-12 | ++++ | | | ++ | + | + | | | | | | |
| | PI-12a | ++++ | | ++ | | | | | | | | | |
| | PI-13 | ++++ | | | | | | | + | | | | |
| | PI-14 | ++++ | | ++ | | | | | + | | | | |
| | ZS-16 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | ZS-16a | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | ZS-17 | ++ | | ++ | + | ++ | | | | | | | |
| ZS-18 | | | | | | | | + | | | | | |
| ZS-19 | ++ | | ++++ | | | | | | | | | | |
| ZS-20 | ++++ | | | | | | | | | | | | |
| ZS-21 | ++++ | | | | + | | | | | | | | |

| Lokalita | Vzorka | kremeň | alunit | pyro- fylit | kao- linit | dickit | sľud. minerál | dia- spor | topás | zunit | korund | sadro- vec | síra |
|-----------------------|--------|--------|--------|----------------|---------------|--------|------------------|--------------|-------|-------|--------|---------------|------|
| Polom-západ | PI-15 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | ZS-14 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | ZS-15 | ++++ | | | | + | + | | | | | | |
| Skalka | K-1 | ++++ | +++ | | | | | | | | | | |
| | K-2 | ++++ | | | | | | | | | | | |
| | SH-2 | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| Banisko | K-3 | ++++ | +++ | | | | | | | | | | |
| | K-4 | ++++ | + | | | | | | | | | | |
| | SH-3a | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| Banisko Sírna baňa | SH-3 | ++++ | ++ | | | | | | | + | | | |
| | SH-4 | ++ | ++++ | | | | | | | + | + | | |
| | K-5 | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| Poľana Šafranička | K-6 | ++++ | ++ | | | | | | | | | | |
| | K-7 | +++ | | | | | | | | | | +++ | |
| | SH-5a | ++++ | | | | | | | | | | | ++ |
| Poľana Šafranička | P-3 | ++ | + | | | | | | | ++++ | | | |

Teoreticky by táto postupnosť zodpovedala i narastaniu teploty, t. j. najvyššia by mala byť vo fácií 5, kde sa popri kremeň, alunit, síre objavuje korund a zunit. Vyššiu teplotu tu naznačuje aj prítomnosť beta modifikácie kremeňa, ktorá bola zistená na SEM snímkach horniny. Zdá sa, že teplota stúpa smerom juhozápadným, t. j. od Stožoku smerom k starým sírnym baniam. Tento trend zodpovedá aj hĺbke erozívneho rezu študovaného územia, t. j. odráža geologicko-štruktúrne postavenie solfatárovej formácie. Najhlbší erozívny rez sa predpokladá v oblasti Kalinky, kde sa na terajší povrch dostali malé intrúzie intermediárneho zloženia. Zrejme nie je náhoda, že sa toto pásmo zhoduje s najtermálnejším minerálnym pásmom.

Do akej miery sú solfatárove premeny časove jednotné a nakoľko sú ich rozdielne paragenetické pomery len výslednicou rôzneho vertikálneho postavenia a vzdialenosti od paleoreliéfu, nie je ešte ujasnené.

V tektonickej štruktúre Kalinka—Víglašská Huta vytvára rad intruzívnych pňov prevažne dioritického zloženia vysokotermálnu aureolu premien, ktoré nemusia priamo geneticky súvisieť s relatívne slabšími solfatárovými termálnymi premenami. J. Valach (l. c.) v niektorých vrtoch z tohto pásma opísal vysokotermálnu hydrotermálnu asociáciu biotit-aktinolit-pyroxén-epidot, ktorá vystupuje spolu s pyritom, pyrotinom a magnetitom. Rozsiahle biotitové pásmo opisuje taktiež z vrtu KON-1 A. Mihaliková—V. Konečný (1977).

Obe tieto termálne rozdielne asociácie vystupujú na rovnakých geologických úrovniach, čo vedie k predstave, že tu mohlo ísť o dva časove odlišené procesy. Nevieme si dobre predstaviť, aby na rovnakej úrovni vznikali koncentrácie vulkano-génnej rýdzej síry spolu napr. s biotitom.

Preto predkladáme nasledovnú schému vzniku premien, ktorá predpokladá dva časove odlišné procesy tak premien, ako aj mineralizácie:

1. Intrúzie dioritickej magmy so vznikom vysokotermálnej asociácie minerálov ako staršia mineralizačná etapa.

2. Solfatárová formácia je mladšia mineralizačná etapa uložená na staršej formácii.

Z toho vyplýva, že i pred vznikom solfatárovej formácie museli nutne nastať vertikálne pohyby v centrálnom vulkanickom pásme a značná erózia staršieho vulkanického komplexu.

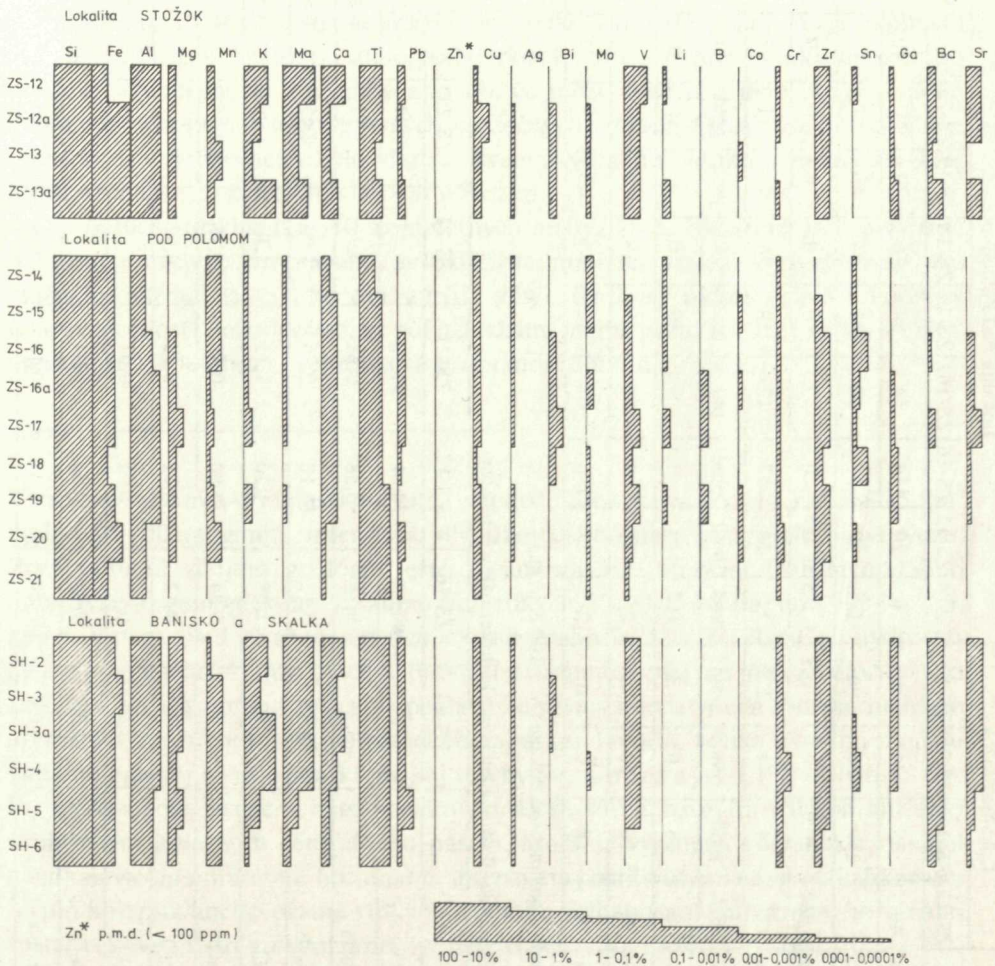
Otázku postavenia korundu, zunitu a i alunitu voči týmto dvom etapám je predbežne sporná. Mohli vzniknúť v oboch podmienkach. (Např. alunit môže vzniknúť aj v styku s okolitým pásmom malých intrúzií.)

- C. Stanciu (1973) rozlišuje v pohorí Calimani-Gurghiu-Hargita, konkrétne v kaldere Calimani, dve fázy hydrotermálnych premien. Situácia sa veľmi podobá pomerom v Kalinke. Prvá — staršia fáza — je spojená geneticky s pňami mikrodioritov-dioritov. Vytvorilo sa turmalínové, biotitové, sericitové a propylitované pásmo. Mladšia fáza, vytvorená z extrémne kyslých roztokov, je fázou spôsobujúcou

chloritizáciu, argilizáciu a hlavne intenzívnu silicifikáciu. Spolu s touto vystupuje ložisko rýdzej síry s alunitmi, sadrovcami, pyritmi a limonitmi.

Stručná geochemická charakteristika silicítov

Semikvantitatívne spektrálne rozborby boli urobené z 19 vzoriek (obr. 3). Na tých istých vzorkách boli urobené kvantitatívne rozborby niektorých vybraných prvkov (tab. 7). Boli vybrané najmä tie, ktoré J. Valach (l. c) označil pri pôdnej metalometrii v okolí hlavných lokalít sekundárnych silicítov za anomálne. Odobraté boli vzorky zo silicítov rôznych typov, a to rovnomerne zo všetkých lokalít. Išlo v podstate o ich litogeochemickú charakteristiku.



Obr. 3 Diagram semikvantitatívnych spektrálnych analýz z hydrokvarcítov

| | Lokalita Stožok | | | | Lokalita Pod Polomom | | | | | | | | | Lokalita Banisko a Skalka | | | | | |
|----|-----------------|--------|-------|--------|----------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------------|------|-------|------|------|-------|
| | ZS-12 | ZS-12a | ZS-13 | ZS-13a | ZS-14 | ZS-15 | ZS-16 | ZS-16a | ZS-17 | ZS-18 | ZS-19 | ZS-20 | ZS-21 | SH-2 | SH-3 | SH-3a | SH-4 | SH-5 | SH-5a |
| Pb | 40 | 35 | 24 | 100 | 6 | 20 | 114 | 54 | 54 | 6 | 20 | 30 | 30 | 50 | 40 | 36 | 122 | 6 | 16 |
| Cu | 4 | 250 | 26 | 90 | 12 | 35 | 38 | 16 | 45 | 4 | 20 | 27 | 15 | 28 | 73 | 10 | 26 | 13 | 16 |
| Ag | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| Zn | 12 | 24 | 44 | 17 | 12 | 24 | 17 | 17 | 18 | 15 | 16 | 11 | 17 | 36 | 36 | 22 | 17 | 64 | 7 |
| W | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd | pmd |
| Bi | 0 | 16 | 0 | 3,1 | st. | 0 | 5,4 | 5,4 | 49 | 10 | st. | st. | st. | st. | 36 | 3,1 | 0 | 0 | st. |
| Mo | 0 | 18 | 12 | 5 | 25 | 39 | 9 | 52 | 9 | 49 | 4 | 14 | 14 | 0 | 3,1 | 0 | 0 | 0 | st. |
| Sn | 0 | 18 | 0 | st. | 20 | 37 | 275 | 41 | 13 | 135 | 3,1 | 9 | 7 | 3,1 | 4,5 | 3,1 | 10 | 4,5 | 3,4 |

pmd — pod medzou dôkazu (w = 100 p. p. m.)

Kompletná silikátová analýza z hydrotermálnych silicítov

Tabuľka 8

| | ZS-14 | ZS-16 | ZS-17 | ZS-21 | ZS-22 | ZS-23 | ZS-24 | ZS-25 | SH-7A | SH-8A |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 97,42 | 89,82 | 74,01 | 97,10 | 96,85 | 97,07 | 97,94 | 96,81 | 75,10 | 98,09 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,78 | 0,78 | 0,58 | 0,34 | 0,77 | 1,13 | 0,48 | 1,31 | 3,32 | 0,72 |
| Al ₂ O ₃ | 0,18 | 5,12 | 16,10 | 0,56 | 1,03 | 0,65 | 0,87 | 0,79 | 9,32 | 0,53 |
| TiO ₂ | 0,95 | 1,68 | 1,20 | 1,75 | 1,15 | 1,00 | 0,65 | 1,05 | 0,45 | 0,55 |
| CaO | 1,40 | 0,84 | 0,80 | 0,42 | 0,28 | 0,25 | 0,21 | 0,20 | 0,21 | 0,14 |
| MgO | st. | 0,42 | 0,21 | 0,12 | 0,02 | — | — | — | 0,05 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,11 | 0,07 | 0,01 | 0,07 | | | nezistené | | | |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,04 | 0,02 | 0,04 | | | nezistené | | | |
| str. žih. | 0,09 | 0,44 | 6,44 | 0,18 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 11,57 | 0,04 |

Vzorky ZS-14, 16, 17, 21 analyzoval V. Dvonč, chem. laboratórium GÚDŠ.

Vzorky ZS-22, 23, 24, 25 a SH-7A, 8A analyzovali v laboratóriu SMZ, závod Banská Belá.

Výsledky analýz sa zhodujú s výsledkami mineralogických rozborov. Na lokalite Pod Polomom je výrazný deficit Al a K, čo súvisí s tým, že sa na tejto lokalite nezistil alunit. U vzoriek ZS-16 a ZS-18 (obr. 3) koreluje mierne zvýšený obsah Al s výskytom topásu v týchto vzorkách. Najvyšší obsah Sn je tiež práve v týchto vzorkách, čo svedčí o väzbe topás—Sn. V akej forme je Sn viazaný na topás, nebolo zistené, no ich vzájomná asociácia je bežná vo vysokotermálnej greizenovej mineralizácii. Možno, že ide o drevný kasiterit. Takisto je zvýšený obsah Mo v silicitoch s topásom. Lokalita Pod Polomom bola pri pôdnej metalometrii (J. Valach l. c.) tiež vytypovaná ako perspektívna pre obsah Sn-Mo. Obsah týchto prvkov v pôdach bol, vzhľadom na ich adsorbciu na íly, pravda, značne vyšší. Zaujímavé bude sledovať Sn pri ďalšom výskume smerom do hĺbky v prírodných kanáloch solfatárovej formácie.

Obsah Pb, Zn Cu a Ag nesignalizuje nijaké zákonité vzťahy k jednotlivým lokalitám silicitov. Väčšinou ide o podklarkový obsah, až na výnimku niekoľkých vzoriek. Všeobecne je Zn nižšie ako Pb, čo môže svedčiť o jeho typicky väčšej migračnej schopnosti v povrchových oxidačných zónach. Obsah Cu sa pohybuje viac-menej v hodnotách okolo klarku okrem zvýšeného obsahu u vzorky ZS-12a, ktorá pochádza zo železitých brekcií v Stožku.

Pre úplnosť prikkladáme 10 kompletných analýz (tab. 8), ktoré boli prevažne odobraté z masívnych monosilicitov kvôli zisteniu ich technologických vlastností ako možného zdroja na výrobu dinasových tehál. Rozbory ukázali, že SK hodnoty (žiaruvzdornosť) nezodpovedajú požiadavkám, najmä preto že súčet $Al_2O_3 + TiO_2$ presahuje 0,8 % obsah (nepriaznivá prítomnosť alunitu a topásu).

Záver

V oblasti Kalinka—Víglašská Huta, Klokoč, Stožok sa na ploche cca 35 km² vyskytujú vulkanogénne, intenzívne silicifikované horniny, v ktorých výskyt rýdzej síry podnietil záujem geológov ešte začiatkom 19. storočia. Ďalším obdobím intenzívneho geologického výskumu boli roky 1952—1954 a najmä 1962—1965, keď J. Valach zistil výrazné geochemické anomálie Sn, Mo, Bi, Pb a Cu v hydrotermálne premenených horninách a potvrdil prítomnosť malých intrúzií dioritového zloženia. V súčasnosti sa spresnilo postavenie pásma intenzívnych hydrotermálnych premien v centrálnej časti vulkanického aparátu Javoria, vďaka novému modelu vulkanologickej a vulkanotektonickej stavby (V. Konečný—L. Dublan 1975). Predpokladáme, že premenené horniny prináležia solfatárovej formácii ohraničenej kruhovitým kolapsom centrálneho pásma, ktorá je vyplnená vulkanoklastickými a vulkanosedimentárnymi horninami, intenzívne postihnutými najmä silicifikáciou. Výplň kolapsovaneho pásma vulkanoklastmi a vulkanosedimentárnymi horninami spadá vekove medzi vulkanizmus pyroxenických a amfibolických andezitov.

Pre silicifikované horniny, nazývané hydrokvarcitmi, odporúčame užívať názov

silicity, lebo pri absencii reliktných vulkanogénnych štruktúr nie je možné odlišiť sekundárne silicity od primárnych rekryštalizovaných sintrov.

V študovanej oblasti sa vyskytujú okrem viac-menej čistých silicitov aj silicity s alunitom, silicity s ílovými minerálmi \pm diaspor, silicity s topásom, silicity s alunitom a korundom, silicity so sírou. K týmto asociáciám pristupujú rudné minerály Fe a Ti a akcesorické minerály.

Analýzy RTG a DT a riadkovacia elektrónová mikroskopia bezpečne identifikovali niektoré dosiaľ neuvádzané minerály, ako topás a zunit; spresnila sa identifikácia diasporu a pyrofylitu a získali sme nové poznatky o morfológii už opísaných minerálov, ako je alunit a kremeň.

Mikrokryštalická forma topásu, potvrdená tiež chemickou analýzou, vytvára monominerálne, zemité, plastické výplne dutín (DT analýza — obr. 1), až hniezda v silicitoch, alebo individuálne kryštálky a ružice v póroch silicitov (DT analýza — obr. 2). Topás sa našiel len na lokalite Pod Polomom a je zhodný s topásom v silicitoch na lokalite Pesovec v Rodopách — opísali ho T. G. Radonova a B. Karadžova (1968). Vo vzorkách s topásom sme zaznamenali aj vyšší obsah Sn. Oligominerálny zunitový silicit sa našiel na Poľane na lokalite Šafranička vo vzorke P-3. Malé množstvo zunitu sa vyskytuje vo vzorkách SH-3 a SH-4 na lokalite Banisko. Okrem RTG a DT analýzy potvrdili aj špecifická váha a index lomu, že ide o zunit a nie o dilnit, ktorý bol v obdobnej paragenéze opísaný v Banskej Belej.

Diaspor sa našiel v asociácii s pyrofylitom v argilizovaných silicitoch na lokalite Pod Polomom. Vo frakcii pod 2 μm sa v nich vyskytuje aj kaolinit a dickit.

Elektrónovým riadkovacím mikroskopom boli študované štruktúry silicitov. Zistili sme, že SiO_2 sa vyskytuje iba v kryštalickej forme alfa, zriedkavo beta kremeňa. Nenašli sme ani opál A, ani opál CT, ktorý je opísaný z tzv. limnokvarcitov a má byť prechodným štádiom medzi opálom a kremeňom. Rozdielna veľkosť kremenných kryštálov od 5 do 600 μm súvisí alebo s fázovitosťou silicifikačných procesov, alebo so štruktúrnou predispozíciou pôvodných vulkanogénnych hornín (rôzna štruktúra litoklastov). Zo študovaných vzoriek nie je možné zistiť, či kremeň vznikol rekryštalizáciou opálových sintrov alebo priamou kryštalizáciou z roztoku.

Alunitové kryštály sú zachytené na niekoľkých SEM snímkach. Sú hojné v asociácii s kremeňom na lokalitách Stožok a v asociácii s kremeňom, zunitom a korundom na lokalitách Banisko.

Zdá sa, že teplota hydrotermálnych premien stúpa smerom juhozápadným, t. j. od Stožku smerom k starým sírnym baniam. Tento trend zodpovedá aj hĺbke erozívneho zrezu študovaného územia, ktorý je najhlbší v oblasti Kalinky, kde sa na súčasný povrch dostali malé intrúzie intermediárneho zloženia. Tieto vytvárajú vysokotermálnu aureolu premien, ktoré nemusia priamo geneticky súvisieť so solfatárovými, relatívne nižšie termálnymi premenami. Obe vystupujú na rovnakých geologických úrovniach, z čoho vyplýva, že pred vznikom solfatárovej formácie museli nutne nastať vertikálne pohyby v centrálnom vulkanickom pásme a značná erózia staršieho

vulkanického podkladu. Obdobné pomery opísala C. Stanciu (1973) v kaldere Calimani.

Do tlače odporučil M. Böhmer.

Opisy lokalít odobraných vzoriek

- St-1 — sivý brekciovitý, pórovitý silicít, 0,7 km južne od Stožku, k. 597,5
St-2 — hrdzavohnedý pórovitý silicít, tamtiež
St-3 — sivý hnedoškrvnutý, brekciovitý silicít v hornej časti opusteného lomu, južne od St-1, 2
St-4 — sivý, bieloškrvnutý brekciovitý silicít, tamtiež
St-5 — sivý, ružovoškrvnutý porézny silicít v spodnej časti lomu, tamtiež
St-6 — sivozelený, ružovoškrvnutý silicít, tamtiež
ZS-12 — brekciovitý silicít, 0,7 km južne od Stožku, kóta 597,5 m
ZS-12a — silicít s liesegangovými vrstvičkami, tamtiež
ZS-13 — brekcia železitého silicitu, opustený lom asi 1 km jv. o kóty Horné Chvojné
ZS-13a — vrstevnatý železitý silicít, tamtiež
P1-7 — sivý, pórovitý silicít, juhozápadný okraj lomu v osade Pod Polomom
P1-8 — sivý, brekciovitý porézny silicít s pórmí vyplnenými bielou plastickou hmotou (topás), západná stena lomu v osade Pod Polomom
P1-8a — sivý kompaktný, jemnozrnný silicít (vločky v type P1-8)
P1-9 — svetlosivý silicít s črepovitým rozpadom, severná stena lomu, tamtiež
P1-10 — ružový, rozpadavý silicít, tamtiež
P1-11 — biely rozpadavý silicít, východná stena v lome Pod Polomom
P1-12 — sivobiely argilizovaný silicít, tamtiež
P1-12a — sivobiely argilizovaný silicít, tamtiež
P1-13 — sivý piesčitý aleurit, slabo tmelený, severná stena 2. etáže lomu Pod Polomom
P1-14 — bielosivý piesčitý aleurit s ílovým tmelom, východná stena, 3. etáž, tamtiež
ZS-16 — brekciovitý, drobný silicít, lom Pod Polomom, 1. etáž
ZS-16a — celistvý brekciovitý silicít, tamtiež
ZS-17 — šedá plastická hlina, lom Pod Polomom, východná stena 2. etáže
ZS-18 — topás, ktorý vyplňa oválnu dutinu asi 100×50 mm, lom Pod Polomom, východná stena 2. etáže
ZS-19 — čiastočne silicifikovaná vulkanická hornina, lom Pod Polomom, východná stena 3. etáže
ZS-20 — vyseparované jemnozrnné drobné silicity, ktoré tvorili angulárne fragmenty v kaolinizovanej základnej hmote. Lom Pod Polomom, 2. etáž
ZS-21 — silicitový jemnozrnný piesok s fragmentami pevnejších kremeňov. Lom Pod Polomom, 2. etáž
P1-15 — sivý, pórovitý, brekciovitý silicít, západný hrebeň Polomu
ZS-14 — masívny brekciovitý monosilicít, skalný odkryv z kóty Polom-západ
ZS-15 — brekciovitý monosilicít, z vrcholu kóty Polom-západ, stará ryha
ZS-22 — masívne, brekciovité monosilicity z kóty Polom-západ
ZS-23 — šedé a okrové monosilicity s menej výraznou brekciovitou textúrou. Z vrcholu kóty Polom-západ, stará ryha.
ZS-24 — brekciovité i porézne monosilicity, zo skalného výchozu na východnej časti kóty Polom-západ.
ZS-25 — porézne, brekciovité silicity s úlomkami tmavošedých afanitických kremeňov, z vrcholu kóty Polom (519,5 m) zo starej ryhy

- K-1 — červenohnedý, sivo a bieloškvrtitý silicít, Kalinka, 750 m jv. od obce, k. 599,5 (Skalka)
 K-2 — sivý, brekciovitý silicít, ryha 280 m sv. od odkryvu K-1
 SH-2 — brekciovitý masívny silicít, skalný odkryv na kóte Skalka (599,5 m) pri Kalinke
 SH-7a — brekciovitý silicít s oxidickými červenkastými škvrtami. Skalný odkryv v z východného okraja kóty Skalka (595,0 m) pri Kalinke
 SH-8a — tmavosivý, mierne zbrekciovatený silicít. Východný okraj kóty Skalka zo starej ryhy
 K-3 — červenohnedý, sivo a bieloškvrtitý silicít, Banisko, 500 m sv. od k. 719,5
 K-4 — ružovohnedý, bieloškvrtitý, jemnozrnný silicít, Banisko, 250 m sz. od k. 719,5
 SH-3 — silicifikované, jemnozrnné tufty? s liesegangovými pásikmi 0,3 km j. od vrtu KON-1 v priestore starých kutacích prác (ping) na síru, kóta Banisko (719,5 m)
 SH-3a — silicít, lokalizácia, tamtiež
 SH-4 — jemnozrnný silicít s cukrovitým rozpadom lokálne s fragmentami šedého masívneho kremeňa. Asi 0,3 km s. od kóty Banisko (719,5 m) zo starej ryhy
 K-5 — biely, pórovitý silicít z haldy starej sírnej bane
 K-6 — ružovosivý pórovitý silicít, rozpadavý, tamtiež
 K-7 — sivý, bieloškvrtitý, rozpadavý pieskovec
 SH-5 — bledošedý silicít s pyritom. Z odvalu starých sírnych baní
 SH-5a — silicít impregnovaný rýdzou sírou. Odval starých sírnych baní
 P-3 — silicít z lokality Šafranička, Poľana

Literatúra

- ADLER, K. 1873: Értékészek a kalinkai kénbányáról. Földt. Közlöny, Budapest.
 BÖHMER, M.—ŠÍMOVÁ, M. v tlači: Zóna turmalínu a topásu v Kremnickom pohorí. Acta geologica, 30.
 CAVAROVÁ, L. 1974: Mineralogické štúdium na niektorých ložiskách nerudných surovín v stredoslovenských neovulkanitoch. Diplomová práca. Geofond, Bratislava.
 DERCO, J.—KOZÁČ, J.—OČENÁŠ, D. 1977: Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárnych kvarcitov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate. Mineralia Slovaca 9, 3, Spišská Nová Ves, 185—205.
 FORGÁČ, J. 1972: Genéza alunitu a premenných hornín od Dekýša (Štiavnické pohorie). Geol. Práce. Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 189—199.
 HAIDINGER, W. 1946: Hauerit. Berichte über die Mitt. von Freuden d. Naturw. Wien.
 KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E. 1969: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí. Geol. Práce. Správy 49, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 173—179.
 KAŠKAJ, M. A., 1970: O klasifikácii i genézise alunitových mestoroždenij. Problemy metasomatizma, Moskva, 89—98.
 KLUBERT, J., 1955: Záverečná správa o vlastnom prieskume Kalinka-S, rýdza síra. ZSRP, Turč. Teplíce. Geofond, Bratislava.
 KONEČNÝ, V.—DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1:25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 KUTHAN, M. 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Vigfaškej Huty (predtým Kalinka). Geol. Práce. Správy Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—36.
 MARKOVÁ, M. 1977: Lussatit, opál CT v sideritových konkréciách spodného miocénu Západných Karpát. Západné Karpaty, sér. mineralogia, petrografia, geochemia, ložiská 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—210.
 MARKOVÁ, M. 1978: K otázkam genézy lussatitu. Mineralia slovaca, 10,1. Alfa, Bratislava.

