

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 8

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020247

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

**mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 8**

STAVBA
KAPITOLY

STAVBA

STAVBA
STAVBA
STAVBA
STAVBA

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., Jozef Vozár, CSc.

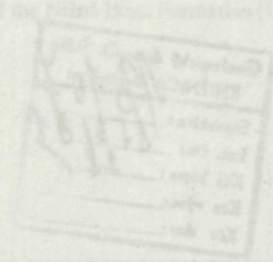
23

2225
2

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 8



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

ZÁPADNÉ
KARPATY

SPRÁVA

metaslogénna 8
geochemia
petrografia
mineralógia

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava
Signatúra: 13/10
kat. čís.: 453/8
Kés kúpa: 28
Kés vým.:
Kés dar:

OBSAH

Maheľ, M. : Ján Kantor — šesťdesiatročný	7
Štohl, J.—Gnojek, I.—Dědáček, K. : Príspevok leteckej magnetometrie a gama-spektrometrie k interpretácii metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov	15
Repčok, I. : Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track)	59
Suchý, Š. : Mineralogicko-geochemická charakteristika rumelky na ložisku Rudňany	105
Lukáčik, E. : Petrologia granitov-granodioritov prašivského typu západnej časti nízkotatranského plutónu	121
Vozárová, A. : Litológia a petrografia nížnobocianskeho súvrstvia	143

CONTENTS

Štohl, J.—Gnojek, I.—Dědáček, K. : Aerial magnetometry and gama spectrometry in interpretation of metallogeny of Central-Slovakian neovolcanic region	15
Repčok, I. : Dating of some Central-Slovakian neovolcanic rocks by the fission track method	59
Suchý, Š. : Mineralogical-geochemical characteristic of cinnabar in the deposit Rudňany	105
Lukáčik, E. : Petrology of granite-granodiorites of the Prašivá type in the western part of the Nízke Tatry Mts. pluton	121
Vozárová, A. : Lithology and petrography of the Nížná Boca Formation (Upper Carboniferous; West Carpathians)	143

СОДЕРЖАНИЕ

Шгол, Я.—Гнойек, К.—Дедачек, К. : Использование аэромагнитометрии и гамма-спектрометрии для интерпретации металлогенеза центрально-словацких неовулканигов	15
Репчок, И. : Датирование некоторых центрально-словацких неовулканигов методом «треки деления»	59
Сухий, Ш. : Минералогическо-геохимическая характеристика киновари месторождения Рудняны	105
Лукачик, Э. : Петрология гранит-гранодиоритов прашивского типа западной части низкотатранского плутона	121
Возарова, А. : Литология и петрография свиты Нижна Боца (верхний карбон, Западные Карпаты)	143

147
148
149
150
151
152

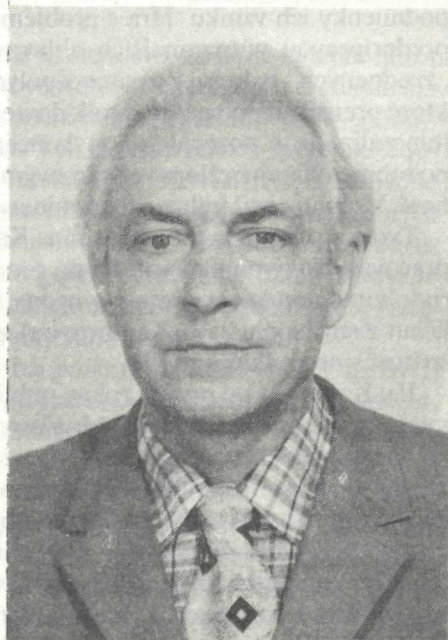
CHINA

153
154
155
156
157
158

CHINA

159
160
161
162
163
164

Ján Kantor — šesťdesiatročný



Dňa 3. marca t. r. dovŕšil svojich šesťdesiat rokov RNDr. Ing. Ján Kantor, CSc. — jedna z najvýznamnejších, ale i najsojsejších osobností spomedzi prvej početnejšej generácie slovenských geológov. Úzky vzťah k prírode, ktorý si priniesol z podtatranského kraja (rodák z Popradu, absolvent Reálneho gymnáza v Kežmarku), usmernilo štúdium bankského inžinierstva na Vysokej škole technickej v Bratislave silne ovplyvnené geologickým zameraním; tu absolvoval prvé dva základné ročníky. Po absolvovaní bankského inžinierstva v Ostrave roku 1946 rozširuje a prehľbuje si vzdelanie na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave a ukončuje ho roku 1948 získaním titulu RNDr. Už od študentských čias mal záľubu v mineráloch a v osvojovaní si mineralogických a petrografických laboratórnych metód. A tak po nástupe do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra roku 1946 mu pripadla úloha od základov vybudovať laboratória — spočiatku nevelké, no rôznorodé. Ján Kantor sa totiž už pri začiatkoch svojej odbornej práce pustil do riešenia problémov viacerými smermi, zväčša ako samochodec, nie však samouk. Osvojil si všetky základné svetové jazyky, čo mu umožnilo študovať odbornú literatúru a pracovať na vysokej úrovni. Práca vo vtedajšom Štátnom geologickom ústave (predchodca GÚDŠ) orientovanom na terénny výskum, na výskumné práce spojené s obnovou baníctva zničeného vojnovými udalosťami, na inventarizáciu zásob nerastných surovín, umožnila rýchle vedecké dozrievanie a získavanie skúseností. Najmä ako koordinátor prác pre južnú oblasť Spišsko-gemerského rudohoria sa zoznámil s hlavnými problémami geologickej stavby rozsiahlych oblastí i rôznorodých ložísk. Ako prvý na Slovensku použil rudnú mikroskopiu v svojej prvej publikácii o medených rudách od Kvetnice (1).

Objavuje (spolu s O. Fusánom a J. Bystrickým) nový typ sedimentárnych železných rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí (2—3).

Na antimónovom ložisku v Spišskej Bani zisťuje volfrámovú (ferberitovú) mineralizáciu (4). Tento významný poznatok rozširuje na celý rad ďalších lokalít, a tým poukazuje na význam volfrámu v západokarpatskej metalogenéze.