- MIHÁLIK, A.—KONEČNÝ, V.—VALACH, J. 1975: Výskyt pyrofylytu v hydrotermálne premenených neovulkanitoch Javoria (stredné Slovensko). *Mineralia slov.*, 7, 1—2, Spišská Nová Ves, 105—112.
- MIHÁLIKOVÁ, A.—KONEČNÝ, V. 1977: Petrografia a petrológia intenzívneho komplexu kremido-doritových porfýrov v hodruško-štiavnickej oblasti. Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská 3, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 57—86.
- NAKOVNIK, N. I. 1965: Vulkanogenno metasomaticheskaia formacija vtoričnych kvarcitov SSSR i poleznye iskopaemye, svjazannye s nej. *Nedra, Moskva*, 35—60.
- NAKOVNIK, N. I. 1977: Vtorične kvarcity, ich mineralnye facii, genesis i praktičeskoe značeniije. *Izv. ANSSSR ser. geol., Moskva*, 149.
- PULEC, M. 1966: Závěrečná správa vrtu P-6 Pstruša. Geofond, Bratislava.
- RADONOVA, T. G.—KARADŽOVA, B. 1968: O rychlych agregatach topasa iz vtoričnych kvarcitov Srednegoryja. *zap. vsesojuz. min. obšč.*, 97, 2, Leningrad, 394—351.
- ROMANOVA, R. I.—PETRAŠENKO, E. D. 1968: Zunit iz vtoričnych kvarcitov daľnego vostoka. *Zap. Vsezozuz. min. obšč. vt. seria*, 97, Nauka, Leningrad, 489—492.
- SILLITOE, R. 1975: Lead-Silver, Manganese and Native Sulphur Mineralization within a Stratovolcano. El Queva, Northwest Argentina. *Econ. geol.* 70, 7, 1190—1202.
- STANCIU, C. 1973: Contributii la cunoasterea transformarilor hidrotermale ale vulcanitelor neogene din muntii Gurghiu. *Anal. Univ. Bucuresti, ser. geol. An.* 22, Bucuresti, 31—37.
- SZONTAGH, T. 1885: Zölyommege közetinek petrografiai ismertetése. *Földtani közlöny*, Budapest.
- TAKEUCHI, T.—TAKAHASHI, I.—ABE, H. 1966: Wall-rock alteration and genesis sulphur and iron sulphide deposits in nothern Japan. *The Sci. Rep. Tohoku Univ. ser. a* III-a, IX-3, 381—483.
- VALACH, J. 1964: Vígfašská Huta — rudy. Geofond, Bratislava.
- VALACH, J. 1965: O možnosti existencie ďalších zrudnení v stredoslovenských neovulkanitoch. *Geologický průzkum*, 3, Praha.
- VALACH J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch v oblasti Vígfašská Huta — Kalinka. *Geol. Práce, Správy* 38, *Geol. Úst. D. Štúra*, 5—28. Bratislava.
- VALACH, J. 1973: Prognózne možnosti výskytu alunitov v stredoslovenských neovulkanitoch. *Geol. průzkum* 10,6, Praha, 167—170.
- ZIPSER, F. 1847: Néhány szó Kalinka kénbányáról. A magyar orvosok és természetvizsgálók, aug., Sopron.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—IV

Tab. I

Obr. 1-906/76, ZS-18. Topás na lomnej ploche monominerálnej topásovej hľuzy. Zväčš. 10 000x, foto Šebor; obr. 2-648/77, Pl-10. Topásová výplň dutiny v silicite. Zväčš. 4000x, foto Šebor; obr. 3-912/76, ZS-20. Idiomorfny kremeň rôznej veľkosti so stopami dorastania na lomnej ploche silicitu. Zväčš. 800x, foto Šebor; obr. 4-5065/76, SH-5. Beta modifikácia kremeňa na lomnej ploche silicitu. Zväčš. 2000x, foto Šebor.

Tab. II

Obr. 5-922/76, ZS-19. Argilizácia (pyrofylyt) silicitu. Zväčš. 3000x, foto Šebor; obr. 6-924/76, ZS-19. Pyrofylyt na lomnej ploche ilovca. Zväčš. 2600x; obr. 7-5064/76, ZS-19. Pyrofylyt, diaspor, kremeň v argilitizovanom silicite. Zväčš. 2000x, foto Šebor.

Tab. III

Obr. 8-1151/77, Pl-12. Argilizácia silicitu, pyrofylyt na prírastkových plochách kremeňa vo frakcii 6—20 μm . Zväčš. 5000x, foto Švec; obr. 9-2566/76, ZS-17. Kaolinit vo frakcii pod 2 μm . Zväčš. 3000x, foto

Šebor; obr. 10-1155/77, Pl-12. Dikit vo frakcii 6—20 μm . Zväčš. 10 000x, foto Švec; obr. 11-1088/77, St.-6. Monominerálna alunitová masa s náznakom tvorby sferolitov na lomnej ploche alunitizovaného silicitu. Zväčš. 600x, foto Švec.

Tab. IV

Obr. 12-1087/77, St.-6. Rôzne orientované kryštály alunitu na lomnej ploche alunitizovaného silicitu. Zväčš. 1500x, foto Švec; obr. 13-1089/77, St.-6. Prerastanie kremeňa alunitom na lomnej ploche alunitizovaného silicitu. Zväčš. 1500x, foto Švec; obr. 14-5048/76, P-3. Zunit na lomnej ploche silicitu. Zväčš. 1000x, foto Šebor; obr. 15-5050/76, P-3. Detail zunitu. Zväčš. 2000x, foto Šebor.

Magda Marková—Jaroslav Štohl

New data on solfataric formation at Kalinka — Víglašská Huta region

Summary

Hydrothermally altered area of various intensity at the Kalinka — Víglašská Huta, the Klokoč and the Stožok region of about thirty five square kilometres has been an object of interest for many geological generations for a long time. During previous century the great deal of the interest for this region had been essentially influenced by native sulphur mining. First geological data were particularly related to the Kalinka native sulphur deposit and to the period when this was under mining activity (F. Zips er 1847, K. Adler 1877, F. Szontág 1885).

Later until 1952 no exploration was done here. During the period 1952—1954 under leadership of J. Klubert detail exploration of the abandoned sulphur mine had been carried on. Next phase of the extensive exploration which covered almost all altered area took place during the period 1962—1964. These works were particularly aimed at the occurrences of hydroquartzites. The most important results have been obtained by the discovery of the well-defined geochemical anomalies Sn, Bi, Pb and Cu, which are associated with the zones of the secondary enrichment of silica and with the dioritic stocks (J. Valach 1965).

Recent investigation of V. Konečný and L. Dublan (1975), mainly by geological mapping of the altered area, has tried explain in more sample way its setting within the volcanic apparatus of the Javorie Mts. It was indicated that the altered area as a matter of fact represents central volcanic zone of this apparatus.

Our contribution in this paper is to clear up some problems related to the ore-forming processes, their spacetimegenesis, structure and mineralogy of the solfataric formation. The main attention is paid to the zones of silicification. The extension of the solfataric formation is probably bound by the ring collapse of the central volcanic zone. Hydrothermal alterations such as chloritization, sericitization, argillization and silicification obliterated primary nature and lithology of volcanics. Despite of the high degree of the alterations it is possible to recognize volcanoclastic and to the less extent volcano-sedimentary nature of the filling of the collapsed central zone. The manifestation of the solfataric activity to the great extent is bound to this zone. The setting of the volcanoclastic horizon is typically intravolcanic between the pyroxen and the hornblende andezite complexes. The association of the solfataric formation is represented by native sulphur, pyrite, gypsum, silica and the whole assemblage of the alumosilicate neominerals with intravolcanic pyroclastics partly subaqueous is a leading geological sign of the area under investigation.

The manifestation of the solfataric activity has been made possible to study at the localities of the secondary hydroquartzites which are as follows: the Banisko, the Skalka, the Pod Polomom and the Stožok. Their occurrences are strictly confined to the tectonic fault striking at south-west-west and north-east-east which is probably identical to the Pohorelá regional tectonic zone. Present hydroquartzite occurrences are regarded as possible feeding channels of the solfataric system. From these centers a lateral migration of hydrothermal solutions and gaseous exhalations within pyroclastic horizon is assumed. Quartz is the most frequent neomineral in altered volcanics. On the whole, for this replaced rock-type a term of hydroquartzite has been used. According to J. Valach (1965) the term „hydroquartzite“ is appropriate for a metasomatic siliceous rock which was originated by replacement of the intermediate and acidic volcanics by silica. Apart of the replacement rock-types there are silica sediments precipitated probably as geysirites. However, it is difficult to distinguish them from each other: especially when relict structures are missing. Therefore the term „silicites“ is used in this paper here which may cover both types (according to J. Petránek 1963 and J. Konta 1972).

Following association of neominerals were recognised at the Stožok, the Banisko and the Pod Polomom localities:

1. quartz (\pm accessories \pm ore minerals)
2. quartz, alunite
3. quartz, pyrophyllite, diaspore
4. quartz, topas
5. quartz, alunite, corundum, zunyite
6. quartz, native sulphur, alunite
7. quartz, gypsum (\pm native sulphur).

Together with mentioned basic minerals there are moreover ore minerals, pyrite, limonite, jarosite and minor zircon, rutile and anatase.

In this paper the attention is paid merely to the associations Nos. 1—6 where new minerals, not known at this area before are described. The association with native sulphur is going to be studied later on.

Most of the silicites have breccia texture either as a relict structure of the original crystalline lithoclastic tuffs, or as a primary structure of the endostratic breccia type, which were firstly brecciated and afterwards cemented into sinter crust. It is also possible that it is dealt with secondary filling of vesicles and small cracks by the silica of the different grain size, as a result giving them appearance of pseudobreccias. More rare are silicites of hornfels type which usually are massive with microcrystalline structures. Quartz grains are euhedral with grain-size varying from 5 to 600 μm . Apart of the modification of alpha—quartz there also is present shortly prismatic beta-quartz. (tab. II, fig. 3, 4.). Capped accretion within poorly consolidated silicites is typical, moreover emphasized by introducing of the clayey matter along the individual accretion layers.

Quartz-alunite association

Alunite together with quartz is a more wide-spread mineral. Alunite content in silicites may vary between 10 to 70 per cent. It forms veinlets, nets, porphyroblasts and also may fill vesicles and cavities. No alunite was found chemically precipitated in lacustrine environment as it is known at the locality Dekýš (K. Karolus—E. Karolusová 1969, J. Forgáč 1972, M. Marková 1977).

The highest concentration of alunite has been confirmed at the locality Stožok, in contrast to the locality Pod Polomom where no alunite occur. Forms of the occurrence of alunite and the association of accompanying minerals such as zunyite, corundum, kaolinite, gypsum and according to J. Valach 1964 and L. Cavarová 1974 pyrophyllite and diaspore too, indicate a great stability within different physical and chemical environments. Alunite has been identified by X-ray analysis (tab. 1) and DT analysis. Morphology of alunite crystals is remarkably well seen at photos by SEM.

Quartz-pyrophyllite

Association with minor dickite, kaolinite (P1. III, fig. 9, 10, P1. II, fig. 5, 6, 7) and diaspore is developed in the argillaceous silicites facies near Pod Polomom. Pyrophyllite fills small fissures and as well as partly replaces quartz matrix along accretion zones of the euhedral quartz crystals (P1. III, fig. 8) X-ray analysis of pyrophyllite and diaspore are shown at tab. 2, 3 and DTA analysis. Morphology of the crystals of pyrophyllite, kaolinite and dickite are indicated at SEM (Plates II, fig. 5, 6, 7; IV, fig. 8, 9, 10).

Quartz-topaz association

This was encountered in several specimens at the Pod Polomom quarry. Topaz usually forms filling of small cavities within silicites in form of nodules and vesicle fillings, as well as matrix cement within aleurites. Topaz is developed in form of tiny tabular crystals varying in size from tenth μm to several μm . It is soft and plastic. Mineral was identified by Y-ray (tab. 4). DTA — fig. 3, 4 indicates welldefined endothermal effect at 1200°C. The habit of the needle-shaped and tabular crystal is shown at SEM tab. I, fig. 1, 2.

Chemical analysis of topaz has recorded 28,46 per cent of SiO_2 , 53,07 per cent of Al_2O_3 and 16,78 per cent of F.

Topaz is similar to that one described by T. G Radonova and B. Karadžova (1968). Both have silimilair occurrence (secondary quartzite of the Rhodopy Mts.), similar composition and habit.

Quartz-zunyite association (\pm alunite \pm corundum)

It was identified for the first time at the Šafranička — Poľana locality. Zunyite was confirmed by X-Ray and DTA (see tab. 5, DTA — ffig. 7). Mineral habit is shown at SEM photographs (see Pl. IV, fig. 14, 15). Optic properties, refractive index (1,58) and specific gravity $2,949 \pm 0.006$ correspond to zunyite and not to dillnite, which occurs in similar countryrocks in Banská Belá and was described by J. Konta. Zunyite has been also found in small amount in specimens Nos. SH-4 and SH-3, together with alunite and corundum at the Banisko locality. New data concernig mineralogical and petrological study of the solfataric formation of the region Kalinka — Viglašská Huta and Stožok are sumarized in table No. 6 which shows semiquantitative participation of minerals. It follows from this table, that the association of minerals form certain mineral zoning facies: 1. Quartz-alunite facies (the Stožok locality); 2. Monosilicites facies (silica sand at the quarry Pod Polomom, exposures at the Polom — west locality and the Skalka locality); 3. Argillaceous silicites facies with pyrophyllite, kaolinite, dickite and diaspore at the quarry Pod Polomom; 4. Quartz-topaz facies at the quarry Pod Polomom, which extension is not known up to now and 5. Quartz-alunite-sulphur-corundum, zunyite in the neighbourhood of the Viglašská Huta—Kalinka village.

Succession of the facies theoretically corresponds to the natural increase of the temperature, the highest temperature is assumed to be connected with the facies No. 5 where together with quartz and alunite corundum and zunyite come into composition.

It seems probably that the temperature increases to the South-West, that means from the Stožok to the old sulphur mine. This trend is related to the depth of the erosional penetration. The deepest erosional penetration it is supposed to be at the region of Kalinka—Viglašská Huta, where intrusive complex of dioritic composition is exposed. J. Valach (op. cit.) noted the existence of high-temperature aureole around these intrusive stocks, which comprises pyroxene, actinolite and biotite together with ore minerals pyrite, pyrrhotine and magnetite. It is assumed that this association is in no relation with later solfataric processes.

Two separate mineral and alteration processes are supposed to be present in the area investigated: 1. Diorite intrusives with high temperature mineral association as and older mineralization phase. 2.

Solfataric formation which is superimposed upon the previous. It is postulated from the above that before the formation of solfataras an essential upheaval of the central volcanic zone had taken place here. This must have been followed by considerable erosion.

C. Stanciu (1973) in the caldera Calimani (Calimani—Gurghiu—Harghita Mts.) describes a similar geological pattern. The older base metal mineralization phase is genetically bound with microdiorite and diorite stocks. Younger phase is formed by the extremely acidic solutions and give rise chiefly to the chloritization, argillization and to the great extent to the silicification which comes together with the native sulphur deposit, alunite, gypsum, pyrite and limonite.

The results of semiquantitative and quantitative spectrographic analysis have confirmed previously stated mineralogical analysis. Lithogeochemistry of thirty specimens for Sn, Mo, Bi, Ag, Pb, Zn, Cu was done. The Pod Polomom locality is characteristic by deficite of K-Al and by increased Sn and Mo content compared to the other localities. Here no alunite was found. The highest content of Sn (275 p. p. m.) is confined to the topaz bearing silicites. It is concluded a paragenetical relationship between them. The contents of Pb, Zn and Cu have approximately clark values with few exeptions with values as high as 100 p.p.m. Zinc compared to lead is found in lesser amounts which might be explained by its greater migration capability within the oxidation zones.

Explanation: of text-figures 1—3:

Fig. 1 Volcanotectonic scheme of the Javorie central zone (according to V. Konečný) 1-altered zone as a whole; 2-hydroquartzite localities; 3-diorite intrusions; 4-layers of iron breccias; 5-unaltered, dominantly pyroxen andesites; 6-sediments of upper Levantinian; 7-extrusions of pyroxen-hornblende andesites; 8-association of neominerals at hydroquartzite, localities (1-quartz, 2-alunite, 3-pyrophyllite, 4-kaolinite, 5-dickite, 6-diaspore, 7-topaz, 8-zunyite, 9-corundum, 10-gypsum, 11-native sulphur); 9-tectonic boundary of altered zone; 10-transversal tectonic fault; 11-tectonic line of hydroquartzite occurences; 12-boreholes; 13-abandoned old mines; 14-dumps; 15-quarries.

Fig. 2 Log of P-6 borehole in interval of solfataric formation.

1-pyroxen andesite; 2-agglomerates; lithoclastic andesite tuffs; 3-lithoclastic psamitic tuffites with aleuritic matrix; 4-footwall hornblende andesites; 5-blocks of hornblende andesite in tuffites.

Fig 3 Diagramm of semiquantitative spectrographic analysis of hydroquartzites.

Derivatographical analysis of samples (fig. 1—7); Analytik: A. Maretová

Fig. 1 -Alunite, sample St-6. Weight of sample 1150 mg, sensitivity TG 1000 mg, loss of weight 37,5 %. Fig. 2-Diaspore, pyrophyllite, sample ZS-19. Weight of sample 1140 mg, sensitivity TG 200 mg, loss of weight 6,7 %. Fig. 3-Topaz, sample Pl-8. Weight of sample 310 mg, sensitivity TG 50 mg, loss of weight 16,2 %. Fig. 4-Topaz, sample ZS-18. Weight of sample 250 mg, sensitivity TG 50 mg, loss of weight 17,6 %. Fig. 5-Alunite, sample K-3, Weight of sample 1080 mg, sensitivity TG 500 mg, loss of weight 29,3 %. Fig. 6-Kaolinite, dickite sample Pl-12. Weight of sample 1257 mg, sensitivity TG 200 mg, loss of weight 13,3 %. Fig. 7-Zunyite, sample P-3. Weight of sample 1540 mg, sensitivity TG 500 mg, loss of weight 15,6 %.

Explanation of plates I—IV

Pl. I

Fig. 1-906/76, ZS-18. Topaz on the fracture plane of the monomineral topaz nodule. Magnified 10 000x, photo Šebor; fig. 2-648/77, Pl-10. Topaz filling of the cavity in silicite. Magnified 4000x, photo Šebor;

fig. 3-912/76, ZS-20. Euhedral quartz of different size with traces of accretion along the fracture plane of silicite. Magnified 800x, photo Šebor; fig. 4-5065/76, SH-5. Beta quartz on the fracture plane of silicite. Magnified 2000 x, photo Šebor.

Pl. II.

Fig. 5-922/76, ZS-19. Argillization (pyrophyllite) of silicite. Magnified 3000x, photo Šebor; fig. 6-924/76, ZS-19. Pyrophyllite on the fracture plane of the argillite. Magnified 2600x, photo Šebor; fig. 7-5064/76, ZS-19. Pyrophyllite, diaspore and quartz in argillized silicite. Magnified 2000x, photo Šebor.

Pl III

Fig. 8-1154/77, Pl-12. Argillization of silicite, pyrophyllite on accretion planes of quartz in 6-20 μm fraction. Magnified 5000x, photo Švec, fig. 9-2544/76, ZS-17. Kaolinite in fraction under 2 μm . Magnified 3000x, photo Šebor; fig. 10-1155/77, Pl-12. Dickite in 6-20 μm fraction. Magnified 10 000x, photo Švec; fig. 11-1088/77, St-6. Monomineral alunite mass with indication of spherulite — forming on the fracture plane of alunitized silicite. Magnified 600x, photo Švec.

Pl. IV

Fig. 12-1087/77, St-6. Various orientation of alunite crystals on the fracture plane of alunitized silicite. Magnified 1500x, photo Švec; fig. 13-1089/77, St-6. Replacement of quartz by alunite along fracture plane of alunitized silicite. Magnified 1500x, photo Švec; fig. 14-5048/76, P-3. Zunyite on the fracture plane of silicite. Magnified 1000x, photo Šebor; fig. 15-5050/77, P-3. Detailed view of zunyite. Magnified 2000x, photo Šebor.

Translated by J. Štohl

Магда Маркова—Ярослав Штол

Некоторые новые сведения о сольфатаровой формации в области Калинка—Вигляшка Гута

Вывод

Зона различно интенсивного гидротермального преобразования на площади около 35 km^2 в области Калинка—Вигляшка Гута, Клокоч и Стожок являлась и все еще является предметом интереса многих геологов. В прошлом веке этот интерес был вызван добычей самородной серы в Калинке. С того времени сохранились первые сведения о геологическом строении и условиях залегания, в особенности, из области М. Калинка (F. Zipser 1847, K. Adler 1877, F. Szontág 1885).

В последнее время здесь были осуществлены два этапа разведки. Й. Клуберт (J. Klubert 1955) исполнял геологоразведочные работы в 1952—1954 гг. Работы в этом этапе сосредоточивались прямо на месторождение серы в Калинке. В 1962—1964 гг. Й. Валах комплексно исследовал всю гидротермально измененную зону. Эти работы были направлены, в особенности, на местонахождение гидрокварцитов. Наиболее важным результатом этого этапа являлось установление выразительных геохимических аномалий Sn, Mo, Bi, Pb и Cu, а также подтверждение малых интрузий диоритового состава.

На современном этапе исследований была проверена позиция гидротермальной зоны в связи с новой моделью вулканологического и вулканотектонического строения горного кряжа Яворие (V. Konečný, L. Dublan 1975). Зона интенсивных гидротермальных изменений связана с цен-

тральной вулканической зоной вулканического аппарата горного *кряжа* Яворие. В представленной работе стараемся разъяснить некоторые новые аспекты рудообразования генезиса, структуры, возраста, распространения и состава сольфатаровой формации, особенно обращая внимание на зоны силицификации.

Минералогия зоны вторичных силицитов

Наиболее изобильным вторичным минералом в центральной части гидротермально измененных неовулканитов в области Калинка–Вигляшка Гута, Клокок и Стожок является кварц. В качестве общего названия этих горных пород употребляется термин «гидрокварцит», определенный по Й. Валаху (J. Valach 1964) как «гидротермально–метасоматическая порода, возникшая в результате преобразования вулканических (среднеосновных и кислых) горных пород». Ввиду того, что к таким породам относятся кроме метасоматических пород также породы, образованные вследствие химического выпадения в осадок из раствора в виде гейзиритов которые при отсутствии реликтовых структур трудно различить друг от друга, употребляем для этих пород общее название силицит (в смысле работ Я. Петранка И. Й. Конты – J. Petránek 1963, J. Konta 1972).

На местонахождениях в области с. Стожок, Баниско и в карьере в п. Под Поломом были нами найдены следующие ассоциации минералов:

1. кварц (\pm акцессории \pm рудные минералы);
2. кварц, алуниит;
3. кварц, пиррофиллит (\pm каолинит \pm диккит);
4. кварц, пиррофиллит, диаспор;
5. кварц, топаз;
6. кварц, алуниит, зуниит, корунд;
7. кварц, сера, алуниит;
8. кварц, гипс (\pm сера).

К упомянутым основным минералам приступают еще рудные минералы пирит, лимонит, ярозит, и малое количество циркона, рутила, анатаза.

Представленная работа посвящена изучению минералов ассоциаций 1–6, в которых появляются неописанные или же на наших местонахождениях пока не найденные минералы. Пропущены ассоциации с серой, которые будут предметом наших дальнейших изучений.

Большая часть силицитов обладает брекчиевой структурой, или в качестве реликтовой структуры первоначальных кристаллолитокластических туфов, или же в качестве первичной структуры типа «эндостратических брекчий», т. е. в результате раздробления и вторичного сцементирования силицитов выполнением пор и трещин кварцем отличающейся зернистости и структуры. Более редки однородные, пористые или плотные, микрокристаллические структуры типа роговиков. Зерна кварца обладают идиоморфным обликом, крупностью 5–600 μ m, кроме альфа-модификации встречается тоже короткопризматическая бета-модификация. В неуплотненных силицитах характерно гвоздеобразное прирастание колпачный кварц, ярко выраженное втеканием глинистой массы между отдельные пластинки прирастания.

Кварцево-алуниитовая ассоциация

Алуниит является наряду с кварцем наиболее распространенным минералом. Силициты с алуниитом содержат 10–70 % алуниита. Он образует жилки, нодулы, порфиробласты, или же выполняет поры и пустины. Не был нами найден алуниит, происходящий из химических осадений, который известен с местонахождения Декиш (K. Karolus—E. Karolusová 1969, J. Forgáč 1972, M. Marková 1977). Самая большая концентрация алуниита имеется на местонахождении Стожок, тогда как в карьере Под Поломом не был он установлен. Формы появления алуниита и ассоциация

сопровождающих минералов зуниита, корунда, каолинита, гипса, пирофиллита и диаспора свидетельствуют о большой устойчивости алунита в разных физико-химических условиях. Алунит был идентифицирован при помощи рентгеноанализа и дифференциально-термического анализа. Морфология кристаллов алунита ярко изображена на снимках сканирующего электронного микроскопа.

Кварцево-пирофиллитовая ассоциация (с каолинитом, диккитом и диаспором)

развита в фации аргиллизированных силицитов в карьере около п. Под Поломом. Сопровождающими минералами являются кроме кварца каолинит, диккит, слюдяные минералы и диаспор. Пирофиллит образуется на стенках трещин, замещающая частично кварцевую основную массу вдоль зон прирастания идиоморфных кристаллов кварца.

Кварцево-топазовая ассоциация

была найдена в силицитах в карьере Под Поломом в нескольких пробах, а именно в качестве мономинерального топазового выполнения пустот в силицитах, в качестве нодул, и выполнения пор в силиците, а также тонкозернистой цементирующей массы в неуплотненном кварцевом песчистом алеврите. Топаз образует мелкие таблитчатые кристаллы крупностью с десятых $\mu\text{м}$ до нескольких $\mu\text{м}$; горная порода мягка, пластична. Минерал был идентифицирован при помощи рентгеноанализа, дифференциально-термического анализа с выразительным эндотермическим эффектом при 1200°C . Морфология таблитчатых и игольчатых кристаллов была подтверждена снимками на сканирующем электронном микроскопе. Химический анализ топаза показывает 28,46, SiO_2 , 53,07 Al_2O_3 и 16,78 % F. Своей морфологией и химическим составом упомянутое появление топаза совпадает с топазом, описанным Т. Г. Радоновой и Б. Караджовой (1968) в подобных генетических условиях в т. наз. вторичных кварцитах Среднегорья у южной подошвы горного кряжа Родопи.

Кварцево-зуниитовая ассоциация (с алунитом и корундом)

Впервые она была установлена в пробе Р-3 с горы Поляна на месторождении Шафраничка. Зуниит был идентифицирован при помощи рентгеноанализа и дифференциально-термического анализа. Оптические свойства, индекс преломления (1,58) и удельный вес ($2,949 \pm 0,006$) соответствуют зунииту, а не дилльниту, появление которого в подобных породах в окрестностях с. Банска Бела описано Й. Контой. Оптически зуниит был установлен в малом количестве тоже в пробах с м. Баниско в ассоциации с алунитом и корундом.

Из основных сведений, полученных минералогическо-петрографическим изучением сольфатаровой формации в области Калинка-Вигляшка Гута и Стожок, вытекает, что ассоциации минералов образуют пространственные фациальные типы: 1. кварцево-алунитовую фацию, распространенную в окрестностях с. Стожок; 2. фацию более или менее чистых силицитов, в которых относятся пески в карьере около п. Под Поломом и скאלальные выходы на Полеме и Скалке; 3. фацию аргиллизированных силицитов с пирофиллитом, каолинитом, диккитом и диаспором в карьере около п. Под Поломом; 4. кварцево-топазовую фацию, развитую в карьере около п. Под Поломом, распространение которой пока неизвестно; 5. кварцево-серно-алунитовую фацию с сопровождающими минералами корундом и зуниитом в окрестностях с. Вигляшка Гута – Калинка.

Теоретически эта последовательность соответствовала бы тоже нарастанию термальности, т. е.

термально высшая должна быть 5-ая фация, в которой кроме кварца, алунита и серы появляются корунд и зуннит.

Кажется, что термальность нарастает в юго-западном направлении, т. е. от с. Стожок к серным рудникам. Этот тренд соответствует тоже глубине эрозионного среза изучаемой области. Наиболее глубокий срез предполагается в области Калинки, где на дневную поверхность выходят малые интрузивные штоки диоритового состава, вызывающие ореол высокотермальных изменений. Й. Валах описал ассоциацию биотит–актинолит–пироксен–эпидот, появляющуюся наряду с пиритом, пирротином и магнетитом. Последние необязательно связаны с сольфатарными, относительно более низкими термальными изменениями.

Предполагаем два во времени различные процесса изменений и минерализации: 1. интрузии диоритовой магмы с образованием высокотермальной ассоциации минералов как более ранний минерализационный этап; 2. сольфатаровую формацию, наложенную на более древнюю, как более поздний минерализационный этап. Это значит, что до возникновения сольфатаровой формации обязательно произошли вертикальные движения в центральной вулканической зоне и значительная эрозия более древнего вулканического комплекса.