Láska k minerálom, túžba rozširovať ich paletu pomocou terénnych štúdií zohrali významnú úlohu v Kantorovom snažení začleniť novonájdenný minerál do širšieho rámca minerálnej asociácie i geologickej stavby. Tak v práci o zrudnených sírnych baktériách (5) preštudoval tieto útvary od algonkia po recent a preukázal genetické podmienky ich vzniku. Hra s problémom (pre iných zdanlivo okrajovým) stala sa predprípravou významnejších objavov. A takým bolo zistenie metasomatických „zrudnených“ baktérií z pyritovo-polymetalického ložiska Alžbeta od Švedlára, pre ktoré preukázal polygénny vznik dovtedy v Spiišsko-gemerskom rudohorí neznámej mineralizácie s pozoruhodnou koncentráciou kassiteritu (6). Tomuto minerálu, podobne ako minerálom volfrámovým, i v ďalších rokoch venoval osobitnú pozornosť. Vzápätí zistil hübneritovú mineralizáciu pri Chyžnom (7).

Tvorivý prístup sa prejavil u Jána Kantora už v mladosti v každej oblasti, v ktorej pracoval. Nový pohľad vniesol na genézu mangánových rúd v Spiišsko-gemerskom rudohorí a preukázal význam syngenetických a metamorfných procesov (8). U Tepličian zistil (spolu s V. Kantorovou) zriedkavý typ markazitového ložiska a jeho spätosť s neovulkanitmi (9).

Ján Kantor už od prvých rokov publikoval len to, čo sa „perlilo“, čo považoval za mimoriadne osobitný prínos. Množstvo nových údajov z jeho terénnych výskumov na úseku ložísk nerastných surovín je zahrnuté v početných rukopisných správach. Vyplývalo to z jeho nevšednej skromnosti, ktorá často hraničila s nesmelosťou. No to všetko prevyšovala túžba po nových objavoch — poháňala ho, aby sa snažil postúpiť v metodologickej pripravenosti stále vyššie. Jemu sa ako prvému z našich geológov podarilo v spolupráci s geofyzikmi (hlavne s terajším akademikom Kolbenhayerom) nájsť ložisko magnezitov, za ktoré roku 1954 získava Štátnu cenu Klementa Gottwalda. Prvý spomedzi slovenských geológov ako 33-ročný dosiahol oprávnené ocenenie. Azda to bolo príčinou, že je to dosiaľ jeho jediné vysoké vyznamenanie za nesmiernu prácu a pozoruhodné výsledky základného významu, ktorých rokmi pribúdalo, a to nielen v oblasti mineralógie a ložísk.

Základný význam pre slovenskú petrografiú majú Kantorove petrografické práce z mladších rokov. Týkajú sa problémov rokmi stále aktuálnejších, ide o súbornejšie petrograficko-geochemické spracovanie diabázov z juhoslovenského mezozoika (10) a o spracovanie serpentinitov zo Spiišsko-gemerského rudohoria, kde zistil dve výrazne odlišné skupiny a celý rad zaujímavých rudných minerálov (11—13).

V druhej polovičke päťdesiatych rokov začína Ján Kantor najvýznamnejšiu etapu svojej výskumnej činnosti, spätú s geochronologickými prácami, tentoraz ako prvý nielen na Slovensku, ale i v celej CSSR. Prvou jeho prácou z tohoto prípravného obdobia bolo datovanie lepidolitov spektrálnou Rb/Sr-metódou (spolupráca s G. Kupčom; 14), ako i datovanie monazitov súborom rôznych rádiometrických metód (15). Vzápätí však vychádzajú Kantorove práce, ktoré znamenajú nový smer v stratigrafii nemých horninových komplexov; datovanie najzákladnejších geologických procesov: a) Na základe pomeru olova ku alfa-aktívite stanovuje permský (syngenetický) vek predtým neznámej uránovej mineralizácie so severogemeridnej synklinály (16); b) Argónovou metódou prvýkrát preukazuje alpinský vek granitov v Spiišsko-gemerskom rudohorí (17). Neskôr poukázal na zložitost' vo vývoji týchto intrúzií (18). Prekvapenie, ktoré si vynucuje zásadnú zmenu názorov na vek

granitov, znamenajú ním získané výsledky o variskom veku granitoidov, pegmatitov i kryštalickej bridlice z Nízkych Tatier, Vysokých Tatier, Malých Karpát, Suchého a Malej Magury, atď. (19—24); c) Preukazuje alpínsku metamorfózu progresívneho charakteru vo veporidách. na hrončockom granite preukazuje polyfázovosť procesov (25—26).

Získané poznatky, i keď spočiatku prijímané s rozpakmi, zásadne zmenili názor hlavne na vek granitizácie, ale i na význam hercýnskeho progresívneho metamorfizmu v karpatskom kryštaliniku. Významné pre pochopenie geotektonického charakteru (hlavne ostrovného typu bradlového pásma) sú zistenia jursko-spodnokriedového veku pestrých magmatitov z exotických valúnov v kriedovom flyši bradlového pásma i zistenie veku glaukofanitizácie a metamorfných procesov na nej naložených (31). To všetko Ján Kantor dosahoval pomocou skromného prístrojového vybavenia. Tým viac udivuje, že najnovšie rozsiahle geochronologické dáta, získavané viacerými metódami v zahraničných laboratóriách kompletne vybudovaných, prakticky v celom rozsahu potvrdzujú staršie výskumy Jána Kantora.

Posledné roky venoval Ján Kantor osobitnú pozornosť i datovaniu bázických hornín, čo si vyžiadalo náročnejšiu metodickú pripravenosť i prístrojovú vybavenosť. I v tomto smere sú jeho výsledky pozoruhodné: Stanovil dve vekové skupiny bazaltových efúzií na Slovensku (okolo 7,5 a okolo 2,5 mil. r.; (27) a preukázal devónsky až spodnokarbónsky rádiometrický stanovený vek klátovského bázického telesa v Spišsko-gemerskom rudohorí (28); variskú metamorfózu amfibolitov vystupujúcich spolu s karbónom v oblasti Rudnians (29); spodnokriedový vek teliesok augititov vystupujúcich v triase krížňanského príkrovu v Nízkych Tatrách (30); dva rádiometricky stanovené veky (80 a 140 mil. r.) glaukofanitov v meliatskej sérii.