Подобные отношения описаны в работе К. Станчу (S. Stanciu 1973) в кальдере Калимани в горном кряже Калимани – Гургио – Харджита. Более древняя фаза изменения генетически связана со штоками микродиорит–диоритов. Более поздняя фаза образована из крайне кислых растворов и вызывает хлоритизацию, аргиллизацию и, в особенности, силицификацию, связанную с месторождением самородной серы с алунитами, гипсами, пиритами и лимонитами.

Результаты спектральных анализов совпадают с результатами минералогических анализов. Литогеохимически были исследованы элементы, которые при почвенной металлометрии, проведенной Й. Валахом, явились аномальными (Sn, Mo, Bi, Ag, Pb, Zn, Cu). Местонахождение силицитов Под Поломом характерно понижением K и Al, а повышенными содержаниями Sn и Mo. В отличие от других местонахождений в минералогическом отношении не был установлен в силицитах алунит. Высшие содержания Sn ((225 ppm) связаны с породами с топазом, из чего заключаем, что они связаны генетически.

Содержания Pb, Zn, Cu показывают преимущественно околоскарповые величины, несмотря на несколько исключений с величинами свыше 100 ppm. Zn появляется преимущественно в более низких концентрациях, что можно объяснить его более выразительной миграционной способностью в зоне окисления.

Пояснения к рисункам 1—3

Рис. 1 Вулканотектоническая схема центральной зоны горного кряжа Яворие

1–гидротермально преобразованная зона в целом, 2–местонахождения гидрокварцитов, 3–интрузии диоритов, 4–толщи железистых брекчий, 5–свежие, преимущественно пироксеновые андезиты, 6–отложения верхнего леванта, 7–экструзии пироксеново-амфиболовых андезитов, 8–ассоциации минералов на местонахождениях гидрокварцитов (1–кварц, 2–алунит, 3–порофиллит, 4–каолинит, 5–диксит, 6–диаспор, 7–топаз, 8–зуннит, 9–корунд, 10–гипс, 11–сера), 9–тектоническая граница преобразованной зоны, 10–поперечные тектонические разломы, 11–тектоническая линия появлений гидрокварцитов, 12– буровые скважины, 13–бренвные горные выработки, 14–отвалы, 15–карьеры.

Рис. 2 Профиль вуровой скважины П-6 в участке распространения сольфатаровой формации

1–пироксеновый андезит, 2–агломераты, литокластические андезитовые туфы, 3–литокластические псаммитовые туффиты с алевроитовым цементирующим веществом, 4–подстилающие амфиболовые андезиты, 5–блоки амфиболовых андезитов в туффитах.

Рис. 3 Диаграмма полуколичественных спектральных анализов гидрокварцитов.

Дериватографические анализы проб (fig. 1—7); Аналитик А. Мареттова

Фиг. 1 Алунит, проба St—6. Навеска 1150 мг, чувствительность TG 1000 мг, потеря 37,5 %. Фиг. 2 Диаспор, пирофиллит, проба ZS—19. Навеска 1140 мг, чувствительность TG 200 мг, потеря 6,7 %.

Фиг. 3 Топаз, проба Pl-8 Навеска 310 мг, чувствительность TG 50 мг, потеря больше 16,2 %.

Фиг. 4 Топаз, проба ZS-18. Навеска 250 мг, чувствительность TG 50 mg, потеря 17,6 %. Фиг. 5 Алунит, проба К-3. Навеска 1008 мг, чувствительность TG 500 мг, потеря 29,3 %.

Фиг. 6 Каолинит, диксит, проба PL-12. Навеска 1257 мг, чувствительность TG 200 мг, потеря 13,3 %. Фиг. 7 Зуннит, проба P-3. Навеска 1540 мг, чувствительность TG 500 мг, потеря 15,6 %.

Пояснения к таблицам I—IV

Табл. I

Фиг. 1 906/76, ZS-18. Топаз на плоскости излома мономинерального топазового нодула Увел. в 10 000 раз, фото Šebog.

Фиг. 2 648/77, Pl-10. Топазовое выполнение полости в силиците. Увел. в 4000 раз, фото Šebog.

Фиг. 3 912/76, ZS-20. Идиоморфный кварц разной крупности со следами прирастания на плоскости трещины силицита. Увел. в 800 раз, фото Šebog.

Фиг. 4 5065/76, SH-5. Бета-модификация кварца на плоскости трещины силицита. Увел. в 2000 раз, фото Šebog.

Табл. II

Фиг. 5 922/76 ZS-19. Аргиллизация (пирофиллит) силицита. Увел. в 3000 раз, фото Šebog.

Фиг. 6 924/76, ZS-19. Пирофиллит на плоскости трещины глинистой породы. Увел. в 2600 раз.

Фиг. 7 5064/76, ZS-19. Пирофиллит, диаспор, кварц в аргиллизованном силиците. Увел. в 2000 раз, фото Šebog.

Таб. III

Фиг. 8 1151/77, Pl-12. Аргиллизация силицита, пирофиллит на плоскостях прирастания кварца во фракции 6–20 μm. Увел. в 5000 раз, фото Švec.

Фиг. 9 2566/76, ZS-17. Каолинит во фракции ниже 2 μm. Увел. в 3000 раз, фото Šebog.

Фиг. 10 1155/77, Pl-12. Диксит во фракции 6–20 μm. Увел. в 10 000 раз, фото Švec.

Фиг. 11 1088/77, St-6. Мономинеральная алунитовая масса с намеком образования сферолитов на плоскости излома алунитизированного силицита. Увел. в 600 раз, фото Švec.

Табл. IV

Фиг. 12 1087/77, St-6. Разноориентированные кристаллы алунита на плоскости излома алунитизированного силицита. Увел. в 1500 раз, фото Švec.

Фиг. 13 1089/77, St-6. Проращение кварца алунитом на плоскости излома алунитизированного силицита. Увел. в 1500 раз, фото Švec.

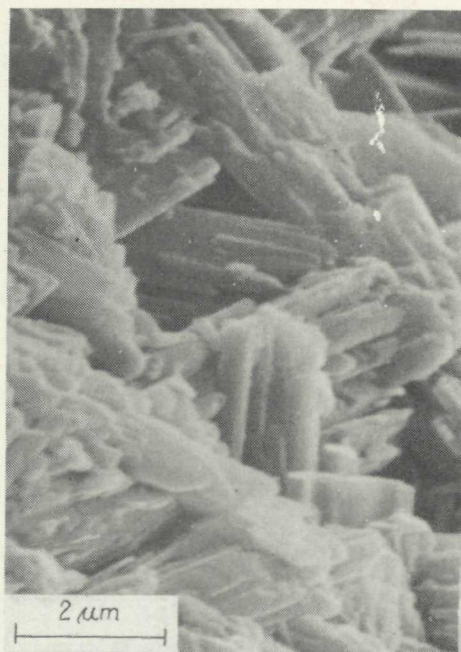
Фиг. 14 5048/76, P-3. Зуннит на плоскости излома силицита. Увел. в 1000 раз, фото Šebog.

Фиг. 15 5050/76, P-3. Деталь зуннита. Увел. в 2000 раз, фото Šebog.

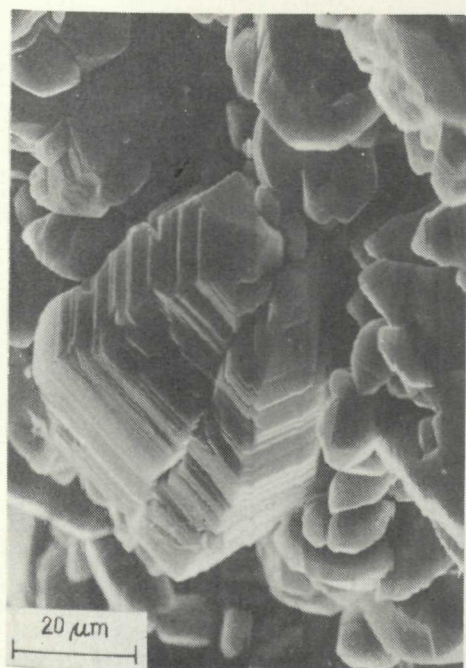
Перевод: А. Kříž.



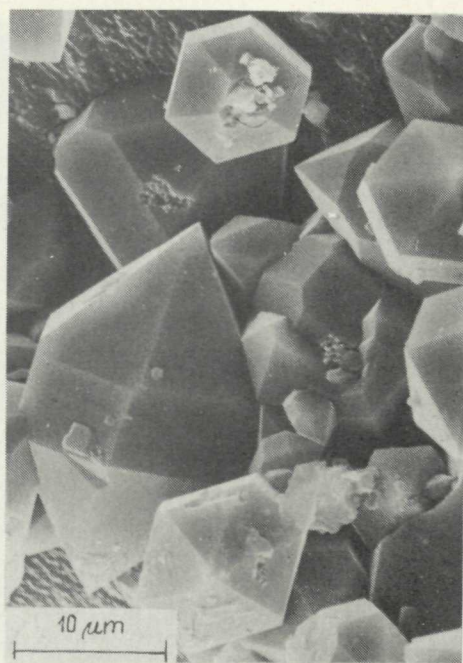
1



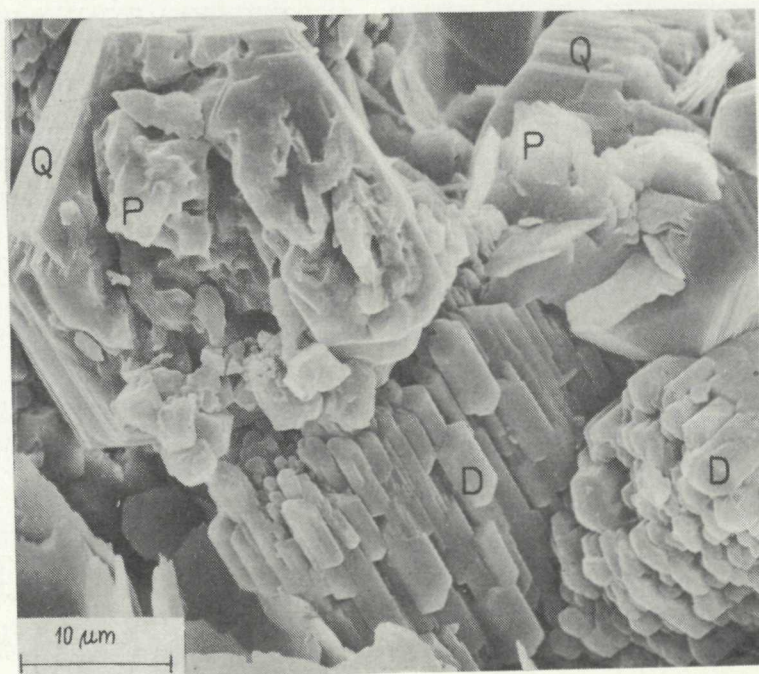
2

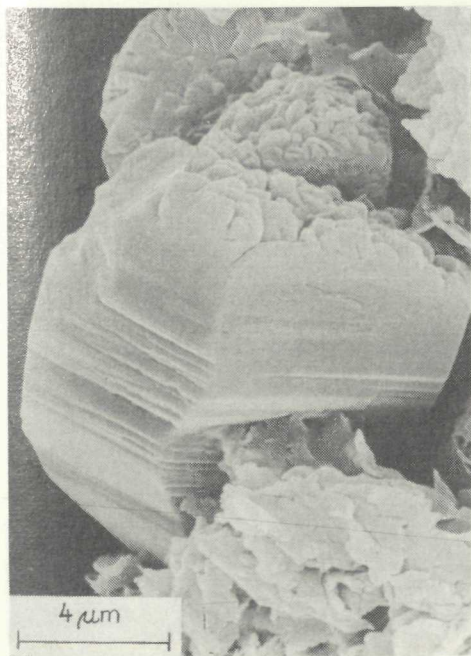


3



4

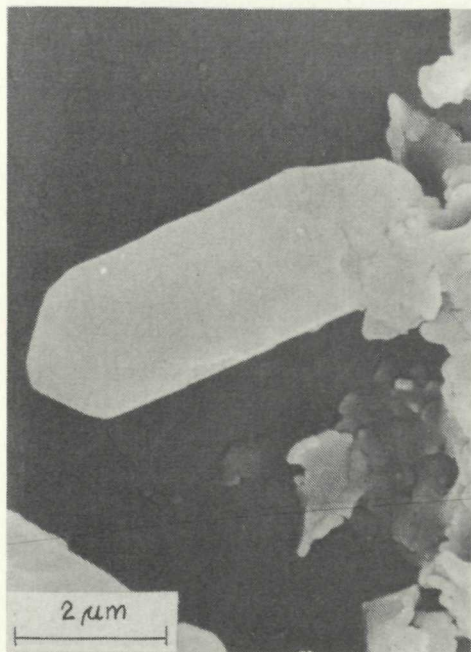




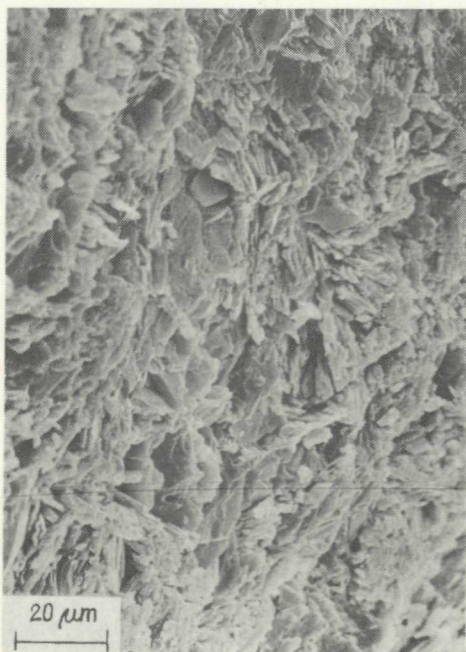
8



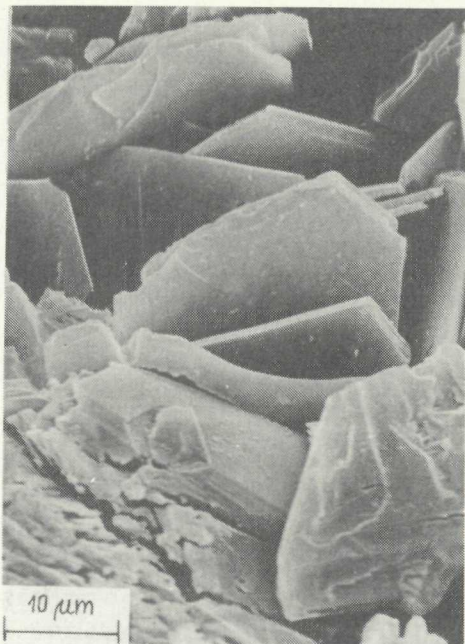
9



10



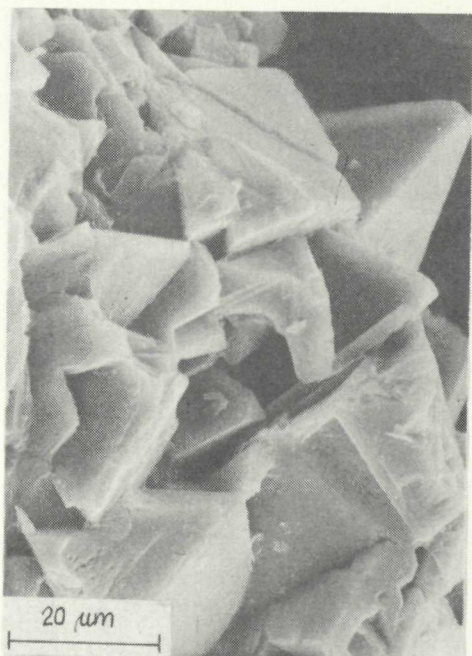
11



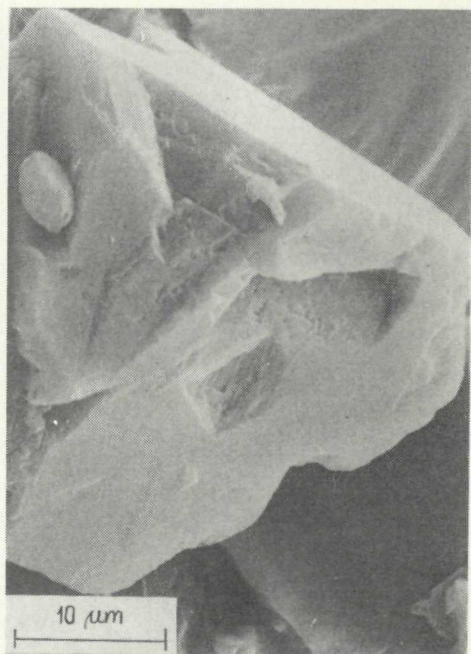
12



13



14



15

Karol Karolus—Eva Karolusová

Petrológia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Pohronskom Inovci

7 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Abstract. In the Štiavnické pohorie and Považský Inovec mountains are volcanic rocks mostly composed of hornblendes, pyroxenes and biotites. They are andesites, pumiceous tuffs and ignimbrites. The authors summarize the results of genetical correlation of the rocks based on mineralogical-petrographical composition and on stratigraphical and spatial position of the three types of rocks.

Úvod

Reoignimbrity, ignimbrity a sprievodné pemzové tufy sú v Pohronskom Inovci a na západných svahoch Štiavnického pohoria značne rozšírené. Po mineralogicko-petrografickej stránke sa vyznačujú špecifickým minerálnym zložením. Ich najcharakteristickejšou minerálnou asociáciou sú drobné, makroskopicky dobre viditeľné pyroxény, amfiboly a biotity.

Okrem vyššie menovaných hornín sa spolu s nimi zriedkavejšie vyskytujú i horniny podobného zloženia ako reoignimbrity, avšak sú viditeľne hrubozrnnejšie. Podľa mineralogicko-petrografického zloženia odpovedajú andezitom typu pyroxén-amfibol-biotit.

Ich mineralogicko-petrografické zloženie, blízka geologicko-stratigrafická pozícia a vzájomná spätosť poskytujú možnosť podrobiť ich vzájomnej genetickej korelácii aj pomocou podrobnejších petrologických a petrochemických analýz. Z ich priestorového rozloženia vyplývajú tiež základné zákonitosti rozšírenia, vzniku a vývoja v pôvodnom morfoloģickom pláne tejto časti stredoslovenskej neovulkanickej oblasti.

Výsledky štúdií potvrdili, že po mineralogicko-petrografickej stránke predstavujú reoignimbrity, ignimbrity a sprievodné pemzové tufy samostatnú genetickejšiu asociáciu. Odpovedá to tiež ich geologicko-stratigrafickej pozícii. I andezity majú síce veľmi blízke geologicko-stratigrafické postavenie k horninám ignimbritovej asociácie, avšak nepatrne sa od seba líšia chemickým zložením porfyrických výrastlíc. Dost odlišnú pozíciu voči horninám ignimbritovej asociácie má andezit, ako o tom svedčí

nový petrochemický prepočet podľa A. Rittmanna a začlenenie podľa Streckeisenovej klasifikácie.

V otázkach genézy a mechanizmu vzniku hornín ignimbritových erupcií sa autori v predkladanej práci stotožňujú s interpretáciami A. Rittmanna (1960, 1962).

Geologicko-stratigrafická pozícia

Horniny asociácie ignimbritového vulkanizmu sa nachádzajú v Pohronskom Inovci a na západných svahoch Štiavnického pohoria; čo do rozsahu nie sú vzájomne rovnomerne zastúpené (obr. 1). Najmenej sú rozšírené reoignimbrity; najrozšírenejšie sú ignimbrity a pemzové tufy, no ich priestorové rozloženie je v podstate odlišné.

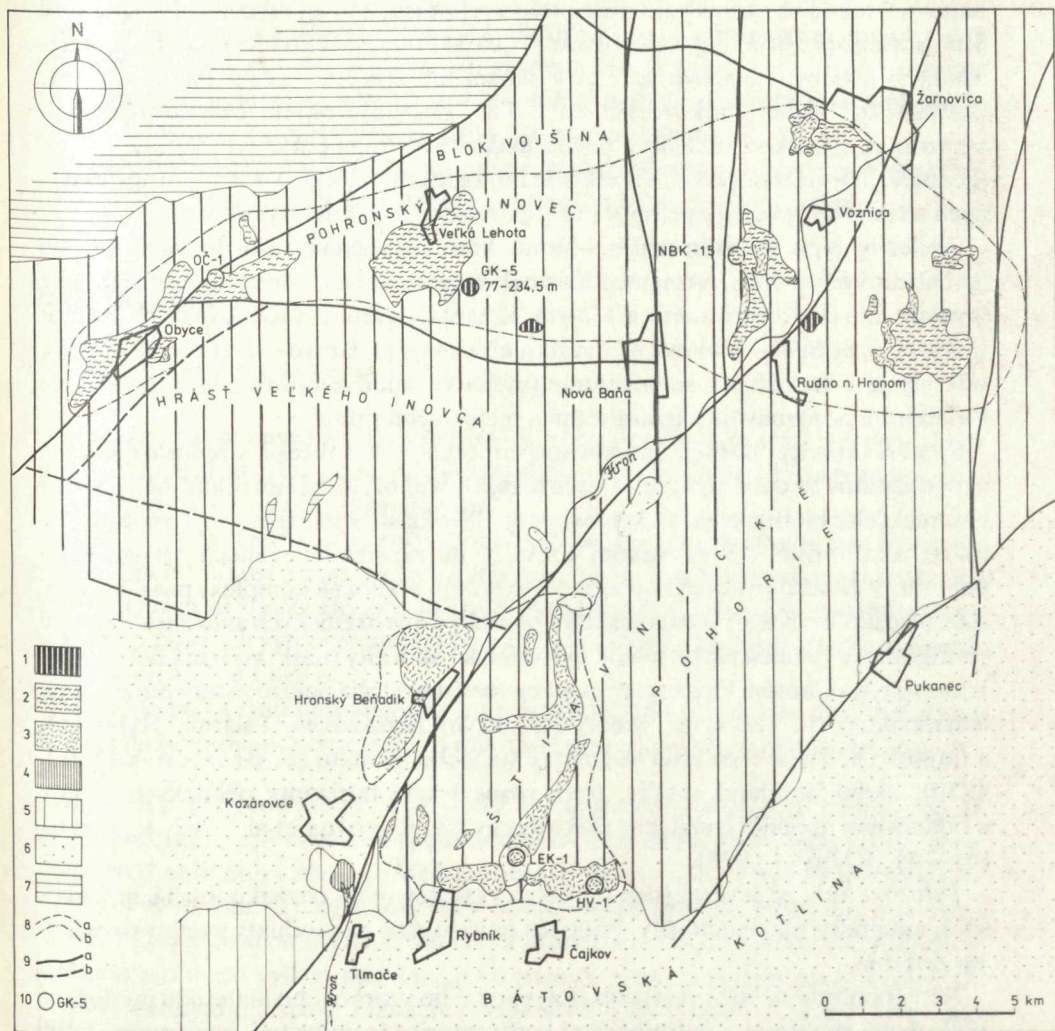
Reoignimbrity sú odkryté v malom opustenom kameňolome pri Rudne nad Hronom, ďalej na južných svahoch Sedlovej skaly, v sedle medzi Sedlovou skalou a Viničným vrchom východne od Novej Bane a vo vrte GK-5 (hĺbkový interval 70—235,5 m) pri osade Chotár juhovýchodne od Veľkej Lehoty. Väčšie rozšírenie reoignimbritov nie je vylúčené a predpokladá sa, že môžu byť prikryté mladšími vulkanickými produktmi, hlavne však samotnými ignimbritmi.

Ignimbrity sú odkryté oveľa hojnejšie, ale aj tak ich dnes možno sledovať už len vo forme izolovaných zvyškov pôvodne viac-menej súvislého príkrovu nachádzajúceho sa medzi stykovou časťou Pohronského Inovca a Tribča na západe a považanskou poruchou (resp. tiež na území východne od poruchy — osobná informácie J. Šaláta a L. Rozložníka 1964) v Štiavnickom pohorí na východe. Väčšie telesá ignimbritov sa vyskytujú na hrebeni Veľkého Žiaru, Drastvice, Vavrišovej, v okolí Rudna nad Hronom, na východných stráňach a v sedle Hája a Drienča pri Novej Bani, na kopci Kalvária pri Žarnovici, v širšom okolí Veľkej Lehoty a konečne v pásme medzi Jedľovými Kostolanmi, Obycami a Machulincami na západnom okraji Pohronského Inovca (K. Karolus et al. 1967, K. Karolus—E. Karolusová 1975).

Predpokladaný, pôvodne mohutný ignimbritový príkrov je predĺžený východo-západne približne na vzdialenosť 25 km, v šírke asi 2—5 km (najširšie sa javí medzi Novou Baňou a Žarnovicou — 7 km).

Hrúbka ignimbritov nie je všade rovnaká. Na niektorých miestach sú ignimbrity prikryté mladšími pyroxenicko-andezitovými produktmi, inde vychádzajú na povrch, kde sú erodované a denudované na rôznu úroveň. Ich najväčšia hrúbka je dnes známa z masívu Veľkého Žiaru východne od Rudna nad Hronom, kde dosahuje cca 273 m.

Ignimbrity sú masívne, nie sú vrstevnaté; ich subhorizontálnu polohu dokumentujú charakteristické esovité, strapčekovité, viazaničkovité, plamienkovité (fiame)



Obr. 1 Schéma rozšírenia produktov ignimbritových erupcií v Pohronskom Inovci a v Štiavnickom pohorí. Zostavil K. Karolus 1-reoignimbrity; 2-ignimbrity; 3-pemzové tufy; 4-andezity typu pyroxén-amfibol-biotit od Kozárovce; 5-neovulkanity vcelku; 6-neogénne sedimenty vcelku; 7-predvulkanické podložie vcelku; 8-predpokladané rozšírenie: a-pemzových tufov; b-ignimbritov; 9-tektonické línie: a-zistené; b-predpokladané; 10-vrty.

alebo i šošovkovite tvarované sklovité časti lávy, farebne kontrastujúce s ostatnou hmotou (esovite formované sklo je hnedé až smolne čierne, ostatná hmotá je svetlejšia, žltohnedá až sivohnedá).

Pemzové tufy sa vyskytujú spolu s ignimbritmi v menšej miere v priestore medzi pcvážanskou poruchou a západným okrajom Pohronského Inovca. Avšak ich

najväčšie telesá sa nachádzajú mimo tohto priestoru, a to na juhozápadnej periférii Štiavnického pohoria; nepatrne zasahujú tiež do Pohronského Inovca alebo Kozmálovských kopcov. Pemzové tufy sú v staršej literatúre a v praxi známe ako tzv. „beňadické“ alebo „čajkovecké“ tufy. Tufy obsahujú okrem charakteristických pemzových úlomkov lokálne i pevné andezitové fragmenty, prevažne 2—5 cm, ojedinele 10—20 cm veľké. Na základe litologického zloženia a štruktúrno-textúrnych znakov sa považujú pemzové tufy za typické explozívne produkty.

Andezity typu pyroxén-amfibol-biotit, ktoré nepočítame do asociácie hornín ignimbritových erupcií, poznáme z Kozmálovských kopcov, kde vystupujú ojedinele v pásme medzi Kozárovcami a Malými Kozmálovcami. Pri Kozárovciach andezit vytvára kopec Skala; hĺbkove ho overili sieťové vrty (J. Beňo—D. Očenáš 1965), odkrytý je v rozsiahlom kameňolome (výsledky štúdií andezitu z tejto lokality sa v elaboráte porovnávajú s ignimbritmi a pemzovými tufmi).

Spodná hranica hornín ignimbritových erupcií v sukcesii stredoslovenských neovulkanitov je daná tým, že sa nachádzajú v nadloží komplexov amfibolicko-pyroxenických ± biotitických andezitov, resp. lávoklastických telies, aglomerátov až tufov, rozšírených v Pohronskom Inovci a na západných svahoch Štiavnického pohoria. V Kozmálovských kopcoch pripomínajú podložné komplexy mladšie členy asociácie amfibolicko-pyroxenických a biotiticko-pyroxenických andezitov. Vrchnú stratigrafickú hranicu tvoria mladé pyroxenické andezity (napr. vo vrte GK-5 Veľká Lehota) typu Chotár. V priestore južného rozšírenia ležia pemzové tufy prevažne na leukoandezitoch, ako napr. medzi Hronským Beňadikom, Psiarmi, Rybníkom a Čajkovom. Tu na nich ležia sedimenty staršieho sarmatu (E. Brestenská 1967, 1970), alebo obsahujú vložky, resp. rôzne hrubé horizonty pelitických tufitov s odtlačkami spodnosarmatskej makrofauny (K. Karolus et al. 1967, K. Karolus—M. Vaňová 1973).

Pemzové tufy zo severnejších i južných výskytov majú rovnakú asociáciu femicických minerálov ako ignimbrity. Preto ich považujeme za produkty magmy rovnakého zloženia.

Reoignimbrity neboli pre nedostatok vhodného vzorkového materiálu predbežne podrobené analýzám a petrologickej konfrontácii s ignimbritmi, pemzovými tufmi a andezitmi.

Aktivita ignimbritového vulkanizmu má pravdepodobne lineárny charakter. Na základe dokladov subvertikálnych textúr na východných svahoch Hája pri Novej Bani možno vulkanizmus lokalizovať na meridiálnu novobansko-klakovskú štruktúru, podľa ktorej v mladšom období vystúpili na povrch aj novobanské ryolity. Súdiac podľa zachovaných zvyškov sa ignimbrity roztiekli na všetky strany okrem juhu, kde už v období ignimbritových erupcií existovala morfológická bariéra, ktorú dnes možno stotožňovať s čaradickou hrasťou — hrasť Veľkého Inovca vz. smeru; od východu to mohla byť čiastočne hrasť dnes dislokovaná považanskou poruchou na štiavnický ostrov a na J poklesnutý blok medzi Pukancom a Tekovskou Breznicou.

Približne rovnaká výšková úroveň ignimbritov z okolia považanskej poruchy však môže byť dokladom toho, že počas ich uloženia nebolo územie východne i západne od poruchy dislokované. Možno sa teda domnievať, že v tom čase nedochádzalo pozdĺž dislokácie k podstatnejším alebo žiadnym pohybom.

Presné miesta explózií pemzových tufov v južnej oblasti dnes nemožno identifikovať. Predpokladáme, že bolo niekoľko centier, ktoré sú už deštruované.

Analytická časť

Andezit z kozárovského lomu

Efuzívnym členom pyroxenicko-amfibolicko-biotitických vulkanických produktov je andezitový prúd južne od Kozároviec na pravom brehu Hrona. Prúd je zo severnej strany odkrytý vo veľkom kameňolome.

Andezit je sivočierny, má porfyrickú štruktúru. Porfyrické plagioklasy dosahujú len ojedinele veľkosť 5 mm. Veľmi zriedkavé sú zrná lesklých biotitov. Na nalomených plochách sú žlté až žltkasto zelené plagioklasy. Andezit má nepravidelné póry a dutinky. Dnes ich vyplňuje minerálna asociácia väčšinou rôznych nízkotermálnych modifikácií SiO_2 a CaCO_3 .

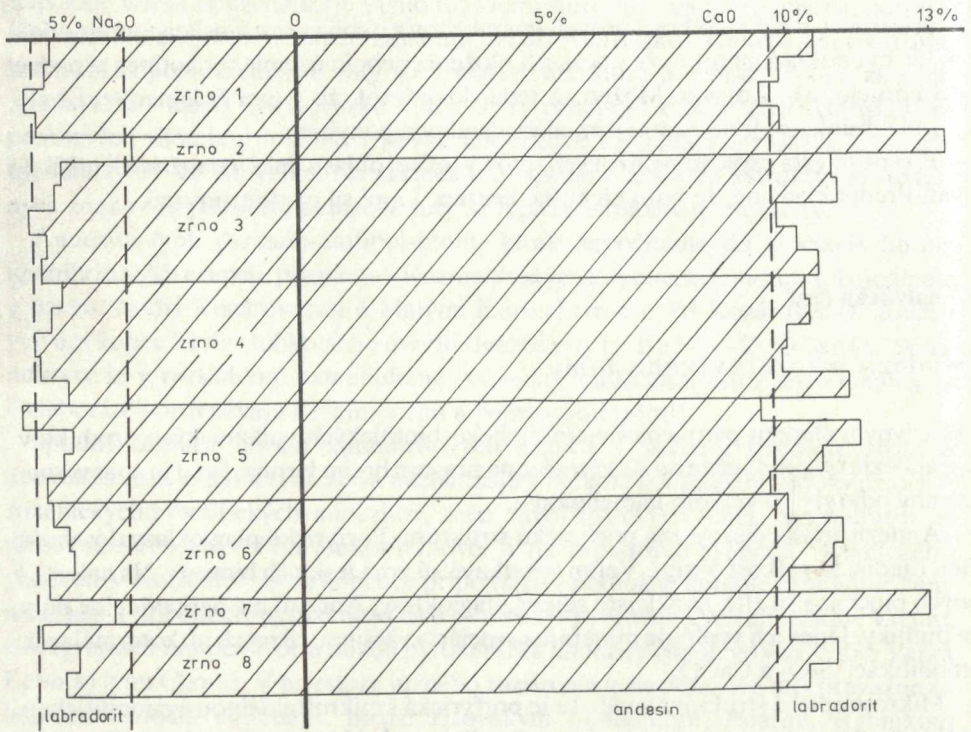
Mikroskopická štruktúra andezitu je porfyrická s mikrofluidálnou hyalopilitickou základnou hmotou — zvýrazňujú to mikrolity plagioklasov a rôzne kryštality.

Analýzy plagioklasov. Porfyrické výrastlice plagioklasov sú idiomorfne až hypidiomorfne, majú nepatrne zonálnu stavbu. Zásaditosť podľa symetrickej zóny zodpovedá andezínu s An_{40-50} . Meranie obsahu $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ v ôsmich výrastliciach (zrno 1—8 na obr. 2) vykázalo taký obsah týchto prvkov, ktorý len ojedinele odpovedá zásaditosti andezínov. Spravidla sú andezíny v poli kyslejších labradoritov s obsahom o niečo vyšším než An_{50} . Dokonalejší obraz o zložení plagioklasových výrastlíc poskytujú čiarové záznamy röntgenového analyzátora („scany“) $\text{Na}-\text{Ca}$ cez niektoré jedince.

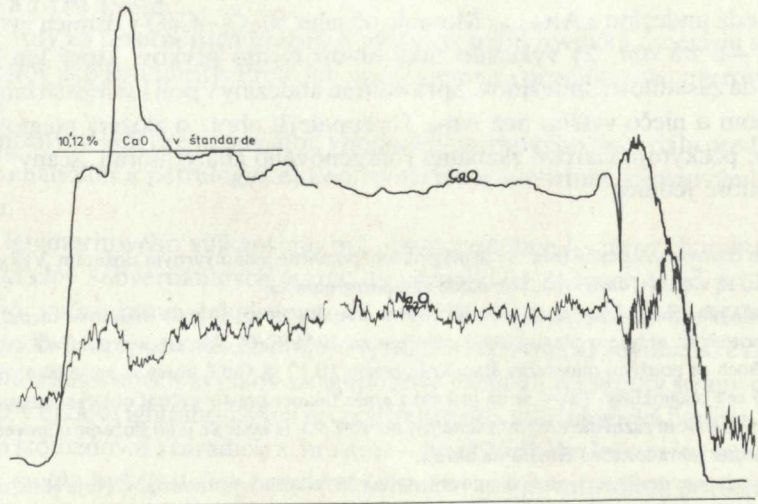
Na prvom čiarovom zázname (obr. 3) je plagioklas s pomerne jednotvárnym zložením. Výkyvy v obsahu $\text{Ca}-\text{Na}$ sú až v druhej časti zrna, kde náhle zásaditosť narastá.

V tabuľkách chemických analýz podľa W. A. Deera et al. (1966) rozhranie medzi andezínom a labradoritom sa určuje u plagioklasov približne na 10 % CaO . Pri stanovovaní CaO v študovaných plagioklasoch sa používal minerálny štandard obsahu 10,12 % CaO , ktorý sa zaznačil aj do čiarových záznamov cez plagioklasy. Takto sa dá priamo z grafu takmer presne vyčítať obsah skúmaných prvkov. Plagioklas na prvom zázname má podpriemerný obsah CaO , je kyslejší, jeho zloženie odpovedá andezínu — až na jednu labradoritovú lamelu na okraji.

Čiarový záznam druhým plagioklasom (obr. 4) cez 90 mikrónový prierez poskytuje obraz o zonálnosti plagioklasového jedinca. Uprostred jedinca je premenená zóna s takmer nulovým obsahom CaO , ale okolo nej sú vyššie hodnoty, ktoré sa smerom k okraju znižujú. Recipročný obraz črtá čiarový záznam Na ,



Obr. 2 Diagram obsahu Na_2O — CaO v 8. plagioklasoch andezitu od Kozároviec.

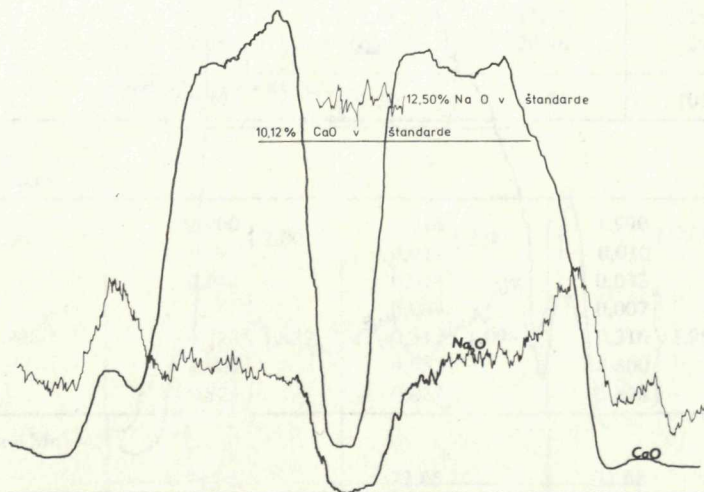


Obr. 3 Čiarový záznam Na_2O — CaO z plagioklasu kozárovského andezitu.

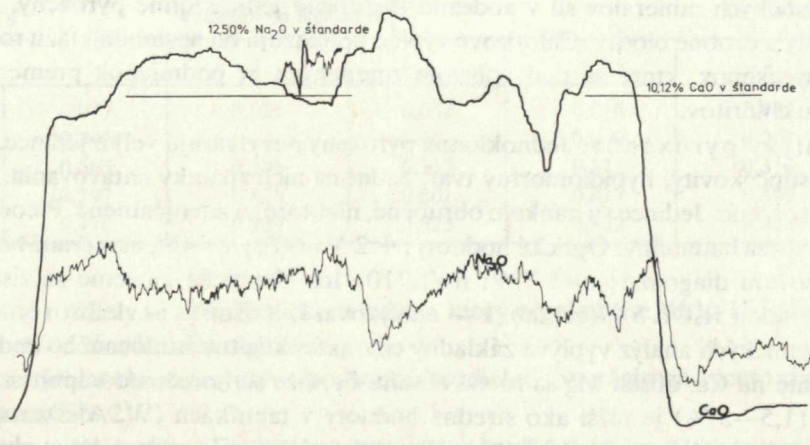
nižší obsah v strede narastá smerom k okrajom. Najvyššie hodnoty CaO tohto plagioklasu znamenajú zároveň aj najvyššiu zásaditosť plagioklasov v tomto andezite.

Zásaditosť na rozhraní andezínu a labradoritu vyznačuje čiarový záznam plagioklasom na obr. 5; 130 mikrónový prierez názorne demonštruje menlivú zásaditosť plagioklasových výrastlíc (graf na obr. 2). Tu v rámci jedného zrna kolíše obsah Ca aj o jedno percento (napr. v zrne 3, 4, 5, 6).

Na obr. 6 je čiarový záznam menšou výrastlicou plagioklasu. Tento reprezentuje zonálnu výrastlicu, u ktorej je zásaditosť obrátená — okraje sú zásaditejšie ako stred výrastlice. Podobné zásaditejšie zakončenie rastu plagioklasového jedinca sa vyskytuje aj v granátickom andezite z kameňolomu Bukovinka (E. Karolusová 1972). Pravdepodobne to spôsobuje menlivé chemické zloženie kryštalizujúcej sa taveniny, ktorej chemický potenciál sa mení podľa toho, aké minerály z nej kryštalizovali, prípadne o aké látky sa tavenina obohacovala kontamináciou.

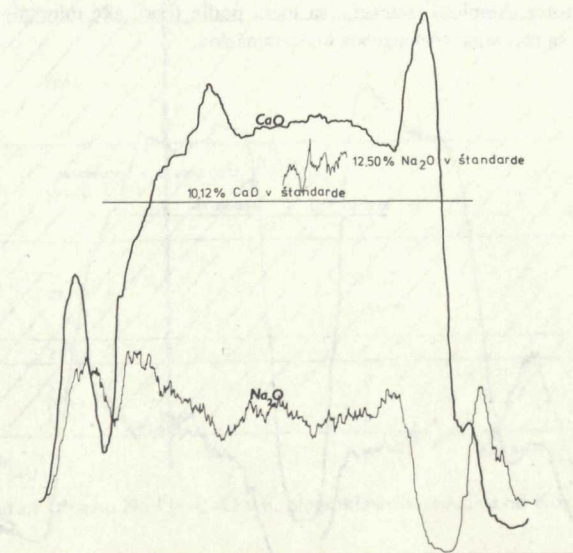


Obr. 4 Čiarový záznam Na₂O—CaO zonálneho plagioklasu z kozárovského andezitu.



Obr. 5 Čiarový záznam Na₂O—CaO z oligoklasu kozárovského andezitu.

Z prehľadu čiarových záznamov a obsahu Ca a Na na obr. 2 vyplývajú asi nasledovné závery: Najzásaditejšie plagioklasy sú na obr. 4 a 6. Tieto obsahy odpovedajú aj kvantitatívnemu stanoveniu na grafe Ca—Na na obr. 2. Na obr. 3 a 5 sú čiarové záznamy plagioklasov, v ktorých niektoré časti odpovedajú andezínom, iné rozhraniu andezín-labradorit. Toto poradie v zásaditosti indikuje aj kryštalizačnú postupnosť plagioklasového radu smerom od zásaditejších, t. j. od labradoritov, po andezíny, ktoré sú kyslejšie, s nižším obsahom anortitovej zložky.



Obr. 6 Čiarový záznam Na₂O—CaO z plagioklasu kozárovského andezitu.

Z mafických minerálov sú v andezite zastúpené jednoklonné pyroxény, hnedé amfiboly a drobné biotity. Chloritové výplne poukazujú na nestabilnú fázu rombických pyroxénov, ktoré sa pod vplyvom zmenených pt podmienok premenili na skupinu chloritov.

Analýzy pyroxénov. Jednoklonné pyroxény nevytvárajú veľké jedince. Majú krátkostlĺpčekovitý, hypidiomorfný tvar, badať na nich známky natavovania, hrany majú zaoblené. Jedince sú naokolo obrúbené, niektoré sú zdvojčatené. Pleochroizmus je sotva badateľný. Optické hodnoty: $+2V=60^\circ$, $\gamma/c=45^\circ$, namerané hodnoty v Hessovom diagrame: $n=1,739$; $n=1,710$. Ich chemické zloženie sa zisťovalo mikrosondou JEOL 5 (pozri tab. 1 — analyzoval J. Krištín).

Z chemických analýz vyplýva základný charakter augitov študovaného andezitu: sú bohaté na Ca, obsah Mg sa rovná obsahu Fe, čiže sú horečnato-vápnité; obsah Al₂O₃ (1,5—3 %) je nižší ako stredné hodnoty v tabuľkách (W. A. Deer et al. 1966). Je pravda, že vyšší obsah Al je charakteristický pre augity s vyšším obsahom Ti a Fe⁺³. V našom prípade obsah Ti je veľmi nízky a pomerne nízky je aj obsah Fe,

takže nemôže byť vysoký ani obsah Al. V augite v ignimbrite NBK-15 je vyšší obsah Al_2O_3 aj TiO_2 , nízky obsah Ca a o niečo nižší obsah Mg.

Rozdiely v zložení demonštrujeme na množstve atómov na 6 kyslíkov (tab. 2).

Bodové analýzy

Tabuľka 1

| Analyz. miesta= | 1 | 2 | 3 | 4 |
|-------------------------|--------|--------|--------|--------|
| SiO_2 | 54,15 | 54,46 | 54,01 | 54,41 |
| TiO_2 | — | — | 0,28 | 0,21 |
| Al_2O_3 | 0,96 | 0,95 | 0,94 | 0,97 |
| Feo | 9,66 | 10,24 | 10,21 | 10,37 |
| MgO | 15,07 | 14,64 | 15,35 | 14,69 |
| CaO | 21,05 | 20,91 | 20,96 | 21,13 |
| | 100,89 | 101,20 | 101,75 | 101,73 |

Prepočet na 6 kyslíkov

| | | | | | | | | |
|----------------------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|
| Si | 1,993 | } 2,00 | 2,000 | } 2,00 | 1,976 | } 2,00 | 1,990 | } 2,00 |
| Al | 0,007 | | — | | 0,024 | | 0,010 | |
| Al | 0,035 | } 1,986 | 0,042 | } 1,979 | 0,016 | } 1,996 | 0,032 | } 1,983 |
| Ti | — | | — | | 0,009 | | 0,007 | |
| Fe^{+2} | 0,296 | 0,313 | 0,312 | 0,316 | | | | |
| Mg | 0,826 | 0,801 | 0,837 | 0,800 | | | | |
| Ca | 0,829 | 0,823 | 0,822 | 0,828 | | | | |
| 100 Mg: (Mg+Fe+Mn) = | | | | | | | | |
| | 73,62 | 71,90 | 72,85 | 71,68 | | | | |

Vrt NBK-15

kameňolom Kozárovce

Tabuľka 2

| | | 1 | 2 | 3 | 4 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Al | 0,077 | 0,035 | 0,042 | 0,016 | 0,032 |
| Ti | 0,047 | — | — | 0,009 | 0,007 |
| Fe^{+2} | 0,563 | 0,296 | 0,313 | 0,312 | 0,316 |
| Mg | 0,797 | 0,826 | 0,801 | 0,837 | 0,800 |
| Ca | 0,476 | 0,829 | 0,823 | 0,822 | 0,828 |

Podstatné rozdiely sú aj vo femickom indexe, ktorý v ignimbrite NBK-15 je 58,18 a v augitoch od Kozároviec nad 71.

Z uvedených rozborov vyplýva podstatná rozdielnosť v augitoch týchto dvoch lokalít (pozri tab. 2).

Analýza amfibolov. Druhým analyzovaným mafickým minerálom je amfibol. Vytvára väčšie i menšie hypidiomorfné jedince, ktoré majú idiomorfný tvar podľa

zachovaných rezov a slabý opacitizovaný okraj. Sú pleochroické, podľa β tmavozeleňkasté, podľa α svetlozelenožlté — 2 V 68°, γ/c 19°. Namerané hodnoty zodpovedajú v Trögerovom diagrame nasledujúcim hodnotám indexov lomu: $n_\gamma=1,685$; $n_\alpha=1,667$. Chemické zloženie amfibolických výrastlíc je na tabuľke 3 (analyzoval J. Krištín; mikrosonda JEOL-5).

Bodové analýzy

Tabuľka 3

| analyzované miesta = | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 37,55 | 38,05 | 36,13 | 37,77 |
| TiO ₂ | 4,07 | 3,45 | 3,83 | 4,06 |
| Al ₂ O ₃ | 11,99 | 11,54 | 11,34 | 11,10 |
| FeO | 15,55 | 14,14 | 14,28 | 14,60 |
| CaO | 11,08 | 11,00 | 11,21 | 11,22 |
| Na ₂ O | 2,17 | 2,00 | 1,99 | 2,13 |
| K ₂ O | 0,73 | 0,74 | 0,84 | 0,82 |

Prepočet na 24 kyslíkov

| | | | | |
|--------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Si | 6,025 | 6,023 | 5,898 | 6,010 |
| Al | 1,975 } 8,00 | 1,797 } 8,00 | 2,102 } 8,00 | 1,990 } 8,00 |
| Al | 0,290 | 0,413 | 0,074 | 0,092 |
| Ti | 0,491 | 0,420 | 0,471 | 0,487 |
| Fe | 2,082 } 6,025 | 1,927 } 5,958 | 1,950 } 6,180 | 1,940 } 6,140 |
| Mg | 3,162 | 3,198 | 3,685 | 3,621 |
| Ca | 1,910 | 1,917 | 1,961 | 1,912 |
| Na | 0,676 } 2,740 | 0,637 } 2,711 | 0,627 } 2,764 | 0,658 } 2,732 |
| K | 0,154 | 0,157 | 0,176 | 0,162 |
| 100 Mg: (Mg+Fe+Mn) = | | | | |
| | 60,30 | 62,4 | 65,39 | 65,11 |
| Na ₂ O/K ₂ O = | | | | |
| | 2,97 | 2,70 | 2,37 | 2,60 |

Chemické zloženie analyzovaných amfibolov je zaujímavé z niekoľkých hľadísk. Majú nižšie percento kremíka, sú pomerne bohaté na titán, majú zvýšený obsah hliníka a železa, sú pomerne vysoko horečnaté, obsah kalcia je približne taký ako u obvyklých ignimbritov. Podľa obsahu titánu aj ostatných prvkov sa vymykajú z rámca obyčajného amfibolu a majú tendenciu k zloženiu, ktoré zodpovedá bazaltovému amfibolu alebo kersutitu, titánovému amfibolu, čím sa práve odlišujú od obvyklých amfibolov. Farebným indexom 60,30 až 65,39 sa zaraďujú medzi amfiboly so strednými hodnotami (rozpätie 99,5—37,8).

Na porovnanie s obvyklými amfibolmi uvádzame prepočty v tab. 4.

| | Kameňolom Obyce | | | Kameňolom Kozárovce | | | |
|----|-----------------|-------|-------|---------------------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Al | — | — | 0,078 | 0,290 | 0,413 | 0,074 | 0,092 |
| Ti | — | — | — | 0,491 | 0,420 | 0,471 | 0,487 |
| Fe | 2,159 | 2,162 | 2,305 | 2,082 | 1,927 | 1,950 | 1,940 |
| Mg | 2,735 | 2,919 | 2,835 | 3,162 | 3,198 | 3,685 | 3,621 |
| Na | 0,210 | 0,222 | 0,236 | 0,676 | 0,637 | 0,627 | 0,658 |
| Ca | 1,737 | 1,755 | 1,805 | 1,910 | 1,917 | 1,961 | 1,912 |
| K | 0,092 | 0,092 | 0,103 | 0,154 | 0,157 | 0,176 | 0,162 |

Veľmi zaujímavá je úloha hliníka pri substitúcii kremíkových atómov. U obvyklého amfibolu sa k aniónu kremíka pripočítava buď celé množstvo hliníka, alebo len jeho časť, ale aj tak jeho množstvo nepresahuje hodnoty 0,723; 0,693; 0,697. Pri kozárovskom amfibole sú tieto hodnoty podstatne vyššie a takmer dosahujú vrchnú hranicu štruktúrnej jednotky, ktorá je podľa W. A. Deera et al. (1966) 2,0 a iba v ojedinelých prípadoch je vyššia.

Kozárovské amfiboly sú oveľa horečnatejšie; oproti obvyklým amfibolom majú zvýšený obsah sodíka a draslíka, preto sú aj podstatne alkalickéjšie. Podľa A. F. Hallimonda (1943; in W. A. Deer et al. 1966) vrchná hranica atómov pre štruktúrnu jednotku je 2. Obsah kalcia sa obvykle pohybuje okolo hodnoty 1,8. Obycké amfiboly majú túto hodnotu kalcia nižšiu, kozárovské vyššiu.

Z tohto porovnávacieho hodnotenia vyplýva, že medzi obvyklými amfibolmi v ignimbritoch a kozárovskými amfibolmi z andezitu sú podstatné rozdiely v chemickom zložení. Pravdepodobne je ich pôvod rozdielny a nedá sa preto predpokladať ich analogická genetická súvislosť.

Analýza biotitov. Tretím femickým minerálom, analyzovaným mikrosondou v kozárovskom andezite je biotit. Vytvára drobné alebo opacitizované jedince s veľmi výrazným pleochroizmom v červeno-hnedých farbách, ktoré zodpovedajú obsahu TiO_2 , podľa diagramu Y. Hayma. Optické hodnoty sú $2V=0^\circ$. Chemické parametre biotitu demonštrujeme na analýze dvoch zŕn v tabuľke 5 (analyzoval J. Krištín).

Chemické zloženie dvoch analyzovaných biotitov je veľmi svojrázne a je v súlade s celkovým zložením ostatných mafických výrastlíc. Majú zvýšený obsah titánu, vysoký obsah hliníka a mierne zvýšené alkálie. Toto konštatovanie platí aj vo vzťahu k biotitu z obvyklého ignimbritu a tiež k biotitom z pemzových tufov od Hronského Beňadika, ktoré sú železitejšie, so zníženým obsahom titánu a alkálií.

Súhrnom môžeme konštatovať, že chemické minerály v kozárovskom andezite sú obohatené titánom (amfibol, biotit), majú nižšie hodnoty železa, sú obohatené horčíkom; amfiboly aj augity majú vyššie hodnoty Ca. Amfiboly a biotity sú obohatené hliníkom, ktorý substituie anióny Si v štruktúrnej mriežke.

Bodové analýzy
Biotit 1

Tabuľka 5

| Analyzované miesta = | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 33,98 | 33,08 | 33,75 | 33,46 | 32,37 | 33,09 |
| TiO ₂ | 5,40 | 6,48 | 5,65 | 6,31 | 7,03 | 6,37 |
| Al ₂ O ₃ | 18,27 | 17,84 | 17,59 | 18,65 | 18,90 | 18,55 |
| FeO | 17,85 | 17,09 | 17,90 | 16,03 | 15,96 | 16,02 |
| MgO | 11,12 | 11,83 | 10,81 | 11,62 | 13,18 | 12,36 |
| CaO | 0,16 | 0,18 | 0,15 | 0,05 | 0,09 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0,19 | 0,34 | 0,19 | 0,23 | 0,23 | 0,18 |
| K ₂ O | 9,30 | 9,26 | 9,36 | 9,20 | 9,30 | 9,36 |
| | 96,27 | 96,10 | 95,40 | 95,55 | 97,01 | 95,87 |

Prepočet na 24 kyslíkov

| | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 5,582 | 5,449 | 5,605 | 5,493 | 5,254 | 5,424 |
| Al | 2,418 | 2,551 | 2,395 | 2,507 | 2,746 | 2,576 |
| Al | 1,113 | 0,910 | 1,046 | 1,102 | 0,670 | 1,008 |
| Ti | 0,671 | 0,801 | 0,708 | 0,778 | 0,857 | 0,768 |
| Fe | 2,445 | 2,354 | 2,483 | 2,198 | 2,164 | 2,196 |
| Mg | 2,722 | 2,896 | 2,674 | 2,839 | 3,186 | 3,023 |
| Ca | 0,029 | 0,029 | 0,031 | 0,010 | 0,010 | 0,010 |
| Na | 0,059 | 0,109 | 0,060 | 0,069 | 0,068 | 0,060 |
| K | 1,943 | 1,949 | 1,984 | 1,924 | 1,919 | 1,959 |

Biotit 2

| Analyzované miesta = | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 34,32 | 33,93 | 34,12 |
| TiO ₂ | 7,20 | 6,73 | 6,64 |
| Al ₂ O ₃ | 17,47 | 17,59 | 18,73 |
| FeO | 16,77 | 16,80 | 16,40 |
| MgO | 12,46 | 12,68 | 13,60 |
| CaO | 0,04 | 0,04 | 0,03 |
| Na ₂ O | — | 0,23 | 0,23 |
| K ₂ O | 10,15 | 9,80 | 9,90 |
| | 98,41 | 97,80 | 97,65 |

Prepočet na 24 kyslíkov

| | | | | | | |
|----|-------|---------|-------|---------|-------|---------|
| Si | 5,508 | } 8,00 | 5,484 | } 8,00 | 5,393 | } 8,00 |
| Al | 2,492 | | 2,516 | | 2,607 | |
| Al | 0,818 | } 6,917 | 0,834 | } 6,970 | 0,878 | } 7,030 |
| Ti | 0,868 | | 0,816 | | 0,789 | |
| Fe | 2,249 | | 2,272 | | 2,164 | |
| Mg | 2,982 | | 3,048 | | 3,199 | |
| Ca | 0,010 | } 2,093 | 0,010 | } 2,097 | 0,009 | } 2,079 |
| Na | — | | 0,068 | | 0,067 | |
| K | 2,083 | | 2,019 | | 2,003 | |

Pemzové tufy od Čajkova a Hronského Beňadika

Pemzové tufy od Čajkova sú odokryté v kameňolome s. od obce Čajkov a rozšírené aj v širokom okolí Hronského Beňadika; sú svetlohnedé. Voľným okom sa v nich dajú rozoznať plagioklasy, biotit, amfibol a veľké porózne pemzy. Ich mikroskopická štruktúra je vitroklastická s ojedinelými drobnými litoidnými úlomkami s hyalopiliticky až hyalinne vyvinutými základnými hmotami. V tufoch v okolí Hronského Beňadika sú litoidné úlomky andezitov vo veľkosti lapíl.