Celý rad významných rádiometrických datovaní urobil Ján Kantor i z oblasti mimo Západných Karpát (32—34), ako aj pre československých geológov pracujúcich v zahraničí na základe vzoriek z Lýbie, Iraku, Mongolska, Kuby atď.

Veľkú pozornosť venuje výskumu stabilných izotopov zo základných typov západokarpatských ložísk. K najzaujímavejším výsledkom v tom smere treba počítať: zistenie kambricko-silúrskeho modelového veku pyritovo-polymetalických ložísk Spišsko-gemerského rudohoria na základe Pb-minerálov; zistenie 2—3 vekových skupín olova na ložiskách spätých s neovulkanitmi, a tým preukázanie rozdielov v hlbinných zdrojoch medzi štiavnickým starším a kremnickým mladším typom zrudnenia pri rôznom obsahu uránu a tória v magmatických zdrojoch (35—38); preukázanie predneogénneho modelového veku olova na ložiskách Poniky a Píla, vystupujúcich v triasových karbonátoch ale v susedstve neovulkanitov (39—41); tieto ložiská sa vyznačujú olovom B-typu).

Zaujímavé výsledky priniesli i jeho výskumy severoafrických Pb—Zn-ložísk (42—43).

Osobitnú kapitolu vo výskume Dr. Ing. Jána Kantora, CSc., v posledných rokoch zaberá problematika spojená so štúdiom izotopov síry: U ložísk pyritových a pyritovo-polymetalických smolnickeho typu preukazuje síru značne obohatenú ťažkými izotopmi (44) a potvrdzuje jej syngenetický vznik. Na kyzovom ložisku v Malých Karpatoch preukazuje mimoriadne nahromadenie ľahkej síry. I antimonitové

ložiská Malých Karpát obohatené ľahkou sírou sa výrazne odlišujú od ložísk z Nízkyh Tatier i zo Spišsko-gemerského rudohoria. Naopak u mineralizácie geneticky spätéj s granitoidmi Malých Karpát preukazuje síru blízku meteoritickej (45).

V prípade Malých Karpát je zvlášť nápadné, ako práce Jána Kantora znamenajú doplnenie alebo zmenu ustálených pohľadov. Platí to i pre tak mnohokrát a mnohostranne preštudované ložiská pyritovo-pyrotínové, kde preukazuje prítomnosť dvoch štruktúrnych typov pyrotínu. Podľa nich a podľa izotopového zloženia spresňuje genézu týchto ložísk (46—47).

Na základe distribúcie izotopov síry a vzájomných vzťahov medzi rôznymi typmi pyrotínov objasnil genézu i na helpianskom ložisku. Pritom zistil niektoré neobvyklé minerály (48—50).

Podobnou problematikou sa zaoberal i na pestrej palete sulfidických ložísk rôznych genetických typov (50—51).

Charakteristiku distribúcie izotopov síry podal v súbore publikovaných článkov i manuskriptov (52—55, 61).

Širokú variabilitu v izotopnom zložení síry preukazuje ako charakteristický znak pre Pb—Zn-mineralizácie zo západokarpatského triasu (56).

Nemenší význam majú izotopové výskumy Jána Kantora v evaporitových formáciách, a to pri stratigrafickom zaraďovaní, pri posudzovaní paleogeografických pomerov, činnosti baktérií redukujúcich sulfát, pri perspektívnosti na koncentráciu rýdzej síry (57, 58):

— Na západokarpatských evaporitoch hlavne z neogénu a triasu, kde vyčleňuje viac genetických skupín, neraz vyvracia ustálené názory na genézu a poukazuje na niektoré zvláštnosti vo vývoji izotopového zloženia niektorých evaporitov (59);

— na komplexoch Bulharska devónskeho až neogénneho veku (60).

Na neovulkanickom ložisku Hodruša zisťuje podrobným izotopovým výskumom rozdiely medzi mineralizačnými periódami a dokladá prevažne hlbinný zdroj sulfidov (62).

Osobitné miesto pri systematickom rádiometrickom výskume zaujíma v Kantorovej práci izotopová paleotermometria, pomocou ktorej dosahuje presnejšie riešenie metalogenetických otázok, študuje určenie teploty, salinity a charakteru prostredia. Pre neizotopovú paleotermometriu vyvinul spolu s K. Eliášom originálne prototypové aparatúry, rôzne typy akustických dekrepitačných a termovákuových aparatúr na zisťovanie paleotemperatúr, termoluminiscenčné aparatúry, zariadenie na meranie termoelektromotorickej sily minerálov atď. (63, 64, 65).

Rádiometrické výskumy Dr. Ing. Jána Kantora, CSc., podstatnou mierou prispeli k riešeniu celého radu otázok stratigrafických, tektonických a paleotektonických i k bližšiemu poznaniu základných geotektonických procesov. Viaceré poznatky v období svojho uverejnenia zdanlivo málo významné sa rokmi stávajú východiskovými pri teoretických štúdiách, ale i v prácach praktického významu. Ako príklad môže slúžiť volfrám (66—68); na jeho možný praktický význam poukazoval Ján Kantor už v r. 1962. Táto, ale i ďalšie Kantorové práce sú ukážkou toho, ako sa serióznym cieľavedomým základným výskumom stáva podmienkou riešenia najdôležitejších otázok stavby i surovinovej základne.

Okrem výskumnej činnosti prednášal na univerzite v Bratislave i Bagdade. Je tiež školiteľom aspirantov a členom komisií pre udeľovanie vedeckých hodností.

Zošírka podávame rozbor činnosti Jána Kantora, lebo v mnohom môže slúžiť ako vzor, a to i budúcim generáciám, okrem iného i v tom ako možno i v skromných podmienkach robiť modernú vedu na úrovni, len treba chcieť a vedieť; ako víťazstvo nad sebou samým pri prekonávaní ďalších a ďalších stupňov poznania a pri metodickom sebazdokonaľovaní vedie k základným hodnotám, východiskovým pre celý rad ďalších návazných štúdií; ako zmyslom vedeckej práce býva predovšetkým tvorivý prístup, nie hromadenie množstva dát, ale nachádzanie čohosi nového, a to i vtedy, keď sú názory ustálené a zdanlivo dostatočne doložené; ako laboratórny výskum, akokoľvek moderný, prináša trvalejšie hodnoty len pri komplexnom pohľade na riešenie problematiku, pri spracovávaní vzoriek síce neveľkého počtu, ale geologicky zdôvodnených — a ešte v celom rade ďalších prípadov, ale o tom azda pri ďalšom okrúhlom výročí.