Minerálne súčasti sú väčšinou kryštaloklastické. Ojedinelé porfyrické výrastlice sa vyskytujú v pemzovej fluidálnej sklovitej hmote. Tieto výrastlice sú obyčajne iba plagioklasy so zásaditosťou An_{40-50} a sporadicky fluidálne poprehýbaný biotit. Pemzové sklovité súčasti majú oproti kanadskému balzamu nižší index lomu, sú z kyslejšieho vulkanického skla. V rozboroch sa v ťažkých kvapalinách v ľahkej minerálnej frakcii vyskytujú na 80 % úlomky pemz, číre plagioklasy a ojedinele zrníčka kremeňa. V ťažkej minerálnej frakcii podstatný podiel tvorí amfibol — 63 %. V menšom množstve sa nachádzajú hyperstén — 11,7 %, biotit — 4,1 %, augit — 0,5 %. Rudné zrná, ako sú ilmenity a magnetity, tvoria 19,4 %.

Pemzy sú typicky fluidálne porózne; sú takmer bez výrastlíc, okraje majú často zvlnené, deformované, čo spôsobila ich plasticita pri dopade. V tmeliacej základnej hmote sú aj hojné úlomky pemz, drobné čriepky a fluidálny sklovitý detrit. Medzi tým sú hypidiomorfné, ojedinele aj idiomorfné plagioklasy, amfiboly, hyperstény a biotit.

Analýzy plagioklasov. Plagioklas sme študovali len klasickými optickými metódami. Je typicky detritický bez zonality, len s nevýraznou albitickou lamináciou. Obsah An sa mení — An_{38-46} $2V=82^{\circ}(+)$ a $84^{\circ}(-)$. Namerané hodnoty zodpovedajú v diagrame (F. Chayes a S. Schwarzmanna) nasledujúcim hodnotám indexov lomu: $n_{\alpha}=1,546-1,558$, $n_{\beta}=1,552-1,558$ a $n_{\gamma}=1,556-1,560$. Chemické analýzy plagioklasov z beňadických tufov sa robili mikrosondou JEOL 5 (pozri tab. 6 — analyzoval J. Krištín).

Bodové analýzy

Tabuľka 6

| Analyzované miesta = | 1 | 2 |
|--------------------------------|-------|--------|
| SiO ₂ | 57,99 | 60,45 |
| Al ₂ O ₃ | 26,91 | 27,52 |
| FeO | 0,22 | 0,23 |
| CaO | 4,74 | 5,42 |
| Na ₂ O | 8,64 | 6,28 |
| K ₂ O | 1,00 | 0,50 |
| | 99,50 | 100,50 |

Prepočet na 32 kyslíkov

| | | |
|----|--------|--------|
| Si | 10,434 | 10,639 |
| Al | 5,703 | 5,705 |
| Fe | 0,033 | 0,031 |
| Ca | 0,917 | 1,013 |
| Na | 3,014 | 2,144 |
| K | 0,238 | 0,106 |

Bodové analýzy

Tabuľka 7

| Analyzované miesto = | 1 | 2 |
|--------------------------------|-------|-------|
| SiO ₂ | 37,24 | 35,87 |
| TiO ₂ | 2,59 | 3,04 |
| Al ₂ O ₃ | 12,27 | 13,80 |
| FeO* | 20,62 | 21,01 |
| MnO | 0,19 | 0,26 |
| MgO | 5,47 | 8,41 |
| CaO | 0,23 | — |
| K ₂ O | 8,30 | 8,30 |
| | 86,91 | 90,69 |

*Fe v rámci FeO

Prepočet na 24 kyslíkov

| | | | | |
|----|-------|--------|-------|--------|
| Si | 6,814 | } 8,00 | 6,321 | } 8,00 |
| Al | 1,186 | | 1,679 | |
| Al | 1,463 | } 6,48 | 1,180 | } 6,91 |
| Ti | 0,362 | | 0,403 | |
| Fe | 3,143 | | 3,091 | |
| Mn | 0,033 | | 0,042 | |
| Mg | 1,483 | } 1,98 | 2,201 | } 1,86 |
| Ca | 0,045 | | — | |
| K | 1,935 | | 1,862 | |

Podľa chemického zloženia sú to oligoklasy s An_{30-32} , s 2 V-87°. V porovnaní s plagioklasmi meranými z tufov z Čajkova sú o niečo kyslejšie.

Analýzy biotitov. Biotit vytvára v beňadických tufoch výrazne stĺpčekovité jedince — málo fluidálne, ohýbané. Majú výrazný pleochroizmus v žltozelenohnedých farbách, ktoré sú v súlade s diagramom Y. Hayma závislé na obsahu TiO_2 v biotite. Ich chemické zloženie bolo analyzované mikrosondou (pozri tab. 7 — analyzoval J. Krištín).

Pri porovnaní analýz biotitov z kozárovského andezitu zisťujeme, že analýzy biotitov z beňadických tufov majú zvýšený obsah SiO_2 , nižší obsah TiO_2 , podstatne nižší je obsah horčíka i draslíka. Zvýšený je obsah železa (v rámci FeO). Hodnoty biotitov z obyčkových ignimbritov sú veľmi blízke hodnotám, ktoré boli namerané v beňadických tufoch. Rozdiely sú jedine v obsahu horčíka; u beňadických biotitov je obsah nižší, preto ich nemôžeme označiť za horečnaté ako u ignimbritov, sú skôr len železnaté, s pomerne nízkym obsahom TiO_2 (diagram Y. Hayma).

Analýza amfibolov. Amfiboly sa vyskytujú ako stĺpčekovité, zriedkavejšie idiomorfne úlomky. Študovali sme ich len optickými metódami. Sú silne pleochroické: α =svetlozelená, β =tmavozelená. Ojedinele sa vyskytujú zdvojitel zrazy: $Uhol\ 2\ V=70^\circ$, $\gamma/c=15^\circ$. Namerané hodnoty odpovedajú podľa Trögerovho diagramu hodnotám $n_\gamma=1,681$; $n_\alpha=1,66$.

Analýza pyroxénov. Pyroxény sú stĺpčekovité úlomky. V niektorých častiach lomu Čajkov sú chloritizované, väčšinou sú však čerstvé so slabým pleochroizmom: α =žltozelená, γ =zelená. $2\ V=-55$. Chemické analýzy dvoch jedincov boli robené mikrosondou JEOL 5 (pozri tab. 8 — analyzoval J. Krištín).

Pri vyhodnotení ortopyroxénov z niektorých andezitov sa konštatovalo (E. Karolusová 1976), že ako analýzy ortopyroxénov z ignimbritov z Obýc, tak aj analýzy ortopyroxénov z pemzových tufov z Čajkova patria do skupiny hypersténov. Analýza pyroxénu z vrtu NBK-15, po prepočítaní na obsah Mg-Fe-Ca, leží na rozhraní hypersténu a ferohypersténu.

Pri korelácii hodnoty f so zásaditosťou plagioklasov v hornine vychádzajú takmer zhodné hodnoty s tým rozdielom, že najacidnejšie plagioklasy a adekvátne nízke f hodnoty sú v ortopyroxénoch z pemzových tufov z Čajkova.

Podobne zhodnú pozíciu ukazujú aj porovnania vzťahov Fe-podielu v zložkách Fe-Mg materskej horniny a f-hodnoty v ortopyroxénoch u ignimbritov z Obýc a pemzových tufov z Čajkova.

Z uvedených korelačných pozorovaní môžeme na základe ortopyroxénov uvažovať o genetickej príbuznosti ignimbritových produktov a pemzových tufov z Čajkova prípadne aj z Hronského Beňadika.

| analyzované miesta = | 1 | 2 |
|---|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,52 | 49,79 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 0,98 | 0,55 |
| Fe ₂ O ₃ } FeO } | 21,98 | 20,04 |
| MnO | 0,54 | 0,46 |
| MgO | 18,25 | 19,12 |
| CaO | 1,01 | 1,04 |
| | 93,42 | 91,32 |

Prepočet na 6 kyslíkov

| | | | | |
|--|-------|--------|-------|--------|
| Si | 2,018 | } 2,01 | 2,024 | } 2,02 |
| Al | — | | — | |
| Al | 0,048 | | 0,027 | |
| Ti | 0,005 | | 0,002 | |
| Fe ⁺³ } Fe ⁺² } | 0,734 | | 0,681 | |
| Mn | 0,017 | | 0,022 | |
| Mg | 1,088 | | 1,157 | |
| Ca | 0,043 | | 0,047 | |
| Fe | 39,35 | | 36,13 | |
| Mg | 58,34 | | 61,38 | |
| Ca | 2,31 | | 2,49 | |
| f | 41,00 | | 37,86 | |
| FeO | } 70 | | } | |
| MgO . FeO | | | | |
| 100 Mg (Mg+Fe+Mn) = | 59 | | 62 | |

Ignimbrity

Ignimbritové horniny majú veľmi podobné petrografické zloženie. Lokálne rozdiely sú spôsobené len rôznym stupňom zvetrávania a pozíciou danej lokality v pôvodnom ignimbritovom telese. Pre úplnosť a nadväznosť problematiky zhrňujeme výsledky petrografických štúdií do prehľadnej tabuľky (tab. 9).

Z tabuľky petrografického zloženia ignimbritových hornín vidno, že podľa zásaditosti plagioklasov a mafických minerálov má študovaná ignimbritová formácia intermediárne zloženie. Sklovitá základná hmota je však po porovnaní s indexom

lomu kanadského balzamu vždy kyslejšia (!). Plagioklasy sú často zonálne a pohybujú sa v rozmedzí zásaditejších andezínov. Z prehľadu sú viditeľné aj niektoré rozdiely v štruktúre a vo vývine sklovitej hmoty, ba aj v zastúpení minerálov, najmä hypersténov a kremeňa.

Vysvetlenie týchto variácií poskytuje vrt NBK-15, ktorý svojím 104,50 m profilom čiastočne objasnil a zároveň tiež potvrdil ignimbritový charakter celej formácie. Ignimbritový prúd prekonáva vo svojom vývoji niekoľko štádií, z ktorých najvýraznejšie sú detritické partie pri povrchu prúdu, kým hlbšie časti majú v bazálnych miestach erupcie v popolovej sklovitej, väčšinou rekryštalizovanej mezostáze uložené sklovité čriepky, ktorých morfológia sa vo vertikálnom profile ignimbritového telesa mení. Vo vrchnejších a bazálnych častiach ignimbritových telies sú čriepky ostrohranné v typických tvaroch, len čiastočne sú deformované. V strede telies sú čriepky veľmi silne deformované, pretiahnuté v subparalelnom usporiadaní, veľmi často úplne vyvalcované, v detailoch tvarove prispôbované jedincom minerálnej prímesi. Minerály sú vyvinuté jednak v idiomorfných jedincoch, a jednak v klastickej forme.

Ignimbrit obsahuje hlavne v strede telesa veľmi hojnú prímes paralelne usporiadaných väčšinou jemných (lokálne i niekoľko cm veľkých) fiame* skla sivoružovej až sivohnedej farby s obsahom plagioklasových a femických kryštáloklastov.

Pozorovanie profilu ignimbritového telesa umožňuje posúdiť dnešné povrchové výskyty i ich určité vlastnosti a tak odhadnúť, akú úroveň ignimbritového prúdu približne predstavujú. Z rozborov uvedených v tabuľke a zo zmienovaných úvah by vyplývalo, že naše povrchové výskyty reprezentujú mierne oderodovaný prúd, ktorého dnes prístupné časti odpovedajú cca 40—60 m úrovni hĺbky pôvodného ignimbritového prúdu. Iba niektoré výskyty pri Rudne nad Hronom a z Veľkého Žiaru so svojou pemzovitou štruktúrou s úlomkami skla a detritickým charakterom minerálov a so silne napenenou základnou hmotou reprezentujú vrchnejšie partie ignimbritového telesa.

Lokalita Obyce — kameňolom

Klasickou lokalitou intermediárnych ignimbritov je kameňolom pri Obyciach na západných okrajoch Hronského Inovca. Geologickou pozíciou a vekom ignimbritovej formácie sa detailne zaoberal K. Karolus (1973).

Ignimbritová hornina je subhorizontálne uložená s väčšími alebo menšími makroskopickými alebo len submikroskopickými horizontálne fluidálne usporiadanými tmavošedými fiame, ktoré sú často vyvalcované, deformované alebo ináč prispôbené tvaru fenokrystov. Sklovitá základná hmota a najmä fiame sú fluidálne. Často sa pri nich vyskytujú rôzne kryštality, usporiadané podľa fluidality.

Minerálne časti majú jednak hypidiomorfný vývoj (fenokrysty), jednak sú výrazne detritické. Vyskytujú sa ako v tmavších fiame — tak aj vo svetlejšej sklovitej mase. Preto sme k ich štúdiu pristúpili z aspektu porovnávania ich genézy podľa chemického zloženia jednotlivých minerálnych výrastlíc v obidvoch sklovitých substanciách.

* Stlačené šošovky plamienkovitého tvaru

Petrografické zloženie ignimbritových hornin

| Lokalita Označ. vzoriek | Štruktúra | Sklo | Por. výrastlice |
|----------------------------|-----------------------------------|---|--|
| Veľká Lehota | vitrofluidálny sferolitický | fluidálne sferolitické | zelený aj detritický |
| Veľká Lehota | šmuhovitá | tmavohnedé, hrubosfe- rolitické, hyalopifi- tické a porózne | porfyrický zelený amfibol |
| Veľká Lehota | sklovitá | sferolitické | amfibol |
| Veľká Lehota | penzovitá | úlomkovité | amfibol |
| Nová Baňa | vitrofluidálna | napenené šošovky čiastočne rekrystaliz. | opacitizovaný zelenohnedý amfibol |
| Nová Baňa | vitrosferolitická | sferolitická | opacitizovaný zelenohnedý amfibol |
| Uhliská, Veľký Žiar | fluidálna šmuhovitá | sferolitická rekrystalizujúca | zelenohnedý amfibol |
| SV hrebeň a Sedlo | fluidálna šmuhovitá | nejasne fluidálne žltkasté, šmuhovité sklo | zelený amfibol |
| SV hrebeň a Sedlo | sferolitická, rekrystalizujúca | sferolitické | amfibol |
| Rudno n/Hronom | vitropenzovitá | nafúknuté pemzy a úlomky skla | amfibol |
| Rudno n/Hronom | fluidálny | fluidálne dvojaké sklo | amfibol |
| Vrt NBK 15 5 až 41,50 m | vitroporfyrická ignimbritová | fluidálne šošovky skla, rekrystalizácia v podobe sferolitov | zelenohnedý amfibol |
| 40,50—66m | fluidálna sklovitá | fluidálne sklo, nafúknuté pemzy | zelenohnedý opaciti- zovaný amfibol |
| 66—97 m | fluidálna šmuhovitá | hnedé a svetlé sklo, slabá rekrystalizácia | opacitizovaný hnedý amfibol |
| 97—104,50 m | fluidálna šmuhovitá | dve sklovité substancie sa fluidálne prelinajú | opacitizovaný amfibol |
| Obyce kameňolom | fluidálna šmuhovitá | dve sklovité substancie sa fluidálne prelinajú | amfibol |

| Biotit | Pyroxén | Kremeň | Plagioklas | Typ |
|-------------------------|--|--|------------------------------------|---------------------------|
| biotit | Hyperstén | — | An ₄₀ | fluidálny |
| biotit | hyperstén | — | An ₃₀ | fluidálny smuhovitý |
| biotit | hyperstén | akcesorický | An ₄₀ | sferolitický |
| biotit | hyperstén | ako výrastlica | zonálny | permzovitý |
| opacitizovaný biotit | — | ako výrastlica | An ₄₀ | fluidálny |
| opacitizovaný biotit | narušené hyperstény | — | An ₅₀ | sferolitický |
| opacitizovaný | čerstvý hyperstén | — | zonálny An ₅₀ | fluidálny sferolitický |
| biotit | hyperstén | — | An ₄₀₋₅₀ | fluidálny |
| biotit | hyperstén | — | An ₄₀₋₅₀ | sferolitický |
| biotit | hyperstén | ako výrastlica | zonálny An ₄₀ | detritický permzovitý |
| biotit | hyperstén | — | An ₄₀₋₅₀ | fluidálny |
| veľké biotity | len relikt v chloritizovanej hmote | akcesoricky sú detritické zrná kremeňa | An ₃₀ | detritický |
| opacitizovaný biotit | hyperstén len v re- liktoch: v sklovi- tej hmote egirínický augit | — | zonálny An ₅₀ | fluidálny |
| opacitizovaný biotit | sporadický hyperstén | kvapky kremeňa | An ₄₀ —An ₅₀ | fluidálny |
| opacitizovaný biotit | silne chloritizo- vaný hyperstén | sporadický ako porfyrická výrast- lica | zonálny An ₅₀ | fluidálny |
| biotit | hyperstén | — | An ₅₀ | fluidálny |

| Plagioklasý vo fiame | | | Plagioklasý vo svetlej časti | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------------------------------|--------|--------|
| Analyzované miesta | 3 | 4 | Analyzované miesta | 2 | 3 |
| SiO ₂ | 52,34 | 52,20 | SiO ₂ | 56,64 | 56,59 |
| Al ₂ O ₃ | 33,08 | 29,14 | Al ₂ O ₃ | 26,83 | 30,24 |
| FeO | 0,26 | 0,32 | FeO | 0,32 | 0,25 |
| CaO | 11,26 | 9,35 | CaO | 10,07 | 11,26 |
| Na ₂ O | 3,06 | 5,33 | Na ₂ O | 8,21 | 4,13 |
| | 100,00 | 99,34 | | 102,07 | 102,47 |
| Prepočet na 32 kyslíkov | | | Prepočet na 32 kyslíkov | | |
| Si ⁺⁴ | 11,348 | 11,857 | Si ⁺⁴ | 11,929 | 11,748 |
| Al | 4,216 | 3,676 | Al | 3,327 | 3,691 |
| Al | — | — | Al | — | — |
| Fe | 0,053 | 0,051 | Fe | 0,050 | 0,049 |
| Ca | 2,615 | 2,155 | Ca | 2,264 | 2,506 |
| Na | 0,638 | 1,110 | Na | 1,670 | 0,836 |

Niekoľko meraní pomerov Na₂O a CaO sa pohybuje v rámci obsahu CaO—11,26—8,99 % a Na₂O 4,13—5,33 %.

Analýzy plagioklasov. Výrastlice plagioklasov sú hypidiomorfné, albiticky lamelované, ich zásaditosť kolíše v rámci skupiny andezínu až labradoru. Z niekoľkých chemických analýz porfyrických plagioklasov môžeme posúdiť kolísavé hodnoty jednotlivých kyslíčnikov, napr. SiO₂ 52,34—58,90 %; Al₂O₃ 26,83—33,08 %; CaO 8,99—11,26 %; Na₂O 3,06—8,21 %.

Analýzy plagioklasov boli robené mikrosondou JEOL 5 (pozri tab. 10 — analyzoval J. Krištín).

Ukazuje sa nižší obsah Na₂O než je v tabuľkách pre zásaditejšie andezíny (W. A. Deer—R. A. Howie—J. Zussman 1966). Po prepočte kyslíčnikov na množstvo atómov na 32 kyslíkov zisťujeme, že v našich plagioklasoch pripadá vyšší podiel Si na kyslíky a nižší podiel Al, než je to uvedené v tabuľkách A. Deera et al. Vo vzťahu Ca—Na môžeme konštatovať, že pripadá viac atómov Ca na 32 kyslíkov (až na analýzu č. 4) a úmerne nižší je obsah Na, najmä u analýzy plagioklasu 3 a plagioklasu 3 (bod 2) vo svetlej časti. Z preštudovaných dát chemického zloženia plagioklasových fenokrystov sa dá konštatovať, že porfyrické výrastlice plagioklasov vo svetlej a v tmavej sklovitej hmote — fiame — sú približne rovnaké. Preto možno predpokladať, že vznikli za rovnakých podmienok v jednej kryštalizujúcej sa tavenine.

Analýzy hypersténov. V ignimbritoch v obyčkom kameňolome sú z tmavých minerálov zastúpené hyperstény.

Hyperstény sú idiomorfne, po okrajoch chloritizované. Ich optické hodnoty majú v rámci hypersténov uhol $2V = -56^\circ$. Namerané hodnoty zodpovedajú v tabuľke Trögera a W. Q. Kennedyho indexom lomu: n_z 1,71, n_y 1,705 a n_x 1,695.

Chemické zloženie hypersténov sme sledovali mikrosondou (aparátúra Geoscan, operátor Zd. Kotrba a JEOL 5 — J. Krištín). Z množstva opakovaných meraní predkladáme uvedené v tab. 11

Prepočet analýz na atomárne množstvá prvkov na 6 kyslíkov nevyjadruje veľké rozdiely medzi hypersténom v tmavšej fiame a vo svetlej základnej hmote.

Rozdiely sa ukazujú až pri ich prepočte do diagramu Fe—Mg—Ca.

Výsledky sú uvedené v tabuľke 12.

Farebný index f je u hypersténu vo svetlej časti 42,80, u hypersténu v tmavšej fiame 47,06. Podľa týchto kritérií je hyperstén vo svetlej časti horečnatejší, má o niečo vyšší obsah Al_2O_3 ; teoreticky je predpoklad, že jeho kryštalizácia mohla prebehnúť o niečo skôr.

Tabuľka 11

| Hyperstén-svetlá časť | Hyperstén-tmavá časť | | |
|---|----------------------|--------|--------|
| Bodové analýzy. Analyzované miesta = | 1 | 2 | 3 |
| SiO ₂ | 51,02 | 50,67 | 50,88 |
| Al ₂ O ₃ | 1,23 | 1,20 | 0,96 |
| FeO | 27,02 | 26,83 | 27,80 |
| MnO | 0,57 | 0,56 | 0,64 |
| MgO | 19,49 | 19,47 | 17,94 |
| CaO | 1,17 | 1,50 | 0,98 |
| Na ₂ O | 0,25 | 0,12 | 1,20 |
| K ₂ O | 0,12 | 0,08 | 0,08 |
| | 100,87 | 100,43 | 100,48 |

Prepočet na 6 kyslíkov

| Analyzované miesto = | 2 | 3 |
|----------------------|-------|-------|
| Si | 1,929 | 1,973 |
| Al | 0,028 | 0,023 |
| Al | — | — |
| Ti | — | — |
| Fe ⁺² | 0,853 | 0,899 |
| Mn | 0,018 | 0,031 |
| Mg | 1,104 | 1,035 |
| Na | 0,004 | 0,044 |
| Ca | 0,062 | 0,042 |
| K | 0,002 | 0,003 |
| 10 Mg (Mg+Fe+Mn) = | 55,90 | 52,94 |

Tabuľka 12

| | svetlá časť | tmavá časť |
|----|-------------|------------|
| Fe | 42,25 | 45,50 |
| Mg | 54,68 | 52,88 |
| Ca | 3,07 | 2,12 |

Analýzy amfibolov. V ignimbritoch z Obýc sa okrem hypersténov hojne vyskytujú aj porfyrické výrastlice amfibolov. Niektoré majú opacitový okraj. Sú výrazne pleochroické a ich optické vlastnosti zodpovedajú skupine obecných amfibolov: $\gamma/6=15^\circ$; $2V=68^\circ-70^\circ$. Namerané hodnoty zodpovedajú v Trögerovom diagrame indexom lomu: $n_\gamma=1,694$ a $n_\alpha=1,655$ (pozri tab. 13)

Bodové analýzy

Tabuľka 13

| | svetlá základná hmota (anal. J. Kotrba) | | vo fiame (anal. J. Krištín) |
|--------------------------------|---|-----------|-----------------------------|
| | Amfibol 1 | Amfibol 4 | Amfibol 8 |
| SiO ₂ | 45,33 | 45,65 | 46,38 |
| Al ₂ O ₃ | 8,08 | 7,60 | 8,35 |
| FeO | 16,95 | 16,80 | 17,53 |
| MnO | 0,29 | 0,31 | 0,29 |
| MgO | 12,06 | 12,77 | 12,19 |
| CaO | 10,63 | 10,66 | 10,71 |
| Na ₂ O | 1,42 | 1,46 | 1,56 |
| K ₂ O | 0,91 | 0,91 | 1,02 |
| | 95,67 | 96,16 | 97,94 |

Prepočet na 24 kyslíkov

| | | | | | | |
|------------------------------------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|
| Si | 6,907 | } 7,530 | 7,021 | } 7,714 | 7,303 | } 8,00 |
| Al | 0,723 | | 0,693 | | 0,697 | |
| Al | — | } 4,931 | — | } 5,117 | 0,078 | } 5,256 |
| Ti | — | | — | | — | |
| Fe ⁺² | 2,159 | | 2,162 | | 2,305 | |
| Mn | 0,037 | } 2,735 | 0,036 | } 2,919 | 0,038 | } 2,835 |
| Mg | 2,735 | | 2,919 | | 2,835 | |
| Na | 0,210 | } 2,03% | 0,222 | } 2,069 | 0,236 | } 2,144 |
| Ca | 1,737 | | 1,755 | | 1,805 | |
| K | 0,092 | | 0,092 | | 0,103 | |
| 100 Mg: (Mg+Fe+Mn) = | 55,41 | | 57,05 | | 53,94 | |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,60 | | 1,60 | | 1,53 | |

Podľa vyhodnotenia amfibolov (E. Karolusová 1973) amfiboly, ktoré sme analyzovali mikrosondou, patria do skupiny horečnatých amfibolov.

Analýzy biotitu. Biotit v ignimbritoch z obyčného kameňolomu vytvára drobné, málo hojné výrastlice. Sú lesklé, čierne, bez opacitizácie, často ohnuté podľa fluidality sklovitej hmoty. Sú silne pleochroické, podľa α tmavohnedé, podľa γ zelenohedé.

Chemické zloženie biotitu sa zisťovalo mikrosondou JEOL 5 (pozri tab. 14 — analyzoval J. Krištín).

| Bodová analýza | | Tabuľka 14 | |
|--------------------------------|-------|-------------------|-------|
| SiO ₂ | 36,02 | MgO | 11,76 |
| Al ₂ O ₃ | 13,73 | CaO | 0,16 |
| FeO | 20,00 | Na ₂ O | 0,60 |
| MnO | 0,22 | K ₂ O | 8,63 |
| | | 91,12 | |

Obsah titánu sa pre nedostatok štandardu nestanovoval. Podľa obsahu železa a horčíka môžeme identifikovať tento biotit ako horečnatý. Obsah hliníka je pomerne nízky. Svojím zložením sa tento biotit veľmi blíži biotitu z tonalitového granodioritu ako ho analyzoval W. A. Deer (1937) in W. A. Deer—R. A. Howie—J. Zussman 1966).

Ignimbrit z vrtu NBK-15.

Už vyššie sme spomenuli, že bol ignimbritový prúd v Hronskom Inovci prevírtaný vrtom NBK-15. V prehľadnej petrografickej tabuľke sú zhrnuté hlavné štruktúrne znaky a petrografické zloženie jednotlivých častí.

Štúdium chemických parametrov porfyrických výrastlíc sme previedli v úseku 46,50—66 m, pretože sa v tomto úseku základná hmota ignimbritu najviac podobá typu z lokality Obyce.

Plagioklas je hypidiomorfný, výrazne zonálny. Jeho chemické zloženie vo svetlej základnej hmote aj v tmavej fiame ilustrujú analýzy mikrosondou JEOL 5 (pozri tab. 15 — analyzoval J. Krištín).

Zásaditosť týchto meraných zŕn sa pohybuje podľa obsahu CaO—Na₂O na začiatku labradoritého radu s približným obsahom An₅₀.

Analýza pyroxénov. Z ignimbritov sme analyzovali ešte hyperstén aj augit. Hyperstén je z tmavejšej fiame. Je pomerne železitý a svojím zložením (Fe—48,23 % ; Mg—49,34 % ; Ca—2,34 %) leží v diagrame Fe—Mg—Ca na hranici hypersténu a ferohypersténu (E. Karolusová 1976). Hyperstény z obyčného kameňolomu majú vyšší obsah horčíka, a to najmä tie, ktoré boli analyzované zo svetlejšej sklovitej časti. Hyperstén z tmavejšej časti z fiame má znížený obsah horčíka a vyšší obsah železa, čím sa približuje k údajom hypersténu z vrtu NBK-15. Jeho zloženie je uvedené v tab. 16

| | Plagioklasy vo svetlej hmote | | Plagioklas vo fiame |
|--------------------------------|------------------------------|--------|---------------------|
| | 1 | 2 | |
| SiO ₂ | 52,59 | 54,99 | 53,28 |
| Al ₂ O ₃ | 29,39 | 29,98 | 29,94 |
| FeO | 0,36 | 0,28 | 0,27 |
| CaO | 10,62 | 11,07 | 10,52 |
| Na ₂ O | 5,16 | 5,24 | 4,34 |
| | 98,12 | 101,56 | 98,35 |

Prepočet na 32 kyslíkov

| | | | |
|----|--------|--------|--------|
| Si | 11,585 | 11,649 | 11,638 |
| Al | 3,810 | 3,740 | 3,840 |
| Al | — | — | — |
| Fe | 0,067 | 0,051 | 0,053 |
| Ca | 2,498 | 2,506 | 2,451 |
| Na | 1,098 | 1,066 | 0,917 |

Bodové analýzy

Tabuľka 16

| Prepočet na 6 kyslíkov | | | |
|--------------------------------|-------|------------------|-------|
| SiO ₂ | 49,47 | Si | 1,980 |
| TiO ₂ | 0,12 | Al | 0,016 |
| Al ₂ O ₃ | 1,46 | Al | 0,016 |
| FeO | 28,55 | Ti | 0,003 |
| MnO | 0,09 | Fe ⁺² | 0,954 |
| MgO | 16,38 | Mn | 0,002 |
| CaO | 1,13 | Mg | 0,976 |
| | 97,20 | Ca | 0,048 |

$$100 \text{ Mg (Mg+Fe+Mn) = } 50,52$$

V tomto ignimbrite sa vyskytuje aj ďalší pyroxén, ktorý má pomerne vysoký obsah CaO. Jeho zloženie stanovil J. Krištín na mikrosonde Jeol-5 (tab. 17).

Tento Ca-pyroxén je bohatší na železo a má aj nižší obsah CaO než by sa predpokladalo podľa analógie s augitmi z japonských efuzív. Toto zloženie sa približuje k feroaugitom alebo k augitom chudobným na kalcium. O príslušnosti k feroaugitom s konvergenciou k titanovým augitom hovorí aj pomerne vysoké percento Al₂O₃ a TiO₂. W. A. Deer et al. (1965) uvádzajú, že obsahy kyslíčnikov železa sú v subkalciových augitoch vyššie ako vo feroaugitoch, čo zapríčinil vulkanický pôvod týchto pyroxénov. Vysoké percentá kyslíčnikov železa sú uvádza-

| Prepočet na 6 kyslíkov | | | | |
|--------------------------------|-------|------------------|-------|--------|
| SiO ₂ | 48,10 | Si | 1,895 | } 2,00 |
| TiO ₂ | 1,55 | Al | 0,105 | |
| Al ₂ O ₃ | 7,88 | Al | 0,077 | } 1,97 |
| FeO | 17,07 | Ti | 0,047 | |
| MnO | 0,27 | Fe ⁺² | 0,563 | } 1,97 |
| MgO | 13,58 | Mn | 0,010 | |
| CaO | 11,29 | Mg | 0,797 | |
| | 99,47 | Ca | 0,476 | |
| 100 Mg (Mg+Fe+Mn) = 58,18 | | | | |

né z augitov, ktoré sa vyskytujú v lách. Vysoký obsah železa je v súlade aj so zložením rombických pyroxénov, ktoré afinujú ku skupine ferohypersténov.

Amfiboly a biotity sú v tomto ignimbrite opacitizované, nevhodné pre štúdium chemických vlastností.

Petrochemické vyhodnotenie podľa klasifikácie Streckeisena a Rittmanna

I tu vychádzame z tých istých hornín ako v predchádzajúcej kapitole, kde sme podali ich mineralogicko-petrografickú charakteristiku.

Chemické zloženie týchto hornín znázorňuje tabuľka 18, príslušné minerálne

Tabuľka 18

Chemické zloženie andezitu A — Kozárovce, ignimbritu Io_{1,2} — Obyce a tufov — Čajkov

| Váhové % | A | Io ₁ | Io ₂ | T |
|--------------------------------|-------|-----------------|-----------------|--------|
| SiO ₂ | 56,51 | 60,88 | 61,60 | 58,50 |
| Al ₂ O ₃ | 18,35 | 17,25 | 17,38 | 17,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,39 | 3,01 | 3,98 | 7,34 |
| FeO | 2,03 | 2,89 | 0,92 | 1,81 |
| MnO | 0,08 | 0,03 | 0,07 | 0,05 |
| MgO | 2,41 | 1,24 | 1,01 | 1,58 |
| CaO | 8,28 | 5,10 | 5,61 | 5,32 |
| Na ₂ O | 3,49 | 3,45 | 3,20 | 2,50 |
| K ₂ O | 2,35 | 2,60 | 2,52 | 2,40 |
| TiO ₂ | 0,75 | 0,19 | 0,70 | 0,33 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,14 | 0,26 | 0,40 |
| H ₂ O ⁺ | 0,58 | 1,72 | 1,85 | 0,91 |
| H ₂ O ⁻ | 1,32 | 1,26 | 1,30 | 1,69 |
| | 99,50 | 99,76 | 100,36 | 100,54 |

Rittmannove normy:

| | | | | |
|-----------------|-------|-------|-------|------|
| Ox ⁰ | 0,59 | 0,48 | 0,78 | 0,78 |
| τ | 20,64 | 72,6 | 20,26 | 46,1 |
| σ | 0,43 | 2,047 | 1,76 | 1,5 |
| Q | 12 | 21,4 | 26,7 | 33,1 |
| A | 11 | 20,5 | 10 | 0 |
| P | 77 | 58,1 | 63,3 | 66,9 |
| Color Index | 18,2 | 9,7 | 10,6 | 23,8 |

Analyzovali: A = Andezit Px-Amf.-Bi, Kozárovce, anal. V. Šaturová 1974, GÚDŠ, Bratislava.
 Io₁ = Ignimbrit, Obyce, kameňolom; publ. Proc. KBGA (1973), Anal V. Šaturová 1959, GÚDŠ.
 Io₂ = Ignimbrit, Obyce, kameňolom; anal. A. Križanová-H. Kubasiková 1968, GP Sp. Nová Ves.
 T = Čajkovský pemzový tuf, vrt HV-1 Čajkov, hĺbka 64,0 m; anal. A. Sůrová 1969, GÚDŠ.

percentuálne obsahy sú v tabuľke 19 a vypočítané plagioklasy s percentami An-zložky spolu s priemerným stavom živcových zložiek a s novým názvom v tabuľke 20.

Z andezitu z kozárovského kameňolomu sme vypočítali obsah andezínu (44 %); nazvali sme ho kremitý latiandezit.

Ignimbrity z okolia Obýc, ktoré sme považovali za andezitové, resp. intermediárne, majú podľa nového názvu dacitové zloženie; veľmi vyrovnané sú výsledky analýz v ich plagioklasoch. Ignimbrit Io₁ je charakterizovaný andezínom An₄₄ a ignimbrit Io₂ andezínom An₄₆.

Tuf od Čajkova je charakterizovaný labradoritom (An₅₁). Podľa doterajšej terminológie sme čajkovské tufy považovali za explozívne ekvivalenty andezitového vulkanizmu, no podľa novej terminológie mali by na základe uvedenej analýzy odpovedať explozívnym ekvivalentom plagioklasových dacitov.

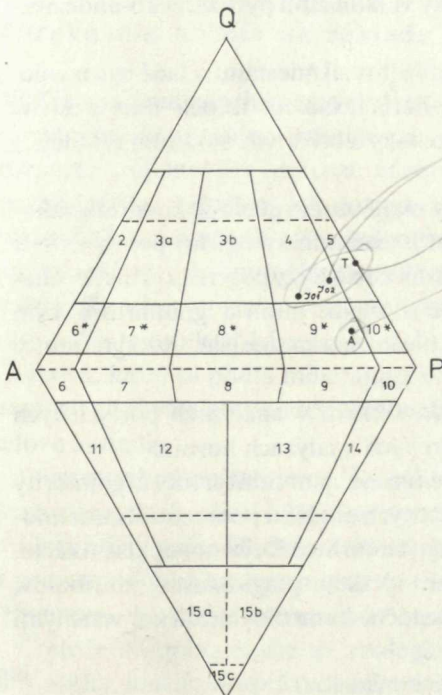
Objemové percentá minerálov vo vulkanickej fácií

Tabuľka 19

| | A | Io ₁ | Io ₂ | T |
|--------------------------------------|------|-----------------|-----------------|-------|
| kremeň | 9,8% | 19,3% | 23,8% | 25,2% |
| sanidín | 9,1 | 18,5 | 8,9 | — |
| andezín | 62,9 | 52,5 | 46 | — |
| labradorit | — | — | — | 51,0 |
| biotit | 5,7 | 5,7 | 7,9 | 21,9 |
| klinopyroxén | 11,0 | — | 0,6 | — |
| cordierit | — | 2,8 | — | 0,1 |
| magnetit | 1,2 | 0,9 | 1,1 | 1,2 |
| ilménit | 0,3 | — | 0,4 | — |
| apatit | — | 0,3 | 0,6 | 0,6 |
| pole v Streck-eisenovom troj-uholíku | 9* | 4. | 4. | 5 |

| Študovaná hornina | Názov plagioklasu+obsah % An-zložky | Zloženie priem. živcov | Nový názov horniny |
|-----------------------------------|-------------------------------------|--|----------------------------|
| A andezit, Kozárovce | andezín An ₄₄ | Or ₁₆ Ab ₄₆ An ₃₈ | andezit kremito-latitový |
| ignimbrit Io ₁ , Obyce | andezín An ₄₄ | Or ₂₂ Ab ₄₄ An ₃₄ | dacitový ignimbrit |
| ignimbrit Io ₂ , Obyce | andezín An ₄₆ | Or _{16,8} Ab _{43,7} An _{39,5} | dacitový ignimbrit |
| pemzový tuf, Čajkov | labradorit An _{50,7} | Or _{7,8} Ab _{41,4} An _{50,7} | plagioklasovo-dacitový tuf |

Uvedené nové názvy presne odpovedajú Streckeisen-Rittmannovej klasifikácii a terminológii vulkanických hornín (i ich ekvivalentom). Príslušné hodnoty Q-A-P sú projektované v Streckeisenovom dvojtrojuholníku (obr. 7).



Obr. 7 Poloha analyzovaných hornín v Streckeisenovom trojuholníku Q-A-P-F podľa Rittmannových noriem. A kremeno-latitový andezit biotiticko-pyroxenický, Kozárovce, kameňolom; Io_{1,2} dacitový ignimbrit, Obyce, kameňolom; T plagioklasodacitový tuf pemzový, Čajkov, vrt HV-1/64 m.

Záver

Pyroxén-amfibolicko-biotitické andezity, tufy, ignimbrity a reoignimbrity predstavujú v Pohronskom Inovci a v Štiavnickom pohorí osobitnú asociáciu hornín. Pretože majú analogické mineralogicko-petrografické zloženie, navzájom blízku geologicko-stratigrafickú pozíciu a priestorové rozloženie, pokúsili sme sa podrobiť ich vzájomnej genetickej korelácii tiež pomocou podrobnejších petrologických a petrochemických analýz.

V časovej následnosti predstavujú andezity najstaršie produkty tejto skupiny hornín. Nasledujúce tufy, ignimbrity a reoignimbrity sú mladšie. Vzájomný časový vzťah tufov a ignimbritov sa zásadne líši od seba iba tým, že v severnejšej oblasti, t. j. na západných svahoch Štiavnického pohoria a naprieč celého Pohronského Inovca sa vyskytujú v spoločnej asociácii; kým v juhozápadných svahoch Štiavnického pohoria a v malej miere tiež v Pohronskom Inovci a v Kozmálovských kopcoch, sa tufy vyskytujú len samostatne (bez ignimbritov). V tejto časti územia (pri Kozárovciach) sa vyskytujú i andezity.

Spodnou hranicou všetkým trom horninovým členom sú staršie vulkanity reprezentované prevažne komplexami vulkanizmov hrubozrnných pyroxénicko-amfibolických, pyroxén-amfibolicko-biotitických až amfibolicko-biotitických andezitov, lávoklastických telies až tufov; na miestach kde vyššie uvedené horniny nie sú vyvinuté, sa v ich podloží nachádzajú komplexy vulkanizmu pyroxénicko-andezitového zloženia.

Vrchnou hranicou študovaných tufov a ignimbritov sú miestami mladé pyroxénické andezity, v jz. častiach Štiavnického pohoria ležia na tufoch transgresívne sedimenty staršieho sarmatu, resp. tufitické polohy s bohatým obsahom odtlačkov spodnosarmatskej makrofauny.

Napriek tomu, že andezity, tufy a ignimbrity majú okrem geologicko-stratigrafických a priestorových blízkyh vzťahov tiež príbuzné mineralogicko-petrografické postavenie, podrobné petrografické a petrochemické analýzy potvrdzujú medzi nimi určité odchýlky. Žiadne alebo veľmi nepatrné sú medzi tufmi a ignimbritmi, kým andezity sa od obidvoch predošlých líšia o niečo markantnejšie. Reoignimbrity neboli analyzované.

Rozdielne výsledky sme konštatovali predovšetkým v analýzach porfyrických výrastlíc a čiastočne tiež v kompletných silikátových analýzach hornín.

Ako už bolo naznačené, všetky tri horninové fácie, t. j. andezity, tufy a ignimbrity sa porovnávajú na základe kompletných silikátových analýz a pomocou Rittmannových stabilných minerálnych asociácií zatriedených do Streckeisenevej klasifikácie, ďalej na základe analyzovaných porfyrických výrastlíc plagioklasov, amfibolov, biotitov a pyroxénov pomocou mikrosondy, čiastočne kontrolovaných konvenčnými optickými metódami.

Porovnanie chemického zloženia porfyrických výrastlíc:

Kozárovské amfiboly sú horečnatejšie, majú vyšší obsah hliníka, ktorý vchádza do mriežky vo forme aniónu ale tiež v podstatnej miere sa zúčastňuje tvorby minerálu aj ako kation. Kozárovský amfibol je menej železitý, ale zato je alkalickejší ako amfiboly z ignimbritov.

Podobné rozdiely sa zistili aj u biotitov. Kozárovské biotity majú zvýšený obsah titánu, vysoký obsah hliníka a mierne zvýšené alkálie. Biotit z beňadického tufu má zvýšený obsah železa a celým zložením sa silne približuje k hodnotám biotitov ignimbritov z Obýc.

Nízky obsah titánu sa konštatoval u augitov Kozároviec, kým augit z ignimbritov má vyšší obsah titánu v súlade s vyšším obsahom hliníka. Pomer Fe-Mg-Ca je v oboch porovnávaných augitoch rozdielny: NBK-15 = 0,563-0,797-0,476, Kozárovce = 0,296-0,826-0,829; z toho vyplýva, že kozárovské augity sú horečnato-vápenaté a augit z ignimbitu je horečnato-železitý.

Vzácná zhoda je v zložení plagioklasových výrastlíc. V ignimbritych pri Obýciach sa obsah CaO pohybuje od 9,35—11,26 v ignimbritych z NBK-15 je v rámci 10,52—11,07 a v andezite je obsah CaO približne 10 percent. Výnimkou sú plagioklasy z beňadických tufov, ktoré majú najnižšie obsahy CaO 4,74 až 5,42 %.

Zostáva ešte zmerať sa o veľmi blízkych hodnotách ortopyroxénov v ignimbritych z Obýc a v pemzových tufoch od Čajkova, ktoré môžu poukazovať na ich veľmi blízky, ak nie spoločný pôvod.

Porovnanie hornín na základe kompletných silikátových analýz

Vyššie uvedené rozdiely atomárnych obsahov Ca-Mg-Fe v mafických mineráloch v jednotlivých horninových fáciách (andezit-ignimbrit-tuf) majú tiež vplyv pri rozpočte objemových percent minerálov podľa Rittmannovej normy. Na tom bezprostredne záleží aj ich pozícia v Streckeisennom dvojtrojuholníku, a teda v klasifikácii a nomenklatúre jednotlivých hornín. Andezit podľa tejto klasifikácie a nomenklatúry je kremitým latitovým andezitom. Ignimbrity sme doteraz považovali podľa mineralogicko-petrografického zloženia za andezitové, t. j. intermediárne; podľa tejto klasifikácie sa ukázalo, že sú dacitového zloženia. Pemzové tufy od Čajkova, ktoré sa podľa mineralogicko-petrografického zloženia tiež považovali za explozívne ekvivalenty andezitového zloženia, majú v tejto klasifikácii plagioklasdacitové zloženie.

Okrem toho konštatujeme, že zmiernené rozdiely, nielen v jednotlivých femických mineráloch, ale aj ich prejav v rozličnej fácii a napokon v rozličnej terminológii a klasifikácii treba hľadať v tom, že jednotlivé horninové fácie nemuseli vzniknúť a pravdepodobne ani nevznikli za rovnakých podmienok ako napr. p-t, alebo za dynamomechanických procesov erupcií.

Pretože najpríbuznejšie až analogické zloženie má asociácia pemzové tufy — ignimbrity, možno sa oprávnene domievať, že pochádzajú z rovnakej magmy. Pre ich

vznik v rôznych faciálnych prejavoch, ale za rovnakého zloženia materskej magmy slúži vysvetlenie Rittmannovho modelu tufov-ignimbritov-reoignimbritov (1962).

Študované andezity od Kozároviec v súčasnosti nemožno považovať za člena ignimbritových erupcií, pretože napriek geologicko-stratigrafickej a priestorovej blízkosti s ignimbritmi nevykazujú úplne zladenú petrografickú a petrochemickú príbuznosť. Naopak, tufy a ignimbrity spĺňajú uvedené kritériá, preto ich možno viskozita a mechanizmy erupčívneho štádia im spôsobili nerovnaké faciálne pomery vzniku.

Do tlače odporučil L. Rozložník a J. Vozár.

Literatúra

- BEŇO, J.—OČENÁŠ, D. 1965: Záverečná správa s výpočtom zásob so stavom k 1.3.1965 na lokalite Kozárovce (stavebný kameň). Geofond, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E. 1967: Neogén (sedimenty) in K. Karolus et al. Záverečná správa k listu 1:50 000 Nová Baňa a príľahlej časti listu 1:50 000 — Zlaté Moravce. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 98—108.
- BRESTENSKÁ, E. 1970: Čiastková záverečná správa sedimentogénneho neogénu za list Levice 1:50 000. Geofond, Bratislava, 1—68.
- DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J. 1965/1966: Rock forming minerals. Vol. 2. 3. 4. Ruský preklad. Izdatel'stvo Mir, Moskva.
- DUBEK, A.—FEDIUK, F.—PALIVCOVÁ, M. 1962: Petrografické tabuľky. ČSAV, Praha, 1—303.
- HALLIMOND, A. F. 1943: On the graphical representation of the calciferous amphiboles. Amer. Mineralogist, 28, Washington, 65—89.
- KAROLUS, K. et. al. 1967: Záverečná správa k listu 1:50 000 — Nová Baňa a príľahlej časti listu Zlaté Moravce. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—379.
- KAROLUS, K.—VAŇOVÁ, M. 1973: Beziehung der sarmatischen Sedimente zu den Neovulkaniten der Mittleren Slowakei. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 155—182.
- KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E. 1975: Ignimbrites of an intermediate composition in the south-western portion of the central Slovakian neovolcanic region. Proceedings of the Xth Congress CBGA. Magmatism, volcanism, metamorphism. VI. sect. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—123.
- KAROLUSOVÁ, E. 1972: Andezit z kameňolomu Bukovinka. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—86.
- KAROLUSOVÁ, E. 1973: Chemical composition of amphiboles from rocks of intermediate composition from neovolcanism in central Slovakia. Geol. Zborn.-Geologica Carpathica XXIV,2. Bratislava, 275—280.
- KAROLUSOVÁ, E. 1976: Mineralogicko-petrografické a petrochemické parametre niektorých pyroxenických a pyroxén-amfibol-biotitických andezitov, resp. ignimbritov a tufov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—96.
- RITTMANN, A. 1964: Vulkany i ich dejateľnosť. Izd. Mir, Moskva.
- RITTMANN, A. 1962: Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. Geol. Rdsch. 25, 2, Stuttgart, 853—861.
- RITTMANN, A. 1973: Stable Mineral Assemblages of Joneous Rocks. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, New York.

- STRECKEISEN, A. 1966: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. Geol. Rdsch. 55, Stuttgart, 478—491.
- STRECKEISEN, A. 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neu. Jb. Mineral. Abh. 107, Stuttgart, 144—240.
- TRÖGER, E. W. 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. E.

Karol Karolus — Eva Karolusová

Petrography of ignimbrite formation in Štiavnické pohorie and Pohronský Inovec mountains

Summary

In the Pohronský Inovec and Štiavnické pohorie mountains a particular rock association is represented by pyroxene-hornblende-biotite andesites, tuffs, ignimbrites and reoignimbrites. Since their mineralogical-petrographical compositions are analogous, and they are close to each other in the geological-stratigraphical position and in spatial distribution, we have attempted for their mutual genetical correlation also by more detail petrological and petrochemical analyses.

Chronologically andesites are the oldest products of this rock group. Tuffs, ignimbrites and reoignimbrites are younger. There is a difference in time relation of tuffs and ignimbrites, namely that in the northern area i. e. on the western slopes of the Štiavnické pohorie mountains and across the entire Pohronský Inovec mountains they are in one association, while on the southwestern slopes of the Štiavnické pohorie mountains, partly in the Pohronský Inovec and Kozmálovské kopce mountains tuffs occur without ignimbrites. In that part of the area (near Kozárovce) andesites occur as well.

The lower age limit of the three rocks is represented by older volcanites, mostly by coarse-grained pyroxene-horn-blende, pyroxene-hornblende-biotite and hornblende-biotite andesites, lava clastics and tuffs. In places where these rocks are absent, there are volcanic complexes of pyroxenic-andesite composition.

The upper age limit of the tuffs and ignimbrites studied is represented in places by young pyroxenic andesites, in the southwestern parts of the Štiavnické pohorie mountains the tuffs are transgressively overlain by Early Sarmatian sediments, and/or by buffaceous horizons with plentiful impressions of Lower Sarmatian macrofauna.

In spite of the fact that andesites, tuffs and ignimbrites have a close geological-stratigraphical position, spatial relation and analogous mineralogical-petrographical composition, still detail petrographical and petrochemical analyses revealed some differences among them. No or very slight differences are between tuffs and ignimbrites, while andesites differ more distinctly from tuffs and ignimbrites. Reoignimbrites were not analyzed.

Different data also resulted from analyses of porphyric phenocrysts and partly from complete silicate analyses of rocks.

As already mentioned, all the three rock facies, i.e. andesites, tuffs and ignimbrites are compared on the basis of complete silicate analyses, and by means of Rittmann's stable mineral associations ranged in the Streckeisen's classification; and on the basis of analyzed porphyric phenocrysts of plagioclases, hornblendes, biotites and pyroxenes by means of microsound, partly controlled by conventional optical methods.

Comparison of chemical composition of porphyric phenocrysts:

The Kozárovce hornblendes contain more Mg and Al entering the lattice in the form of an anion. Frequently Al participates in the formation of the mineral in the form of a kation. The Kozárovce hornblende is less ferruginous and more alkaline than hornblendes from ignimbrites.

Biotites also show differences. The Kozárovce biotites have more titanium, high contents of Al and slightly increased alkalis. Biotite from the Beňadik tuff has increased content of Fe, and its composition is very close to that of biotites from ignimbrites from Obyce.

Augites from Kozárovce have a lower content of titanium than augite from ignimbrites. It is in accordance with higher Al-contents. The ratio Fe-Mg-Ca is different in the two augites compared: NBK-15 = 0,563-0,797-0,476; Kozárovce = 0,296-0,826-0,8920; it follows that the Kozárovce augites are Mg-Ca, and augite from ignimbrite is Mg-Fe.

The composition of plagioclase phenocrysts is almost equal. In the cases analyzed the CaO varies between 9,35 and 11,26 in ignimbrites near Obyce, between 10,52 and 11,07 in ignimbrites from NBK-15, and the CaO content is approximately 10 % in andesites. Exceptionally low CaO contents, namely 4,74—5,42 % are in plagioclases from the Beňadik tuffs.

Very close values of orthopyroxenes in ignimbrites near Obyce and in pumiceous tuffs near Čajkovo may be indicative of their close or even identical places of origin.

Rock comparisons based on complete silicate analyses:

The differences in atomic contents of Ca-Mg-Fe in mafic minerals in individual rock facies (andesite-ignimbrite-tuff) also affect the calculations of volumetric percent of minerals according to the Rittmann's norm. They also control the position in Streckeisen's double-triangle and in the classification and nomenclature of individual rocks. In accordance with the classification and nomenclature andesite is a quartzose latite andesite. Ignimbrites have been referred to as andesite, ignimbrites, i. e. intermediary-according to their mineralogical-petrographical composition, yet the new classification reveals their dacite composition. Pumiceous tuffs from Čajkovo were also regarded as explosive equivalents of andesite composition-according to their mineralogical-petrographical composition — and in the new classification their composition is plagioclase-dacite.

The differences in individual feldspar minerals and their manifestations in different facies and in different nomenclature and classification may be explained by possible different conditions like p-t, and different dynamomechanical eruption processes for individual rock phases.

Analogous composition of the pumice tuffs — ignimbrites association is indicative of the origin from the same magma. Their origin in different rock facies but in the same magma may be explained by Rittmann's model of tuffs — ignimbrites-reoignimbrites (1962).

At present, the Kozárovce andesites cannot be regarded as a member of ignimbrite eruptions since — in spite of their geological—stratigraphical and spatial closeness to ignimbrites—they do not display total petrographical and petrochemical affinity. Tuffs and ignimbrites are in accordance with the criteria and can be referred to as products of the same dacite magma, only their viscosity and mechanism of eruptive stage caused differences in facial conditions of their origin.

Explanation of text-fig. 1—7

Fig. 1 Scheme of ignimbrite eruptions products distribution in Pohronský Inovec and Štiavnické pohorie mountains. Compiled by K. Karolus.

1-rheoignimbrites; 2-ignimbrites; 3-pumiceous tuffs; 4-pyroxene-hornblende-biotite andesites from Kozárovce; 5-neovolcanic rocks complex; 6-Neogene sediments complex; 7-entire pre-volcanic basement; 8-distribution presumed: a—of pumiceous tuffs; b—of ignimbrites; 9-tectonic lines: a—established, b—inferred; 10-bore holes.

Fig. 2 Diagram of Na_2O — CaO contents in 8 plagioclases of andesite from Kozárovce

Fig. 3 Linear scan of Na_2O — CaO_2 in plagioclase of andesite from Kozárovce.

Fig. 4 Linear scan of Na_2O — CaO_2 in zonal plagioclase of andesite from Kozárovce.

Fig. 5 Linear scan of Na_2O — CaO in oligoclase of andsite from Kozárovce.

Fig. 6 Linear scan of Na_2O — CaO in plagioclase of andesite from Kozárovce.

Fig. 7 Position of rocks analyzed in Streckeisen triangle

Q-A-P-F in accordance with Rittmann's norm. A quartz-latic biotite-pyroxene andesite, Kozárovce-quarry; $\text{Io}_{1,2}$ dacite ignimbrite, Obyce, quarry; plagioclase-dacite pumiceous tuff, Čajkov and bore hole HV-1/64 m.