Z rozboru prác vyplýva, že pribúdaním rokov ani aktivita, ani vedecký prínos jubilanta sa nezmenšuje, naopak, Dr. Ing. Ján Kantor, CSc., dozrel k riešeniu najzávažnejších problémov najrôznejšími metódami.

Myslím si, že pri jeho šesťdesiatke, dnes, keď viaceré základné otázky stavby spejú k novému riešeniu, a to i jeho zásluhou, je najprimeranejšie popriať mu pevné zdravie, hodne síl, aby prekonal ešte ďalšie stupne na „schodišti“ vedy, aby ešte viackrát prekonal sám seba a obohatil našu geologickú vedu o nové „perly“.

Nedá mi, aby som mu nezaželal i viac uznania, než sa mu v posledných obdobiach dostávalo. Lebo i pri jeho nevšednej skromnosti a oddanosti vedeckej práci sú uznania (zvlášť keď roky tak rýchlo bežia) predsa len dôležitou vzpruhou.

Akademik Michal Maheľ

Zoznam prác

1. KANTOR, J. 1951: Impregnácie medených rúd na okolí Kvetnice. Copper ore impregnations in the surroundings of Kvetnica. (German, russian, sum.). Geol. Zbor. SAV II, Bratislava.
2. BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O.—KANTOR, J. 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo verféne Spišsko-gemerského rudohoria. Observations on sedimentary iron ores from the Werfenian of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (German, russian, sum.). Geol. Zbor. SAV III, 1—2, Bratislava.
3. BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O.—KANTOR, J. 1952: Výskyty sedimentárnych železných rúd vo verféne Spišsko-gemerského rudohoria. Sedimentary iron — ores in the Werfenian of the Spiš-Gemer-Ore Mts. Uhlí a rudy, 2, Praha.
4. KANTOR, J. 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej Bani jz. od Mníšku nad Hnilcom. Tungsten in the stibnite deposits near Spišská Baňa, SW of Mníšek nad Hnilcom. (German sum.). Geol. Zbor. SAV IV/1—2, Bratislava.
5. KANTOR, J. 1954: K otázke tzv. zrudnenia sírnych baktérií a ich stratigrafické rozšírenie. The problems of the so called mineralized sulphur bacteria and their stratigraphic distribution. (German, russian sum.). Geol. Práce, Správy 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
6. KANTOR, J.—FUSÁN, O. 1954: Mikroskopické pozorovania na sulfidickom ložisku Alžbeta v Bystrom Potoku, južne od Švedlára. Ore microscopic observations on the sulphide deposit „Alžbeta“ in Bystrý Potok, S of Švedlár. (German sum.). Geol. Zbor. SAV VI/1, Bratislava.

7. KANTÖR, J. 1955 : Nález hübneritu pri Chyžnom v Spišsko-gemerskom rudohorí. Huebnerite find near Chyžné, in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (German, russian sum.). Geol. Práce, Správy 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
8. KANTOR, J. 1954 : O genéze mangánových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. Genesis of manganese ores of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
9. KANTOROVÁ, V.—KANTOR, J. 1955 : Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc. Contribution to the knowledge of the marcasite deposit Tepličany, N. of Košice. (German, russian sum.). Geol. Zbor. SAV, 5, 3.
10. KANTOR, J. 1955 : Diabázy juhoslovenského mezozoika. Diabases from the Mesozoic of Southern Slovakia. (German, russian sum.). Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
11. KANTOR, J. 1956 : Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Serpentinities from the southern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (German, russian sum.). Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
12. KANTOR, J. 1955 : Rudné minerály spišsko-gemerských serpentinitov (awaruit, haezlewoodit). Ore minerals in serpentinites of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (German, russian sum.). Geol. Zbor. SAV VI, 3—4, Bratislava.
13. KANTOR, J. 1955 : Deweylit od Sedlíc. Deweylite from the locality Sedlice. (German, russian sum.). Geol. Práce, Správy 2 (za r. 1954), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
14. KANTOR, J.—KUPČO, G. 1956 : Absolútny vek lepidolitov od Rožnej na Morave na základe metódy rádiogénneho stroncia. Absolute age of Lepidolites from Rožná, Moravia, By radiogenic strontium. Geol. Práce, Správy 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
15. KANTOR, J. 1957 : Geochronologické štúdiá monazitov z náplavov rieky Otavy v juhozápadných Čechách metódami He/U, Th, He/alfa aktivita Pb/U Th a Pb/alfa aktivita. Geochronological study of alluvial monazites of the Ottawa river in SW Bohemia by He/U, Th; He/alpha; Pb/U, Th; and Pb/alpha methods. (German sum.). Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
16. KANTOR, J. 1959 : Niekoľko poznámok k uránovému zrudneniu v perme severogemeridnej synklinály. Some observations regarding the uranium mineralization in the Permian of the Northgermeride Synclinale. (German, russian sum.). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica 2, Bratislava.
17. KANTOR, J. 1957 : A⁴⁰/K⁴⁰ metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky granit. A⁴⁰/K⁴⁰ method of absolute dating and its application to the gemeride granite. (German sum.). Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 188—200.
18. KANTOR, J. — RYBÁR, M. 1979 : Radiometric ages and polyphasic character of gemeride granites. Geol. Zbor. Geol. carpath. 30, 4, Bratislava.
19. KANTOR, J. 1959 : Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Contribution to the geochronology of Lower Tatras granitoids. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
20. KANTOR, J. 1961 : Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen kristallins. Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 303—318.
21. KANTOR, J. 1964 : Je studenecký granit zo západnej časti Nízkyh Tatier kriedovou intrúziou? Is the „Studeneck“ granite from the Western part of the Nízke Tatry Mts a cretaceous intrusion? (English sum.). Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
22. KANTOR, J. 1959 : Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštálických bridlic podľa rádioaktívneho rozpadu K⁴⁰. Absolute age of some High Tatras granitoids and crystalline schists according to the radioactive decay of K⁴⁰. (German, russian sum.). Geol. Zbor. SAV X/1, Bratislava.
23. KANTOR, J. 1959 : Príspevok k poznaniu veku niektorých granitoidov a s nimi spätých ložísk Záp. Karpát. Contribution to the knowledge of absolute age of certain granites genetically related ore-deposits of the West Carpathians. (German, russian sum.). Acta geol. geogra. Univ. Comen. 2, Bratislava.
24. KANTOR, J. 1961 : K voprosu o geochronologičeskom issledovanii Zapadnyh Karpat. Geochronological investigations of the West Carpathians. Karpato/Balkanskaja asocijacija, Rezjume soobščennij, 5-tyj kongress. Bukurest.
25. KANTOR, J. 1960 : Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Cretaceous orogenetic processes in the light of absolute dating of the Veporide Crystalline. (English, german sum.). Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