К. Каролус – Е. Каролусова

Петрография игнимбритовой формации из Штиавницких гор и Погронского Иновца

Выводы

Пироксен-амфибол-биотитовые андезиты, туфы, игнимбриты и реоигнимбриты в Погронском Иновце и в Штиавницких горах представляют собой особую ассоциацию горных пород. Так как они имеют аналогичный минералогическо-петрографический состав, близкую друг другу геологическо-стратиграфическую позицию и пространственное распределение, мы сделали попытку подвергнуть их взаимной генетической корреляции также при помощи более детальных петрологических и петрохимических анализов.

В возрастной последовательности андезиты являются самыми ранними продуктами из этой группы пород. Следующие породы, т.е. туфы, игнимбриты и реоигнимбриты, моложе андезитов. Временные взаимоотношения туфов и игнимбритов отличаются друг от друга, в сущности, только тем, что в северной области, именно на западных склонах Штиавницких гор и поперек всего Погронского Иновца, они встречаются в совместной ассоциации, тогда как на юго-западных склонах Штиавницких гор и, в определенной мере, тоже в Погронском Иновце и в Козмаловских холмах туфы встречаются лишь самостоятельно (без игнимбритов). В этой части области изучения (около с. Козаровце) встречаются тоже андезиты.

Нижнюю границу для всех трех членов упомянутой ассоциации пород составляют более ранние вулканические породы, представленные преимущественно вулканическими комплексами крупнозернистых пироксен-амфиболовых, пироксен-амфибол-биотитовых до амфибол-биотитовых андезитов, лавобрекчий до туфов; на местах, где не развиты вышеприведенные породы, подстилающими породами упомянутой ассоциации являются вулканические комплексы пироксен-андезитового состава.

Верхнюю границу изучаемых туфов и игнимбритов представляют собой местами поздние пироксеновые андезиты, а в юго-западных участках Штиавницких гор на туфах залегают трансгрессивные отложения нижнего сармата или же туффитовые горизонты с избыточным содержанием слепков нижнесарматской макрофауны.

Несмотря на то, что андезиты, туфы и игнимбриты, кроме близких геологическо-стратиграфических и пространственных отношений, занимают тоже родственную минералогическо-петрографическую позицию, детальные петрографические и петрохимические анализы выявляют между ними определенные различия. Почти никаких нет, или только очень незначительные имеются

между туфами и игнимбритами, тогда как андезиты от обеих упомянутых пород отличаются несколько более выразительно. Реоигнимбриды не анализированы.

Разные результаты были нами установлены, прежде всего, в анализах вкрапленников, а отчасти тоже в полных силикатных анализах горных пород.

Как уже указано, все три фации горных пород, т.е. андезиты, туфы и игнимбриды, сравниваются на основании полных силикатных анализов, при помощи устойчивых минеральных ассоциаций Риттманна, отнесенных к классификации Штрекэйзена, а кроме того на основании анализов вкрапленников плагиоклазов, амфиболов, биотитов и пироксенов при помощи микрозонда, проверяемых отчасти при помощи обыкновенных оптических методов.

Сравнение хумического состава порфириновых вкрапленников:

Амфиболы из окрестностей с. Козаровце обладают более высокими содержаниями магния, алюминия, входящего в решетку в виде аниона, но также принимающего участие, в существенной мере, в образовании минерала и в виде катиона. Амфибол от с. Козаровце является менее железистым, но зато более щелочным, чем амфиболы из игнимбридов.

Подобные различия установлены тоже у биотитов. Биотиты из окрестностей с. Козаровце имеют более высокие содержания титана, высокие содержания алюминия и умеренно повышенные щелочи. Биотит из туфа около с. Гронски Бенядик обладает повышенным содержанием железа, а вообще всем своим составом он очень близок величинам, установленным в биотитах из игнимбридов от с. Обыце.

Низкое содержание титана было установлено в авгитах от с. Козаровце, тогда как авгит из игнимбрита обладает более высокими содержаниями титана в согласии с более высокими содержаниями алюминия. Отношение Fe : Mg : Ca в обоих сравниваемых авгитах различно: NBK-15 = 0,563 : 0,797 : 0,476; Козаровце = 0,296 : 0,826 : 0,829; из приведенного вытекает, что авгиты от с. Козаровце магнево-кальциевые, а авгит из игнимбрита – магнево-железистый.

Редкое сходство имеется в составе вкрапленников плагиоклаза. В анализированных случаях содержание CaO колеблется в пределах 9,35–11,26 % в игнимбритах от с. Обыце, в игнимбритах из буровой скважины NBK-15 — 10,52–11,07 % и в андезите оно составляет приблизительно 10 %. Исключение собой представляет плагиоклазы из туфов от с. Гронски Бенядик, так как их содержание CaO самое низкое и колеблется с 4,74 до 5,42 %.

Отстает еще упомянуть очень близкие величины ортопироксенов в игнимбритах от с. Обыце и в пемзовых туфах от с. Чайков, указывающие, возможно, на их очень близкое, если не даже совместное происхождение.

Сравнение горных пород на основании полных силикатных анализов:

Вышеприведенные разности атомных содержаний Ca-Mg-Fe в мафических минералах отдельных фаций горных пород (андезит – игнимбрид–туф) оказывают влияние тоже на расчет объемных процентов минералов по норме Риттманна. От этого непосредственно зависит тоже их позиция в двутреугольной диаграмме Штрекэйзена, следовательно и в классификации и номенклатуре отдельных горных пород. По этой классификации и номенклатуре андезит является кремнистым латитовым андезитом. Игнимбриды, считаемые нами до сих пор по их минералогическо-петрографическому составу андезитовыми, т.е. промежуточными, по этой классификации обладают дацитовым составом. Пемзовые туфы от с. Чайков, считаемые по минералогическо-петрографическому составу также эксплозивными эквивалентами андезитового состава, по этой классификации обладают плагиоклаз-дацитовым составом.

Кроме того надо принять во внимание, что упомянутые различия, касающиеся не только отдельных фемических минералов, но тоже их проявления в разных фациях и, наконец, в различной номенклатуре и классификации, обусловлены, возможно, и тем, что отдельные фации горных пород необязательно и, по всей вероятности, отнюдь не образовались в одинаковых условиях.

например, режима давления и температуры или же динамомеханических процессов извержений.

Так как самым родственным и даже аналогичным составом обладает ассоциация пемзовых туфов – игнимбритов, можно по праву предполагать, что они происходят из одинаковой магмы. Объяснением их возникновения в разных фациальных видах, но из материнской магмы одинакового состава, может служить модель туфов – игнимбритов ресигнимбритов по Риттманну (1962).

Изучаемые андезиты от с. Козаровце нельзя считать, по современным данным, членом игнимбритовых извержений, так как они, несмотря на их геологическо-стратиграфическую и пространственную близость к игнимбритам, не показывают полного петрографического и не-трохимического родственного отношения. Туфы и игнимбриты, наоборот, вполне соответствуют упомянутым критериям, поэтому их можно считать продуктами одинаковой дицитовой магмы; их неодинаковые фациальные условия образования были вызваны лишь вязкостью и механизмами стадии извержения.

Перевод: А. Кříž.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Second block of faint, illegible text, appearing as a separate paragraph.

Third block of faint, illegible text, continuing the document's content.

Fourth block of faint, illegible text, showing further progression of the text.

Fifth block of faint, illegible text, located near the bottom of the page.

Gejza Timčák, Katarína Jakabská, Margita Činčárová

Porovnanie výsledkov prepočtov koncových členov granátového radu podľa metódy Burriho, Rickwooda, Soboleva a Deera

5 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Abstract. The various methods of garnet end-member calculation were assumed to yield different results. The paper defines the methods and compares the results for a series of garnets separated from andesite, rhyolite, rhyodacite, schist and alluvial mineral concentrates. It was found that the method of Burri gave the least amount of analytical residuals. The minerals formed by the various methods were found to vary significantly. The fields formed by the calculated data in the Alm-Spes-Pyr-Gros-And diagram were overlapping to a considerable degree. Burri's method appears to give the least spread of data.

Určiť proporcie idealizovaných koncových členov granátového radu v ľubovoľnom skúmanom granáte možno dvojakým spôsobom: graficky, na základe fyzikálnych vlastností granátu (V. P. Kostjuk 1958, A. N. Winchell 1949, J. L. Giller 1956) — tento spôsob sme v našej práci nepoužili — a numericky (C. Burri et al. 1936, N. V. Sobolev 1949, W. A. Deer et al. 1964, R. C. Rickwood 1968, E. F. Malejev 1962). V numerických metódach sú odchýlky: niektoré systémy počítajú na základe vzorca s 6 O, (napr. N. V. Sobolev 1964, R. Brousse et al. 1972), iné na základe 24 O (napr. W. A. Deer et al. 1964) alebo 12 O (R. C. Rickwood 1968) viazaných na R^{+2} („X“), R^{+3} („Y“) a alebo R^{+4} („Z“), pričom „Z“ býva obvykle Si (R. Brousse et al. 1972). Treba poznamenať, že skutočná granátová jednotková molekula má 96 kyslíkových atómov (R. C. Rickwood 1968). Ďalším zaužívaným zjednodušením je, že sa iónové množstvá uvažujú vždy v tvare celých čísel (násobia sa vhodnou mocninou 10) napriek tomu, že v skutočnosti ide o čísla reálne. Pri používaní odlišnej metodiky postupu prepočtu nie je vždy možné porovnávať publikované výsledky bez nebezpečia omylov. Podobná situácia je i u petrochemických klasifikácií (A. Streckeisen 1973) a je sťažená tým, že autori zriedka udávajú aký systém pri prepočte použili.

Preto sme porovnali výsledky získané prepočtom podľa najčastejšie užívaných metód na príklade nami skúmaných granátov (J. Šalát, L. Rozložník et al. 1975).

Dr. Ing. G. Timčák, Ing. K. Jakabská, Ing. M. Činčárová; Výskumné laboratórium Banickej fakulty VŠT, Park Komenského 17, 043 84 Košice.

Skôr než pristúpime k vlastnému porovnaniu výsledkov, uvedme metodiku prepočtov použitých pri našej práci:

Prepočet Burriho (C. Burri, J. Parga-Pondal 1936, M. Činčárová, J. Šalát 1970; tab. 1 a 2).

Molekulové kvocienty dostaneme, keď váhové percento každého kyslíčnika vydělíme jeho molekulovou váhou a násobíme desaťtisícmi. Napr. pre SiO_2 to bude $36,66 : 60,06 \times 10\,000 = 6104$. Molekulárny kvocient SiO_2 a TiO_2 sa obyčajne spája. Rozpočet zloženia granátu sa prevádza na dvanásť atómov kyslíka.

Výpočet vzorca granátu — chemické zloženie

Tabuľka 1

| | Váhové % | Molekulové kvocienty | Aniónové kvocienty | Katiónové kvocienty | Koeficient |
|-------------------------|----------|-------------------------|--------------------|---------------------|------------|
| SiO_2 | 36,66 | 0,6104 | 1,2208 | 0,6104 | 0,6104 |
| TiO_2 | 0,20 | 0,0030 | 0,0060 | 0,0030 | 0,0123 |
| Al_2O_3 | 17,90 | 0,1760 | 0,5280 | 0,3520 | 1,72 |
| Fe_2O_3 | 4,40 | 0,0280 | 0,0840 | 0,0560 | 0,27 |
| FeO | 29,86 | 0,4156 | 0,4156 | 0,4156 | 2,03 |
| MnO | 1,24 | 0,0174 | 0,0174 | 0,0174 | 0,08 |
| MgO | 1,08 | $0,0266 \times 10$ tis. | 0,0266 | 0,0266 | 0,13 |
| CaO | 8,52 | 0,1522 | 0,1522 | 0,1522 | 0,74 |

Atómové aniónové kvocienty dostaneme tak, že vynásobíme molekulárny kvocient počtom atómov kyslíka. Napr. pre Al_2O_3 je molekulárny kvocient 1760, jeho aniónový kvocient je 5280. Katiónový kvocient dostaneme vynásobením molekulárneho kvocientu počtom atómov katiónov. Napr. Al_2O_3 má molekulový kvocient 1760, jeho katiónový kvocient bude 3520; pre FeO bude katiónový kvocient 4156.

Koeficienty vypočítame podľa nasledujúcej schémy:

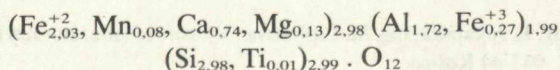
$$\frac{\text{súčet tretieho stĺpca}}{12} = \text{spoločný deliteľ}$$

V našom prípade je spoločný deliteľ rovný 2042.

Katiónový kvocient vydelený spoločným deliteľom dáva koeficient. Teda —

$$\frac{\text{katiónový kvocient}}{\text{spoločný deliteľ}} = \text{koeficient}$$

Koeficient dosadíme do obecného vzorca granátov a dostaneme vzorec skúmaného granátu.



Ako vidno, pomer $R^{+2} : R^{+3} : SiO_4$

je približne 3 : 2 : 3,

čo zodpovedá obecnému vzorcu granátu $R_3^{+2} \cdot R_2^{+3} (SiO_4)_3$

Prepočet na koncové členy

Tabuľka 2

| | Váh.% | Mol. kvoc. | Al | Py | Sp | An | Gr. | Dif. |
|--------------------------------|-------|------------|------|-----|-----|------|------|-------|
| SiO ₂ | 36,66 | 6104 | 4156 | 266 | 174 | 840 | 682 | - 14 |
| TiO ₂ | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 17,90 | 1760 | 1385 | 88 | 58 | — | — | + 229 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,40 | 280 | — | — | — | 280 | 227 | - 227 |
| FeO | 29,86 | 4156 | 4156 | — | — | — | — | — |
| MnO | 1,24 | 174 | — | — | 174 | — | — | — |
| MgO | 1,08 | 266 | — | 266 | — | — | — | — |
| CaO | 8,52 | 1522 | — | — | — | 840 | 682 | — |
| | | | 9697 | 620 | 406 | 1960 | 1591 | |

Prepočítaním na 100 dostaneme:

| | | |
|-----------|---------|--------|
| almandín | — 67,95 | % mol. |
| pyrop | — 4,34 | % mol. |
| spesartín | — 2,84 | % mol. |
| andradit | — 13,73 | % mol. |
| erosulár | — 11,14 | % mol. |
| | 100,00 | % mol. |

14274 100 %

9697 x

$$x = \frac{969700}{14274} = 67,95$$

Vysvetlenie k tabuľke 2:

Rozpočet na jednotlivé granátové zložky sa robí podľa nasledujúcej schémy:

1. stĺpec : váhové percentá kysličníkov

2. stĺpec : molekulové kvocienty

3.—8. stĺpec : koncové členy — nezáleží na ich poradí; začína sa obyčajne zložkou, ktorá je vo vzorke najviac zastúpená.

Začínáme napr. almandínom. To znamená, že berieme molekulový kvocient FeO; v našom prípade je to 4156. Do rubriky FeO vpíšeme 4156, vzorec almandínu je $Fe_3^{+2} Al_2(SiO_4)_3$; takže pomer molekúl kysličníkov FeO : Al₂O₃ : SiO₂ je 3 : 1 : 3. Do rubriky SiO₂ teda vpíšeme tiež 4156, lebo tri molekuly FeO viažu tri molekuly SiO₂. Do rubriky Al₂O₃ vpíšeme 1/3 zo 4156, čiže 1385. Tak postupujeme pri každej zložke. Pri grossulári a andradite sa CaO rozdelí medzi obidve zložky, pričom začíname andraditom.

Poznámka: Často sa pri týchto prepočtoch časť alebo aj celé Fe₂O₃ prepočítava na FeO — anticípajú sa tým oxidačné zmeny v granáte.

Po vyplnení celej tabuľky sa každý stĺpec spočíta a výsledky prepočítajú na sto. Takýmto spôsobom sme získali molekulové percentá jednotlivých zložiek v granáte.

Prepočet podľa Rickwooda (P. C. Rickwood 1968):

Postup: — Výpočet v prvých fázach, t. j. až po vytvorenie molekulových kvocientov, je zhodný s metódou Burriho. Koncové členy sa tvoria determináčno-iteračným prepočtom (tab. 3, 4). Ako vzor uvedieme prepočet pyropu:

Možné typy granátov tvoriacich sa z uvedených iónov

| Typ | | | |
|------------|------------|------------|------------|
| R_3^{+2} | R_2^{+3} | R_3^{+4} | Názov |
| Ca | Al | Si | grossulár |
| Ca | Fe | Si | andradit |
| Ca | Cr | Si | uvarovit |
| Mn | Al | Si | spessartín |
| Mn | Fe | Si | calderit |
| Mn | Cr | Si | |
| Fe | Al | Si | almandín |
| Fe | Fe | Si | skiagit |
| Fe | Cr | Si | |
| Mg | Al | Si | pyrop |
| Mg | Fe | Si | koharit |
| Mg | Cr | Si | hanléit |

Vzorce a názvy koncových členov granátového radu s prirodzeným výskytom

Tabuľka 4

| Názov | Vzorec | | | |
|----------------|-----------------|-----------------|--------------------|-----------------|
| | c | a | d | h |
| pyrop | Mg ₃ | Al ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| koharit | Mg ₃ | Fe ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| hanléit | Mg ₃ | Cr ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| almandín | Fe ₃ | Al ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| skiagit | Fe ₃ | Fe ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| spessartín | Mn ₃ | Al ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| calderit | Mn ₃ | Fe ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| blythit | Mn ₃ | Mn ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| yamatoit | Mn ₃ | V ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| grossulár | Ca ₃ | Al ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| andradit | Ca ₃ | Fe ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| uvarovit | Ca ₃ | Cr ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| goldmanit | Ca ₃ | V ₂ | Si ₃ | O ₁₂ |
| kimzeyit | Ca ₃ | Zr ₂ | Al ₂ Si | O ₁₂ |
| ferri-kimzeyit | Ca ₃ | Zr ₂ | Fe ₂ Si | O ₁₂ |
| schorlomit | Ca ₃ | Ti ₂ | Fe ₂ Ti | O ₁₂ |
| hydrogrossulár | Ca ₃ | Al ₂ | H ₁₂ | O ₁₂ |
| hydroandradit | Ca ₃ | Fe ₂ | H ₁₂ | O ₁₂ |
| ytrogranát | Y ₃ | Al ₂ | Al ₃ | O ₁₂ |

1. $R^{+2} = \text{Mg}$, $R^{+3} = \text{Al}$, $R^{+4} = \text{Si}$
2. $(R^{+2}/3)? (R^{+3}/2)? (R^{+4}/3)$
- 2a. Z je rovné najmenšiemu z výrazov uvedených v bode 2.
3. Množstvo koncového člena, ktoré sa vytvorí, je rovné Z.
- 3a. Zvyšok $R^{+2} = R_p^{+2} - 3Z$
 Zvyšok $R^{+3} = R_p^{+3} - 2Z$
 Zvyšok $R^{+4} = R_p^{+4} - 3Z$

R_p je množstvo katiónov s ktorým sme začali prepočet daného koncového člena.

Ak sa u koncových členov robí prepočet iným spôsobom, je to uvedené na príslušnom mieste.

Úplný návod k prepočtu:

1. Ytthrogranát
 $Z = \text{menšiemu z výrazov } Y/3 \text{ a } Al/5$
 Množstvo ytthrogranátu = Z
 Zvyšok Y = počiatocné Y - 3Z
 Zvyšok Al = počiatocné Al - 5Z
2. Yamatoit
 $R^{+2} = \text{Mn}$, $R^{+3} = \text{V}$, $R^{+4} = \text{Si}$
3. Goldmanit
 $R^{+2} = \text{Ca}$, $R^{+3} = \text{V}$, $R^{+4} = \text{Si}$
4. Kimzeyit
 Z výrazu, ktorý je najmenší za $\text{Ca}/3$, $\text{Zr}/2$, $\text{Al}/2$ a Si :
 Zvyšok Ca = Ca - 3Z
 Zvyšok Zr = Zr - 2Z
 Zvyšok Al = Al - 2Z
 Zvyšok Si = Si - Z
5. Ferri-kimzeyit
 $Z = \text{výrazu, ktorý má najmenšiu hodnotu z}$
 $\text{Ca}/3$, $\text{Zr}/2$, $\text{Fe}^{+3}/2$ a Si
 Prepočet prebieha ako u kimzeyitu, pričom Fe^{+3} nahradí Al
6. Uvarovit
 $R^{+2} = \text{Ca}$, $R^{+3} = \text{Ca}$, $R^{+4} = \text{Si}$
7. Andradit
 $R^{+2} = \text{Ca}$, $R^{+3} = \text{Fe}^{+3}$, $R^{+4} = \text{Si}$
8. Pyrop
 $R^{+2} = \text{Mg}$, $R^{+3} = \text{Al}$, $R^{+4} = \text{Si}$
9. Spessartín
 $R^{+2} = \text{Mn}$, R^{+3} a Al , $R^{+4} = \text{Si}$
10. Hydrogrossulár

$$R^{+2} = \text{Ca}, R^{+3} = \text{Al}, R^{+4} = \text{H}/4 \text{ (nakoľko } 4\text{H} = \text{Si})$$

Po vytvorení hydrogrossuláru násobme $(\text{H}/4) \cdot 4 = \text{H}_{(\text{nové})}$

11. Grossulár

$$R^{+2} = \text{Ca}, R^{+3} = \text{Al}, R^{+4} = \text{Si}$$

12. Almandín

$$R^{+2} = \text{Fe}, R^{+3} = \text{Al}, R^{+4} = \text{Si}$$

13. Schorlomit

$$R^{+2} = \text{Ca}, R^{+3} = \text{Fe}^{+3}, R^{+4} = \text{Ti}$$

Nasleduje vytvorenie ďalšieho množstva schorlomitu v dvoch fázach:

- a) $X =$ výraz s najmenšou hodnotou z $\text{Ca}/3, \text{Al}/2, \text{Ti}/3$ a množstva vytvoreného andraditu

$$\text{Množstvo schorlomitu} = \text{predošlé množstvo schorlomitu} + X$$

$$\text{Zvyšok andraditu} = \text{vytvorený andradit} - X$$

$$\text{Nové množstvo grossuláru} = \text{vytvorený grossulár} + X$$

$$\text{Zvyšok Ca} = \text{Ca} - 3X$$

$$\text{Zvyšok Al} = \text{Al} - 2X$$

$$\text{Zvyšok Ti} = \text{Ti} - 3X$$

Prepočet zopakujeme s Mg namiesto Ca a vytvoríme pyrop namiesto grossuláru.

Zopakujeme tento cyklus s Mn namiesto Mg a vytvoríme spessartín namiesto pyropu.

Cyklus opäť zopakujeme použijeme Fe^{+2} namiesto Mn a vytvoríme almandín namiesto spessartínu.

- b) $X =$ najmenšia z nasledujúcich hodnôt: $\text{Mg}/3, \text{Fe}^{+3}/2, \text{Ti}/3$ a množstva doteraz vytvoreného grossuláru. Nové množstvo schorlomitu = doterajší schorlomit + X

$$\text{Zvyšok grossuláru} = \text{doterajší grossulár} - X$$

$$\text{Nové množstvo pyropu} = \text{doterajší pyrop} + X$$

$$\text{Zvyšok Mg} = \text{Mg} - 3X$$

$$\text{Zvyšok Fe}^{+3} = \text{Fe}^{+3} - 2X$$

$$\text{Zvyšok Ti} = \text{Ti} - 3X$$

Zopakujme tento prepočet s Mn namiesto Mg a vytvoríme spessartín namiesto pyropu.

Opäť zopakujme s Fe^{+2} namiesto Mn a vytvoríme nové množstvo almandínu namiesto spessartínu.

14. Hydrogrossulár (HG)

$X =$ menšia hodnota spomedzi $\text{H}/12$ a množstva grossuláru, ktoré doteraz bolo vytvorené

$$\text{Nové množstvo HG} = \text{doterajšie množstvo HG} + X$$

$$\text{Zvyšok H} = \text{H} - 12X$$

$$\text{Zvyšok Si} = \text{Si} + 3X$$

15. Hydroandradit (HA)

$$R^{+2} = \text{Ca}, R^{+3} = \text{Fe}^{+3}, R^{+4} = \text{H}/4 \text{ (nakolko } 4\text{H} = \text{Si})$$

Po vytvorení molekuly HA, $\text{H} = (\text{H}/4) \cdot 4$

Teraz vytvoríme ďalšie množstvo HA:

$X =$ menšia hodnota spomedzi $\text{H}/12$ a doteraz vytvoreného množstva andraditu

$$\text{Nové množstvo HA} = \text{HA} + X$$

$$\text{Zvyšok andraditu} = \text{andradit} - X$$

$$\text{Zvyšok H} = \text{H} - 12X$$

$$\text{Zvyšok Si} = \text{Si} + 3X$$

16. Zopakujeme kroky 8 až 15 (včítane), aby sa mohlo znovu rozdeliť uvoľnené množstvo Si.

17. Hanléit (HAN)

$$R^{+2} = \text{Mg}, R^{+3} = \text{Cr}, R^{+4} = \text{Si}$$

Ďalej vytvoríme viac HAN z už vytvoreného pyropu a zvyšku Cr.

$X =$ menšia hodnota spomedzi $\text{Cr}/2$ a už vytvoreného pyropu

$$\text{Nové množstvo} = \text{HAN} + X$$

$$\text{Nové množstvo pyropu} = \text{pyrop} - X$$

$$\text{Zvyšok Cr} = \text{Cr} - 2X$$

$$\text{Zvyšok Al} = \text{Al} + 2X$$

18. Zopakujeme kroky 9 až 17 (včítane), aby sa mohlo znovu rozdeliť uvoľnené Al.

19. Khoharit

$$R^{+2} = \text{Mg}, R^{+3} = \text{Fe}^{+3}, R^{+4} = \text{Si}$$

20. Skiagit

$$R^{+2} = \text{Fe}^{+2}, R^{+3} = \text{Fe}^{+3}, R^{+4} = \text{Si}$$

21. Calderit

$$R^{+2} = \text{Mn}, R^{+3} = \text{Fe}^{+3}, R^{+4} = \text{Si}$$

22. Blythit

$$R^{+2} = 3/5 \text{ Mn}, R^{+3} = 2/5 \text{ Mn}, R^{+4} = \text{Si}$$

Po ukončení týchto výpočtov odpočítajme hodnoty koncových členov granátov (KČ). Individuálne kationové percentá priradené jednotlivým koncovým členom sa rovnajú

$$\text{KP} = \frac{8(\Sigma\text{KČ}) + 9 \text{ HC} + 9 \text{ HA}}{\text{KP}} \cdot 100 (\%)$$

Percentá jednotlivých koncových členov sa vypočítajú ako

$$\text{KČ} = \frac{\text{MP} \cdot \text{KČ}}{\text{KČ}} \cdot 100 (\%)$$

pričom MP a KČ sú podiely koncových členov vypočítaných v bodoch 1—22.

Výpočet podľa Rickwooda (analýza Pyrop č. 1 z publikácie W. A. Deer et al. 1964)

Tabuľka 5

| Kyslič- níky | Váhové % | Molek. váha | Molek. proporcie | Katión. proporcie | Krok č. 6 | Krok č. 7 | Krok č. 8 | Krok č. 9 | Krok č. 11 | Krok č. 12 |
|--|-------------|----------------|---------------------|----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|-------------|
| SiO ₂ | 41,97 | 60,09 | 0,69845 | 0,69845 | 0,68423 | 0,63989 | 0,13270 | 0,07916 | 0,00053 | — |
| TiO ₂ | 0,24 | 79,90 | 0,00300 | 0,00300 | — | — | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 21,73 | 101,96 | 0,21312 | 0,42624 | — | — | 0,08812 | 0,07900 | 0,05242 | Nil |
| Cr ₂ O ₃ | 0,27 | 152,02 | 0,00474 | 0,00948 | Nil | — | — | — | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | 2,36 | 159,70 | 0,01478 | 0,02956 | — | Nil | — | — | — | — |
| FeO | 6,17 | 71,85 | 0,08587 | 0,08587 | — | — | — | — | — | 0,00724 |
| MnO | 0,97 | 70,94 | 0,01367 | 0,01367 | — | — | — | Nil | — | — |
| MgO | 5,52 | 56,08 | 0,09843 | 0,09843 | 0,08421 | 0,03987 | — | — | Nil | — |
| H ₂ O ⁺ | 0,02 | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁻ | | | | | | | | | | |
| Σ 100,15 | | | | | | | | | | |
| Σ katiónov | | | | | 1,87189 | | | | | |
| Vytvorené molekuly | | | | | uvarovit | andradit | pyrop | spesartín | grosulár | almandín |
| Vytvorené proporcie | | | | | 0,00474 | 0,01478 | 0,16906 | 0,00456 | 0,01329 | 0,02621 |
| Množstvo zužitkovaných kat. % = $\frac{8,0,23264 \cdot 100}{1,87189} = 99,42 \%$ | | | | | | | | | | Σ = 0,23264 |
| Molek. % granátu = molek. proporcie granátu × $\frac{100}{0,23264}$ | | | | | 2,04 | 6,35 | 72,67 | 1,96 | 5,71 | 11,27 |
| | | | | | | | | | | Σ = 100,00 |
| Výsledok (%) | | | | | 2,0 | 6,4 | 72,7 | 2,0 | 5,7 | 11,3 |

Príklad výpočtu je v tabuľke 5. V tomto prípade sa zužitkovalo 99,42 % z kationových percent. Pri prepočtoch našich granátov sa však zužitkovalo oveľa menšie množstvo a vždy množstvo menšie ako pri Burriho metóde.