26. KANTOR, J. 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K⁴⁰ metódy. Contribution to the argon — potassium dating at the Veporide granitoids. Geol. Práce, Správy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
27. KANTOR, J.—WIEGEROVÁ, V. 1980: Radiometric ages of some basalts from the West Carpathian. Geol. Zbor. Geologica carpath. (in press).
28. KANTOR, J. 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec group of the gemeric from Klátov-Košická Belá. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 4, Bratislava.
29. KANTOR, J.—BAJANÍK, Š.—HURNÝ, J. 1981: Radiometric ages of the amphibolite facies metamorphites from the Rudňany siderite deposit. Geol. Zbor. Geologica carpath., Bratislava (in press).
30. BUJNOVSKÝ, A.—KANTOR, J.—VOZÁR, J. 1981: Radiometric dating of mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of the Low Tatra. Geol. Zbor. Geologica carpath., Bratislava (in press).
31. KANTOR, J.—RYBÁR, M. 1978: ⁴⁰A/⁴⁰K — veku erupčných hornín z valúnov „upohlavských“ zlepcov záp. časti bradlového pásma. Geofond, Bratislava.
32. KANTOR, J. 1959: Príspevok k poznaniu veku niektorých žúl a pegmatitov žluticko-tepelského kryštalinika A/K⁴⁰ metódou. Contribution to absolute age of granitoids and pegmatites of the Žlutice-Teplá Crystalline by the potassium-argon method. (German sum.). Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
33. KANTOR, J.—FLÜGEL, H. 1964: Absolute dating on rocks of the Steiermark Crystalline in Austria. Anzeiger der Mathematisch-Naturwissensch. Klasse der Oesterreichischen Akademie der Wissenschaften 10, Wien.
34. ILAVSKÝ, J.—KANTOR, J. 1965: Príspevok ku geochronológii širšieho okolia Kabulu (Afganistan). Contribution to geochronology of Kabul area, Afganistan. (English sum.). Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
35. KANTOR, J. 1962: Izotopy obyčajného olova na niektorých Západokarpatských ložiskách. Isotopes of „ordinary lead“ from some West/Carpathian deposits. (German sum.). Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
36. KANTOR, J.—RYBÁR, M. 1964: Isotopes of Ore-Lead Several Deposits of West Carpathian Crystalline. Izotopy Olova z niektorých ložísk západokarpatského kryštalinika. Geol. Zbor. XV, 2, Bratislava, 285—297.
37. KANTOR, J. 1967: in Varček, C. — Ore Deposits of the West Carpathians, Guide to Excursions 24 AC. Congres geologique international XXIII Session, Prague 1968.
38. ŠTOHL, J.—KANTOR, J.—ELIÁŠ, K. 1967: Intramineralizačné postavenie rhyolitov v B. Štiavnici. The intra-mineralization position of rhyolites in B. Štiavnica. Geol. Práce, Správy 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
39. KANTOR, J. 1965: Thermoluminescence and Lead Isotopes at the Poniky Lead-Zinc Deposits in the Triassic of the West-Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath. XVI, 1, Bratislava.
40. KANTOR, J.—BIELY, A. 1965: Ložisko Ján Nepomucký pri Píle a jeho genéza podľa izotopov olova. The deposit “Ján Nepomucký” near Píla and its genesis according to lead isotopes. (English sum.). Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
41. KANTOR, J. 1965: Príspevok ku genéze niektorých ložísk podľa izotopov olova. Szabadbattyán (Maďarsko). Contribution to the genesis of ore deposits according to lead isotopes investigations. Szabadbattyán in Hungary. (English sum.). Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
42. KANTOR, J.—RYBÁR, M.—DILLNBERGER, K. 1968: Contribution to the problem of regeneration of ore deposits in Alpine orogenic Belts (Tunisia). Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
43. KANTOR, J. 1969: Lead isotopes of some lead-zinc deposits of the Quarsenis Mts., Algeria. Geol. Zbor. XX, 2, Bratislava.
44. KANTOR, J.—RYBÁK, M. 1970: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom sulphide deposits of the Cambro-Silurian Series, Spiš-Gemer Ore-Mts, Czechoslovakia. Geol. Zbor. XXI, 2, Bratislava.
45. KANTOR, J.—CAMBEL, B. 1972: Srovnání izotopovno i geochimického issledovania sulfidov singenetických kolčedannych mestoroždenij Zapadnyh Karpat. Očerki sovremennoj geochimii i analitičeskoj chimii, Moskva, 377—390.

46. KANTOR, J. 1974: Sulphur isotopes of the stratiform pyrite deposit Turecký vrch and stibnite deposit Pezinok, in the Malé Karpaty Mts. crystalline. Geol. Zbor. XXVI, Bratislava.
47. KANTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, J. 1973: Structural modifications of pyrrhotite at pyrite-pyrrhotite deposits of the Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor., Geologica carpath. XXIV, Bratislava, 231—246.
48. KANTOR, J.—RYBÁR, M. 1971: Sulphur isotopes of the metamorphosed pyrrhotite-pyrite deposit of Heľpa, Nízke Tatry Mts., Czechoslovakia. Geol. Zbor. SAV XXII/2, Bratislava.
49. KANTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, M. 1975: Monoclinic and hexagonal pyrrhotites from the Heľpa sulphide deposit, their relations and isotopic composition. Proceedings of the Xth Congress of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc., Bratislava 1973, 121—139.
50. KANTOR, J.—KRIŠTÍN, J. 1973: Alabandite from the metamorphosed pyrrhotite-pyrite deposit of Heľpa in the Nízke Tatry Mts. Geol. Zbor. Geologica carpath. XXIV, Bratislava 247—254.
51. KANTOR, J.—PETRO, M. 1976: On some sulphidic mineralizations in the veporide crystalline from Ratkovské Bystré and Revúca and their isotopic composition. Geol. Zbor. SAV 27, 1, Bratislava, 133—140.
52. KANTOR, J. 1977: Sulphur Isotope Studies of the Stibnite Deposits Pezinok, Pernek and Kuchyňa, from the Malé karpaty Mts. Crystalline, Czechoslovakia. Problems of ore deposition. Fourth Symposium of the IAGOD, II, 1974, Varna, 86—93.
53. KANTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, J. 1976: Izotopové zloženie síry na antimonitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. Geofond, Bratislava.
54. KANTOR, J. 1974: Izotopové zloženie síry na antimonitových ložiskách jaderných pohorí. Geofond, Bratislava.
55. KANTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, J. 1977: Izotopové zloženie síry a štruktúrne modifikácie pyrrhotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov. Záp. Karpaty, sér. min. petr. geochem., ložiská 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1977.
56. KANTOR, J. 1977: Pb—Zn—Ores of the Westcarpathian Triassic and the Distribution of Their Sulphur Isotopes. Time-and Strata-bound Ore deposits. Editors Klemm/Schneider. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York.
57. KANTOR, J.—RYBÁR, M. 1974: Izotopnyj sostav sery iz nekotorych formacij evaporitov v Zapad. Karpatoch. Pjatyj vsesajuznyj simpozium po geochimii stabilnych izotopov. AN SSSR, Moskva.
58. KANTOR, J. 1975: Distribution of sulphur isotopes in evaporites of the Meliata Formation near Strelnice in the Slovakian Karst. Proceedings of the Xth Congress of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc., Bratislava 1973, 104—120.
59. KANTOR, J.—SLÁDKOVÁ, M. 1979: Izotopy síry v evaporitoch Západných Karpát. Geofond, Bratislava.
60. STOYAN TRASHLIEV—KANTOR, J. 1978: Sulphur Isotope Ratios in Evaporites from North Bulgaria. Geol. Balcanica, 8, 1, Sofia, Mart 1978.
61. KANTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, J. 1977: Distribúcia izotopov síry v barytoch západokarpatských ložísk a výskytov. Geofond, Bratislava.
62. KANTOR, J.—ELIÁŠ, K. 1980: Izotopové zloženie síry vybraných mineralizácií spätých s neovulkanitmi (Hodruša — Rozália žila). Geofond, Bratislava.
63. KANTOR, J. 1966: Thermoluminescence of Barites on Example of some Westcarpathian Deposits. Geol. Zbor. Geol. carpath. XVII, 1, Bratislava.
64. KANTOR, J.—ELIÁŠ, K. 1968: Thermo-vacuometric method of study of primary and secondary dispersion aureoles as a guide to ore. Geol. Práce, Správy 44—45, Bratislava.
65. KANTOR, J.—ELIÁŠ, K. 1974: Thermovacuumetric impulse apparatus for the study of thermal stability according to liquid-gas inclusions. Geol. Zbor., Geologica carpath. XXV, Bratislava, 97—104.
66. KANTOR, J.—ELIÁŠ, K. 1963: Nález šelitu na rudných žilách v Banskej Štiavnici, Hodruša a Vyhniach. Scheelite-find in ore veins of Banská Štiavnica, Hodruša and Vyhne. (German sum.). Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
67. KANTOR, J. 1965: Tungsten in the West-Carpathian Metallogenetic Province. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
68. KANTOR, J. 1974: Scheelite in the Malé Karpaty Mts. crystalline and its genetic relationship to basic volcanism. Geol. Zbor., Geologica carpath. XXV, Bratislava, 41—52.

Jaroslav Štohl—Ivan Gnojek—Karel Dědáček

Príspevok leteckej magnetometrie a gama-spektrometrie k interpretácii metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov

9 obr. v texte, 4 mapy, ruské a anglické resumé

Abstract. Data obtained by airborne gama spectrometry and magnetometry of the Middle Slovakian neovolcanic region and their relationship to metalogenезy are discussed in the paper. The distribution of potassium played the most important role among obtained data, particularly its genetic relationship to ore-forming processes. Hydrothermally altered zones were outlined by use of the results of airborne magnetometry. All data were worked out by mathematic-statistical methods.

Úvod

V rokoch 1976 a 1977 sa konali na rozsiahlom území stredoslovenských neovulkanitov letecké geofyzikálne merania zároveň magnetometrickou i gama-spektrometrickou metódou. Tieto práce zahrnuli pohorie Vtáčnik, Pohronský Inovec, Kremnické vrchy, severnú časť Štiavnického pohoria, Poľanu a severnú časť pohoria Javorie; je to plocha 2910 km².

Magnetometrické údaje sa získavali leteckým protónovým magnetometrom (s chybou terénneho merania $\pm 3,2$ nT). Rádiometrické údaje poskytol citlivý štvorkanálový letecký gama-spektrometer (s chybou merania v úhrnej aktivite gama $\pm 0,55$ ur, s chybou stanovenia koncentrácie draslíka $\pm 0,16$ % K, koncentrácie uránu $\pm 0,33$ ppm a koncentrácie tória s chybou $\pm 0,62$ ppm). Chyby terénneho merania (D) sa určili z podielu meraných hodnôt na všetkých priesečníciach základných a zväzovacích profilov pre jednotlivé kanály leteckej aparatúry výrazom

$$D = \pm \sqrt{\frac{(\text{dif})^2}{2n}}$$

kde dif je rozdiel medzi 1. a 2. meraním v tom istom bode, n je počet meraných dvojíc.