Prepočet granátov na koncové členy podľa Soboleva (A) a Deera (B)

Tabuľka 6

| Por. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------|----------|----------|----------|-----------|----------|------------|----------|--------|
| Lokalita | Záhradné | Brezina | Šiatoroš | Tisovec | V. Šariš | Burzovo | Pomjaslo | Lesné |
| Č. analýzy | 9/68 | 10/68 | 12/68 | 13/68 | 47/68 | 48/68 | 51/68 | 8/68 |
| Separované z horniny | andezit | | | | | | | |
| A | | | | | | | | |
| grossular | 17,52 | 16,53 | 28,70 | 19,68 | 20,21 | 21,39 | 17,28 | 18,13 |
| pyrop | 18,17 | 20,95 | 2,90 | 16,69 | 23,10 | 22,04 | 18,88 | 13,18 |
| almandín | 55,09 | 55,37 | 63,10 | 57,58 | 51,60 | 53,33 | 57,74 | 62,41 |
| spessartín | 6,29 | 3,98 | 2,70 | 3,78 | 2,32 | 3,10 | 5,68 | 3,12 |
| Si (Diff) | -0,01 | 0,16 | -0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,06 |
| B | | | | | | | | |
| grossulár | — | 5,09 | 22,40 | — | — | 13,98 | 5,05 | — |
| andradit | 18,86 | 13,68 | 8,50 | 20,86 | 22,05 | 7,44 | 12,79 | 19,83 |
| pyrop | 19,12 | 22,07 | 3,20 | 17,30 | 24,73 | 22,07 | 19,04 | 14,26 |
| almandín | 55,40 | 54,96 | 62,90 | 57,91 | 50,73 | 53,40 | 57,40 | 62,53 |
| spessartín | 6,26 | 4,20 | 3,10 | 3,92 | 2,48 | 3,10 | 5,73 | 3,38 |
| Por. č. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| Lokalita | Beňatina | Kyslinky | Hnúšťa | Rykynčice | Dukovce | Giraltovce | Poprad | Poľana |
| Č. analýzy | 11/68 | 49/68 | 50/68 | 23/69 | 24/69 | 25/69 | 26/69 | 27/69 |
| Separované z horniny | ryolit | ryodacit | svor | šlichy | | | | |
| A | | | | | | | | |
| grossulár | 24,67 | 6,41 | 18,36 | 21,01 | 14,73 | 13,10 | 11,85 | 13,09 |
| pyrop | 4,35 | 20,38 | 18,57 | 16,90 | 18,54 | 16,40 | 16,16 | 11,78 |
| almandín | 66,88 | 65,28 | 52,94 | 59,85 | 62,98 | 64,70 | 66,17 | 69,45 |
| spessartín | 2,84 | 7,06 | 10,92 | 3,14 | 6,56 | 5,70 | 5,70 | 1,87 |
| Si (Diff.) | 0,01 | -0,03 | -0,07 | -0,05 | -0,10 | +0,01 | 0,00 | 0,11 |
| B | | | | | | | | |
| grossulár | 7,9 | — | 1,29 | 15,63 | 0,07 | 3,50 | 2,99 | — |
| andradit | 18,56 | 6,62 | 17,26 | 5,66 | 14,77 | 10,90 | 9,43 | 14,96 |
| pyrop | 4,48 | 20,10 | 18,35 | 16,65 | 17,92 | 16,60 | 16,13 | 13,06 |
| almandín | 66,95 | 66,31 | 52,32 | 58,96 | 60,89 | 63,40 | 65,77 | 69,90 |
| spessartín | 2,93 | 6,96 | 10,79 | 3,10 | 6,35 | 5,70 | 5,68 | 2,08 |

Prepočet granátov na koncové členy podľa Burriho

Tabuľka 7

| Por. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------|----------|-----------|----------|----------|----------|------------|----------|--------|
| Lokalita | Záhradné | Brezina | Šiatoroš | Tisovec | V. Šariš | Burzovo | Pomjaslo | Lesné |
| Č. analýzy | 9/68 | 10/68 | 12/68 | 13/68 | 47/68 | 48/68 | 51/68 | 8/68 |
| Separované z horniny | andezit | | | | | | | ryolit |
| Al | 57,94 | 55,20 | 58,46 | 59,32 | 53,48 | 54,72 | 58,28 | 64,86 |
| P | 10,20 | 22,08 | 17,27 | 16,90 | 23,56 | 22,58 | 18,84 | 13,46 |
| Sp | 6,30 | 4,20 | 5,01 | 3,84 | 2,40 | 3,24 | 5,64 | 3,18 |
| An | 9,10 | 1,26 | 12,46 | 15,03 | 10,64 | 7,72 | 8,61 | 9,20 |
| G | 8,46 | 17,26 | 6,80 | 4,91 | 9,92 | 11,74 | 8,63 | 9,30 |
| | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Por. č. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| Lokalita | Beňatina | Kyslinsky | Hnúšťa | Ryknčice | Dukovce | Giraltovce | Poprad | Pofana |
| Č. analýzy | 11/68 | 49/68 | 50/68 | 23/69 | 24/69 | 25/69 | 26/69 | 27/69 |
| Separované z horniny | ryolit | ryodacit | svor | šlich | | | | |
| Al | 67,95 | 66,43 | 52,48 | 59,28 | 61,28 | 64,72 | 66,15 | 72,17 |
| P | 4,34 | 20,17 | 18,44 | 16,77 | 18,05 | 16,68 | 16,25 | 12,22 |
| Sp | 2,84 | 7,07 | 10,90 | 3,15 | 6,35 | 5,75 | 5,70 | 1,95 |
| An | 13,73 | 6,33 | 15,42 | 3,87 | 13,21 | 8,72 | 7,70 | 2,92 |
| G | 11,14 | — | 2,76 | 16,93 | 1,11 | 4,13 | 4,20 | 10,74 |
| | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Prepočet granátov na koncové členy podľa Rickwooda

Tabuľka 8

| Por. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------|----------|---------|----------|---------|------------|---------|----------|--------|
| Lokalita | Záhradné | Brezina | Šiatoroš | Tisovec | Veľ. Šariš | Burzovo | Pomjaslo | Lesné |
| Č. analýzy | 9/68 | 10/68 | 12/68 | 13/68 | 47/68 | 48/68 | 51/68 | 8/68 |
| Separované z horniny | andezit | | | | | | | ryolit |
| Al | 60,97 | 46,51 | 62,90 | 58,64 | 50,84 | 53,28 | 57,63 | 62,87 |
| P | 11,81 | 26,39 | 3,17 | 17,19 | 24,89 | 22,13 | 19,12 | 14,21 |

Tabuľka 8 — pokračovanie

| | | | | | | | | |
|----------------------|----------|----------|----------|-----------|------------|------------|----------|--------|
| Por. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Lokalita | Záhradné | Brezina | Šiatoroš | Tisovec | Veľ. Šariš | Burzovo | Pomjaslo | Lesné |
| Č. analýzy | 9/68 | 10/68 | 12/68 | 13/68 | 47/68 | 51/68 | 8/68 | |
| Separované z horniny | andezit | | | | | | | ryolit |
| Sp | 7,18 | 5,01 | 2,92 | 3,89 | 2,50 | 3,11 | 5,75 | 3,36 |
| An | 20,04 | 15,26 | 8,03 | 20,28 | 21,23 | 7,46 | 11,62 | 19,56 |
| G | 0,00 | 6,83 | 22,98 | 0,00 | 0,54 | 14,02 | 5,88 | 0,00 |
| | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Por. č. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| Lokalita | Beňatina | Kyslinky | Hnúšťa | Rykynčice | Dukovce | Gíraltovce | Poprad | Pofana |
| Č. analýzy | 11/68 | 49/68 | 50/68 | 23/69 | 24/69 | 25/69 | 26/69 | 27/69 |
| Separované z horniny | ryolit | ryodacit | svor | šlich | | | | |
| Al | 67,09 | 59,89 | 51,77 | 29,95 | 60,19 | 64,40 | 65,82 | 70,24 |
| P | 4,49 | 24,15 | 18,72 | 17,08 | 18,53 | 16,80 | 16,39 | 13,11 |
| Sp | 2,93 | 8,37 | 11,00 | 31,74 | 6,56 | 5,80 | 5,77 | 2,08 |
| An | 17,97 | 7,59 | 16,38 | 3,92 | 13,42 | 9,97 | 7,76 | 14,57 |
| G | 7,52 | 0,00 | 2,13 | 17,31 | 1,30 | 3,03 | 4,27 | 0,00 |
| | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Prepočet podľa Soboleva:

Pri tejto metóde sa poradie tvorby granátových členov mení takto: pyrop, almandín, spessartin, grossulár, uvarovit, skiargit.

Vzorce, ktoré sa užívajú, sú prepočítané na 6 O. V ostatných bodoch je táto metóda analogická s Burriho metódou.

Prepočet podľa Deera:

Poradie prepočtu koncových členov je v tomto prípade: almandín, andradit, grossulár, pyrop, spessartin, uvarovit.

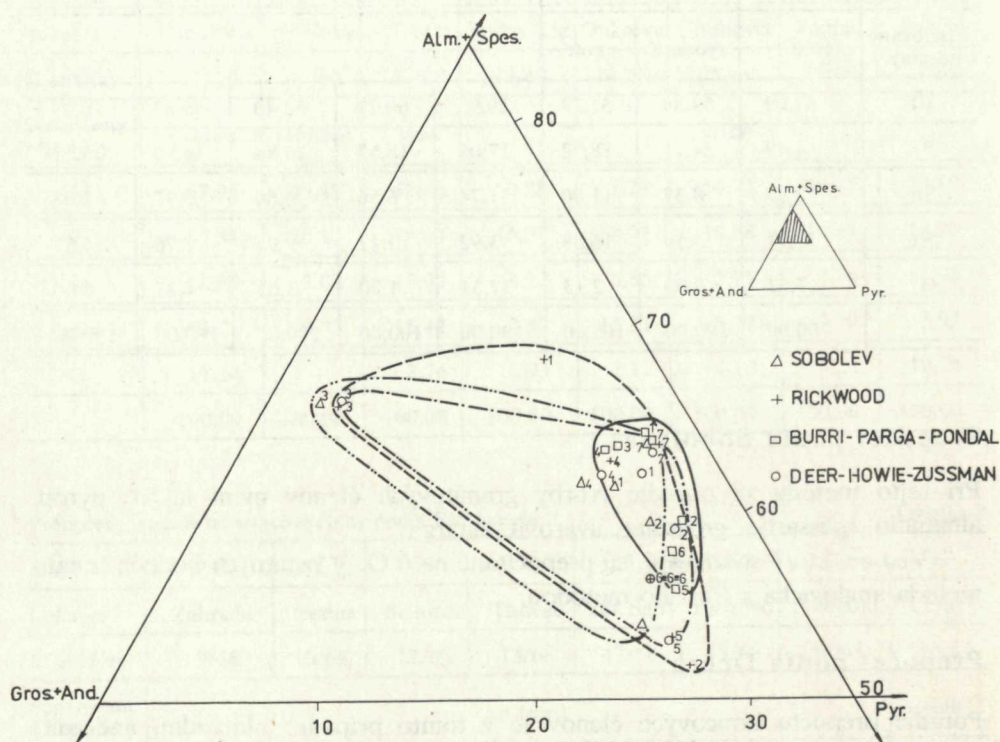
V pôvodnej práci (W. A. Deer et al. 1964) pracuje autor so vzorcami s 24 O; my sme použili údaje po rekalkulácii na 6 O (R. Brousse et al. 1972). Vlastný

prepočet je analogický prepočtu, ktorý uvádzajú. M. Činčárová a J. Šalát (1970).

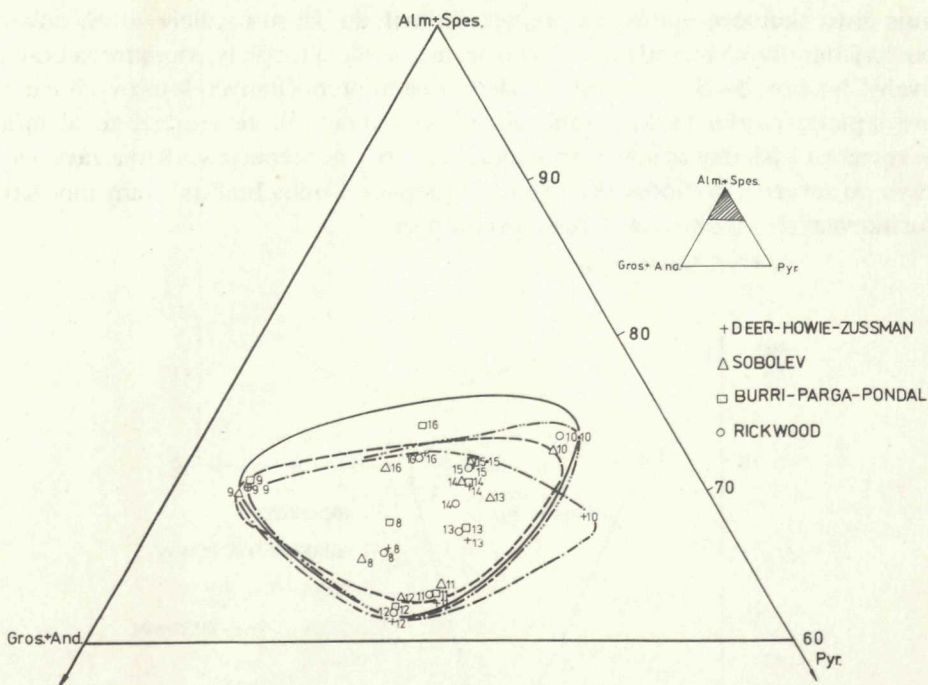
Výsledky porovnania prepočtov:

Výsledky prepočtov podľa jednotlivých autorov sme znázornili na diagrame (Alm + Spess) — (Gross + Andr) — (Pyr) (obr. 1—5), a to zvlášť pre andezity (č. 1—7) a zvlášť pre ryolity a granáty zo šlichov (č. 8—16). Numerické výsledky sú v tab. 8.

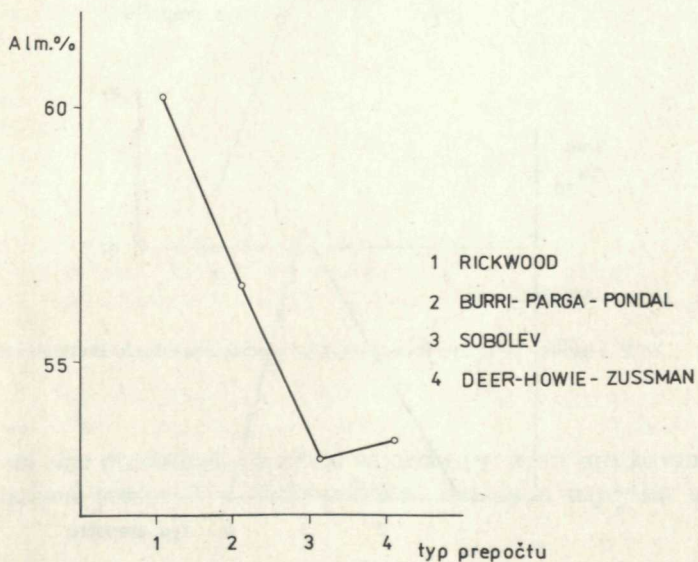
Z charakteru rozloženia bodov na obr. 1, 2 vidno, že je rozptyl výsledkov pre jednotlivé metódy rôzny. U granátov z andezitov (obr. 1) bol najmenší rozptyl pozorovaný pri prepočte podľa Burriho, kým ostatné metódy sú pre tieto granáty menej výhodné. U ďalších hornín (obr. 2) je rozptyl pre granáty z ryolitov (8,9) pomerne malý, pre ryodacit (10) je väčší, pre svor malý a pre šlichy je opäť malý. Celkový rozptyl údajov podľa jednotlivých metód je pomerne veľký. Z toho vyplýva, že je počet prepočtov u týchto granátov štatisticky príliš malý a neumož-



Obr. 1 (Alm+Spess) — (Gross+Andr) — (Pyr) diagram prepočtu granátov z andezitov na koncové členy podľa jednotlivých autorov (V. S. Sobolev—P. C. Rickwood, C. Burri, W. A. Deer et al.)

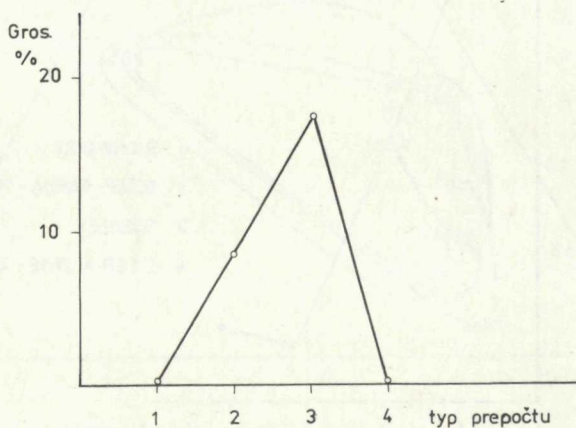
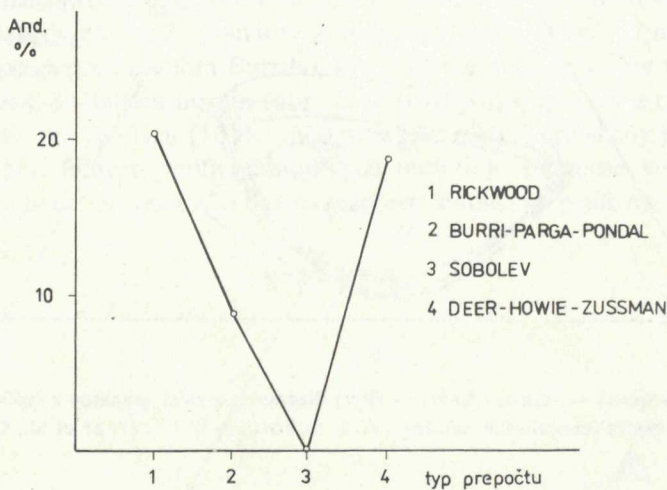


Obr. 2 (Alm+Spes) — (Gros+Andr) — (Pyr) diagram prepočtu granátov z rhyolitov a šlichov na koncové členy podľa jednotlivých autorov (V. S. Sobolev—W. A. Deer et al., C. Burri, P. C. Rickwood).

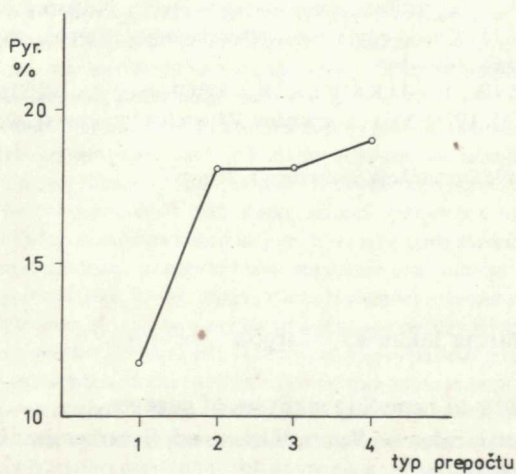
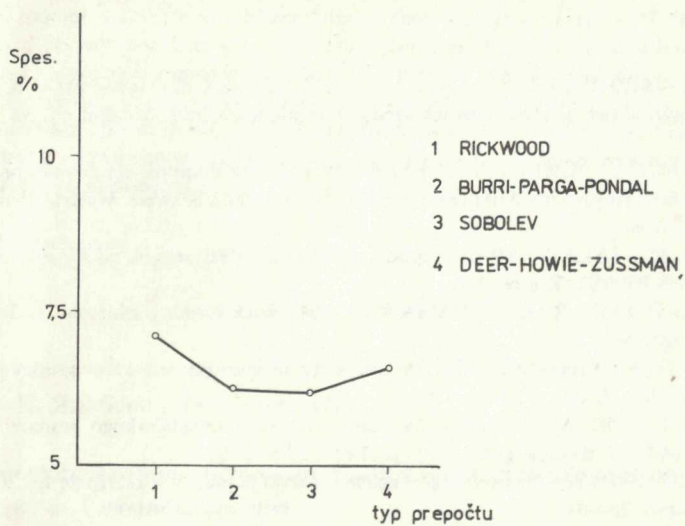


Obr. 3 Variačný diagram obsahu almandinovej zložky vo vzorke č. 9/68

ňuje zistiť skutočne optimálnu prepočtovú metódu, že sú rozdiely vo výsledkoch podľa jednotlivých metód menej výrazné, ale, že ide o rozdiely, ktoré treba brať do úvahy. Na obr. 3—5 sa vyniesli variácie obsahu prepočítaných koncových členov pre typickú vzorku granátu (andezit z lok. Záhradné). Je zrejmé, že je ťažko porovnávať výsledky rôznych typov prepočtov bez nebezpečia vnesenia závažných chýb do záverov. Pri hodnotení presnosti prepočtov treba brať do úvahy množstvo zužitkovaných kationových percent pri prepočte.



Obr. 4 Variáčny diagram obsahu andraditovej a grossulárovej zložky vo vzorke č. 9/68



Obr. 5 Varičný diagram obsahu spessartinovej a pyropovej zložky vo vzorke č. 9/68

Z metód, ktoré sme preskúmali, sa zistilo najnižšie percento zužitkovania (a teda najnižšia relatívna presnosť) u Rickwoodovej metódy a najvyššia u Burriho metódy.

Do tlače odporučila Š. Dávidová.

Literatúra

- BROUSSE, R.—BIZOUARD, H.—ŠALÁT, J. 1972: Grenats des andésites et des rhyolites de Slovaquie, origine des grenats dans les séries andésitiques. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 2, Berlin 201—213.
- BURRI, C.—PARGA—PONDAL, J. 1936: Neue Beiträge zur Kenntnis des granatführenden Cordierit-Andesits vom Hoyazo bei Nijar (Provinz Almeria, Spanien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 16, Zürich, 226—256.
- ČINČÁROVÁ, M.—ŠALÁT, J. 1970: Prepočet chemické analýzy granátu na koncové členy granátov, rukopis, LVNS BF VŠT, Košice, 5.
- DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J. 1964: *Rock forming minerals*, 1, 3rd impression, London. Longmans.
- GILLER J. L. 1956: O rentgenstruktúrnych metodach diagnostiky mineralov grupy granata, kand. dizert. práca, Univ. Lvov.
- KOSTJUK, V. P. 1958: Mineralogičeskaja charakteristika magmatičeskogo granata v vulkanitoch Zakarpatja. *Mineral. zbornik, geol. obšč.*, 12, Lvov, 280—296.
- MALEJEV, E. F. 1962: Novyje nachodki magmatičeskogo granata v Zakarpatii. *Izv. AN SSSR, Ser. geol.*, 7, Moskva, 28—34.
- RICKWOOD, P. C. 1968: On recasting analyses of garnet into end member molecules; *Contr. Mineral. Petrology*, 18, 2, Berlin, 175—198
- SOBOLEV, V. S. 1949: *Vvedeniye v mineralogiju silikatov*; Izd. Lvov. Univ., Lvov.
- SOBOLEV, N. V. 1964: *Paragenetičeskije tipy granatov*; Nauka, Moskva.
- STRECKEISEN, A. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks; *N. Jb. f. Mineral., Monatsheft.*, 4, Stuttgart, 149—164.
- ŠALÁT, J.—ROZLOŽNÍK, L.—JAKABSKÁ, K.—BROUSSE, R., BIZOUARD, H.—TIMČÁK, G.—ČINČÁROVÁ, M. 1975: Výskum granátov, Záverečná správa výsk. úlohy II-8-3/1-A2, LVNS BF VŠT Košice, 185.
- WINCHELL, A. N. 1949: *Optičeskaja mineralogija*, Moskva.

Gejza Timčák, Katarína Jakabská, Margita Činčárová

Comparison of results of recasting analyses of garnets into end member molecules by Burri, Rickwood, Sobolev and Deer's methods

Summary

Analytical data on garnets are usually recast into end member molecules. Presently, there are a number of methods facilitating this conversion. Each is based on specific models, uses specific simplifications and thus gives different results.

The necessity of comparing greater sets of recalculated data called for a comparison of the properties of the most popular recasting techniques. The methods of Burri, Deer et al., Sobolev and Rickwood were tested. First, the technique itself was described and then the results of recasting compared. For the comparison, analyses of garnets with high almandine content were used (tab. 5—8). The scatter of the data is shown in Fig. 1. It can be seen, that the Burri method yields data with least scatter. The variation of

the end member content as a function of the employed method is significant (Fig. 3—5). The efficiency of the exploitation of the analytical data also varies, the highest was observed in case of Burri's method.

It appears, that it is not always possible to compare end member contents of different specimens if the method used for recasting was dissimilar. Thus, published data should always contain an information about the method used and about the eventual modifications which were introduced into the applied technique. Lack of knowledge about this point may cause that conclusions drawn from comparing greater, diverse data sets become erroneous.

Translated by E. Jassingerová.

Г. Тимчак – К. Якабска – М. Чинчарова

Сравнение результатов расчетов конечных членов гранатового ряда методом Бурри, Рикквуда, Соболева и Дири

Резюме

Аналитические данные о конечных членах гранатового ряда приведены, обыкновенно, к последним молекулярным членам. Современному применяется несколько методов, облегчающих это превращение. Каждый из них опирается на специфические модели, применяет специфические упрощения и дает, таким образом, различные результаты.

Необходимость сравнения больших совокупностей рассчитанных данных потребовала сравнения наиболее употребляемых методов пересчета. Были опробованы методы Бурри, Дири и др., Соболева и Рикквуда. Сперва описаны собственные техники пересчета, а затем сравнивались результаты расчетов. Был использован, например, анализ гранатов с высоким содержанием альмандина (таб. 5—8). Разброс данных виден на рис. 1, из которого вытекает, что метод Бурри дает менее разброшенные данные. Знаменательна вариация содержания конечного члена как функция примененного метода (рис. 3—5). Эффективность использования аналитических данных тоже изменяется, высшую мы наблюдали в случае применения метода Бурри.

Кажется, что нельзя сравнивать содержания конечного члена разных разновидностей, если не был применен одинаковый метод пересчета. Опубликованные данные должны, затем, заключать в себе информацию о примененном методе и возможных модификациях, внесенных в примененную технику. Отсутствие такой информации могло бы привести к тому, что заключения, выведенные из сравнения больших совокупностей различных данных, являлись бы ошибочными.

Перевод: А. Кříž.

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page. The text is arranged in several paragraphs and appears to be a formal document or report.

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia

petrografia

geochemia

metalogenéza 5

Vydal Geologický ústav Dionýza Stúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied
v Bratislave roku 1978.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

Jazyková redaktorka: Slavena Smolíková.

Technický redaktor: Jozef Bielik.

Vytlačila Knih tlačiareň Svornosť v Bratislave 1978. Tem. skup. 03/9.

Náklad 800 kusov, povolené SÚKK 1197/I-1977. Rozsah AH 14,46, VH 14,78. Cena brož. Kčs 24,—