Ing. J. Štohl, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
RNDr. I. Gnojek, CSc., RNDr. K. Dědáček, Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 600 00 Brno

Leteckú geofyzikálnu aparatúru, vybavenú analógovou a číslicovou registráciou dát a televíznym záznamom dráhy letu, niesli vrtulníky typu Mi-2 a Mi-8.

Geofyzikálne merania sa robili na paralelných základných profiloch, vzdialených od seba 250 m, a na kolmých profiloch zväzovacích, vzájomne vzdialených 2500 m. Azimut základných profilov bol v západnej časti územia 90° , volený kolmo na priebeh hlavných vulkanicko-tektonických štruktúr. Na území Poľany a Javoria bol zameraný na 135° , t. j. kolmo na smery regionálnych tektonických zón. Priemerná výška letu nad terénom sa pohybovala okolo 90 m a priemerná rýchlosť okolo 120 km/hod., čo pri 1 sekundovej frekvencii geofyzikálnych meraní určilo ich hustotu pozdĺž profilu na intervaly 30—35 m (I. Gnojek—K. Dědáček 1977).

Výsledkom prvotného spracovania dát ešte v roku 1977 pomocou vlastného programového systému na počítači Geofyziky, n. p., Brno, bol výpočet anomálii delta T, t. j. anomálií totálneho vektoru intenzity geomagnetického poľa, výpočet hodnôt úhrnnej gama-aktivity hornín a koncentrácií draslíka, uránu a tória. Tieto údaje boli spracované aj graficky formou máp profilov pozdĺž jednotlivých leteckých trás. V druhej etape spracovania dát, prevažne v roku 1978, boli zostavené mapy izolínií delta T, úhrnnej aktivity gama a obsahov K, U, Th pre 50 listov máp v mierke 1 : 25 000, ktoré zapadajú do študovanej oblasti. Súčasne sa robil štatistický rozbor letecky získaných údajov pre čiastkové podoblasti Pohronskeho Inovca (územie Rudno — Brehy — Pukanec), pre okolie Banskej Štiavnice, Kremnice a centrálnej zóny Javoria (K. Dědáček—I. Gnojek 1978).

Letecká magnetometria a gama-spektrometria sa ukázali v procese štruktúrno-geologického a metalogenetického výskumu ako veľmi rýchle a efektívne metódy poskytujúce cenné výsledky. Tak sa vysvetlili zákonitosti pozície jednotlivých ložiskových štruktúr a ich vzťah k celkovej geologickej, vulkanologickej a tektonickej stavbe stredoslovenských neovulkanitov. Matematicko-štatistický rozbor letecky nameraných geofyzikálnych dát pomocou počítača poskytol objektívne údaje o zákonitostiach akumulácie radu úžitkových zložiek a o geologických procesoch, ktorá ich výskyt sprevádzajú. Reprezentatívnosť údajov získaných štatistickým rozborom vyplýva z temer 600 tisíc diskretných hodnôt anomálii delta T magnetického poľa a z rovnakého počtu veličín koncentrácií K, U, Th a úhrnnej aktivity gama.

Ciele interpretácií a metóda rozboru dát

Z okruhu širokých možností využitia magnetometrických a gama-spektrometrických údajov bola v danej etape najprv zužitkovaná tá časť ich informačného potenciálu, ktorá najtesnejšie súvisí s problematikou metalogenézy a rudných prognóz. Z leteckej magnetometrie boli teda vyhodnotené predovšetkým tie informácie, ktoré súvisia s fyzikálno-chemickým charakterom procesu hydrotermálnych premien a so vzťahom magnetického poľa k rudným poliam. Z gama-spektrometrických informácií je najzávažnejšia distribúcia draslíka, ktorý je výrazným sprievodným elementom rudotvorných procesov (E. Ja. Ostrovskij 1974).

Už pri prvom pohľade na mapu izoanomálií delta T bolo zrejmé, že prevažne veľmi členité magnetické pole mozaikového vzhľadu je podstatne pokojnejšie na



Mapa 1 Stredoslovenské neovulkanity-západná časť
 Rozšírenie koncentrácie draslíka s vyznačením hlavných anomálií A, B, C, D, E, F, G, H. Ostatné vysvetlivky sú pripojené k mape 3 (str. 33).



Mapa 2 Stredoslovenské neovulkanity — západná časť
 Anomálie delta T geomagnetického poľa. Ostatné vysvetlivky sú pripojené k mape 3 (str. 33).

územiach, kde sú známe prejavy alteračných procesov viazaných úzko na rudotvorné procesy.

Ďalším významným momentom tesne spojeným s rudotvornými procesmi sú sekundárne prínosy draslíka do alterovaných hornín, a to najviac procesom K-meta-somatózy. Uplatnenie leteckej gama-spektrometrie umožnilo rýchlo a prakticky vymapovať koncentrácie draslíka na uvedenej rozsiahlej ploche a súčasne zhodnotiť kvantitatívne procesy sekundárneho obohatenia hornín draslíkom so zreteľom na rozšírenie doposiaľ známych rudných polí a na rozšírenie mimo nich.

Paralelné meranie koncentrácie uránu a tória umožnilo zhodnotiť ich distribúciu vzhľadom k vývoju poľa ΔT i ku koncentráciám draslíka a analyzovať vývoj vzťahov týchto prvkov (Th/U , Th/k , U/K) v jednotlivých horninových typoch budujúcich študovanú oblasť.

Vývoj hodnôt meraných polí sledovaných horninových celkov a ich vzájomné vzťahy boli študované metódou štatistického rozboru letecky získaných údajov a ich nasledovným výkladom.

Namerané hodnoty sa vyčlenili pre štyri rudné obvody — 1. Rudno—Brehy—Pukanec—Nová Baňa; 2. širšie okolie Banskej Štiavnice; 3. okolie Kremnice; 4. centrálna zóna Javoria — do súboru dát zodpovedajúcich jednotlivým skúmaným rudným obvodom, horninovým typom, a to aj so zreteľom na ich stupeň hydrotermálnej premeny. V každom súbore boli stanovené hodnoty aritmetického priemeru, smerodajnej odchýlky, šikmosti a špicatosti, t. j. tzv. momentových, štatistických charakteristík.

Pojmy priemer a smerodajná odchýlka sú dostatočne známe, šikmost je bezrozmerné číslo, ktoré pri ideálnej súmernosti je rovné nule. Pri zošikmení doľava zodpovedá kladnému číslu a pri zošikmení doprava zápornému číslu. V absolútnej hodnote je tým väčšie, čím je dané rozdelenie znakov zošikmenejšie. Špicatosť je taktiež bezrozmerné číslo, pri ostatných rovnakých podmienkach je tým väčšie, čím je dané rozdelenie hodnôt koncentrovanejšie.

Z hodnôt každého súboru boli zostrojené frekvenčné krivky. Na ich porovnanie a preradenie k normálnemu, prípadne k lognormálnemu rozdeleniu boli pomocou vypočítaného priemeru a smerodajnej odchýlky každého súboru zostavené teoretické krivky normálneho, prípadného lognormálneho rozdelenia a s týmito krivkami porovnané frekvenčné krivky z nameraných hodnôt.

Metalogenetická interpretácia získaných geofyzikálnych informácií

Interpretačné možnosti leteckej magnetometrie a gama-spektrometrie v podmienkach vulkanických pohorí sú široké. Môžu sa zameriavať na riešenie reliéfu podložja neovulkanitov, hrúbok vulkanickej stavby, na prepočet poľa totálnej intenzity magnetického poľa na rôzne hladiny s možnosťou zostaviť mapy reziduálneho magnetického poľa (obzvlášť cenné pri vertikálnej charakteristike centrálnych vulkanoplutonických formácií), ďalej sa môžu zameriavať na orientáciu zlomových líní, na použitie pri geologickom mapovaní, vymedzenie zón hydrotermálnych premien v závislosti na rozšírení draslíka alebo špecificky charakteristického magnetického poľa totálnej intenzity.

Metodika leteckej magnetometrie a gama-spektrometrie bola v Maďarsku úspešne použitá koncom šesťdesiatych rokov vo vulkanických regiónoch Börszöny, Mátra a Tokajské pohorie, ktoré sú v mnohom príbuzné našim stredoslovenským neovulkanitom. Výsledky týchto meraní interpretovali vo svojich prácach autori B. Wéber—Gy. Géresi (1970), ďalej B. Wéber—L. Nagy—Gy. Géresi (1972) a B. Wéber—Gy. Géresi (1972). Uvedieme niektoré závery týchto prác, ktoré vysvetľovali metalogenézu a s ňou súvisiace rudné prognózy. V pohorí Börszöny sa uskutočnil pokus vykonštruovať stavbu kaldery, okrem iného na poklade rozšírenia draselných anomálií. Zóna kaldery tvorí zároveň prognóznú oblasť, podobne ako to bolo stanovené v Banskej Štiavnici. Rozšírenie draselných anomálií sa kryje s rozšírením magnetických miním.

V Mátre sa sledoval pomocou rozšírenia draslíka transport erozívnych produktov, ďalej sa porovnávali analytické výsledky obsahov K s výsledkami rádiogeochemickými. Opäť sa urobil pokus interpretovať koncentráciu draslíka vo vzťahu ku kalderovej štruktúre. Z hľadiska rudnej prospekcie bol zistený priamy priestorový vzťah polymetalického zrudnenia k draselným anomáliám, ktoré sú považované za významný vyhľadávací príznak.

V Tokajskom pohorí boli zaregistrované najvyššie obsahy draslíka v porovnaní s predošlými vulkanickými regiónni. Boli zistené vzťahy medzi tektonikou a rozšírením draslíka i prejavmi hydrotermálnych procesov. Zistil sa výrazný vzťah medzi Au—Ag-mineralizáciou a draselnou metasomatózou, čo sa v praxi použilo pre prospekčné práce. Naše výskumy a výsledky, ako v ďalšom ukážeme, sú v mnohom podobné výsledkom overovaným vo vulkanických oblastiach Maďarska.

V článku budeme interpretovať len tú časť získaných geofyzikálnych údajov, ktorá sa priamo viaže na rudotvorné procesy. Z gama-spektrometrie sme venovali predovšetkým pozornosť významu a rozšíreniu draslíka, v menšej miere uránu a tória. Z aeromagnetometrie sme použili tú časť informácií, ktorá sa týka charakteru a vzťahu intenzít normálneho magnetického poľa hydrotermálne premenených centrálnych vulkanických zón k nepremenenému vulkanickému prostrediu.

Metalogenetický význam anomálnych obsahov draslíka

Anomálna koncentrácia draslíka, hlavne v oblastiach rudných ložísk spojených geneticky s intermediárnym až kyslým vulkanizmom, je známa už dávnejšie. V minulosti boli tieto horniny opisované ako rôzne variety trachytov; zrejme tu dochádzalo hlavne u hydrotermálne premenených hornín k zámene primárnych ortoklasov so sekundárnym draselným adularom. J. Szabó (1891) opisuje v Banskej Štiavnici horniny andezitového zloženia, ako trachyty (biotit-ortoklas-andezín-trachyt, pyroxén-trachyt). Až D. Giusca (1960) uvádza podobne i v Rumunsku v pohorí Gutai hydrotermálny pôvod adularizovaných vulkanitov, ktoré sa dovtedy označovali ako trachyty. D. Radulescu (1966) ich považuje za magmatický diferenciat ultradraselného zloženia (K_2O 9,8—12,0 %).

U nás sa F. Fiala (1961) ako prvý zaoberal otázkou postavenia draselnej metasomatózy. Opísal ju v súvislosti so Schrämenovou žilou v Kremnici, v ktorej sa južne od Šturca nachádzajú silne kaolinizované a prekremené horniny ryolitové-

ho až trachytovo-ryolitového charakteru. Sú pozoruhodné vysokým obsahom SiO_2 a K_2O pri veľmi zníženom obsahu Na_2O .

Analýza: 57/38 78,02 % SiO_2 ; 6,80 % K_2O ; 0,25 % Na_2O ;
58/39 77,02 % SiO_2 ; 7,75 % K_2O ; 0,25 % Na_2O .

Pozvoľne prechádzajú do kaolinizovaných, prekremených a v rôznom stupni adularizovaných andezitov. Pôvod draselnej metasomatózy sa odvodzuje od ryolitového magmatizmu.

Podobným spôsobom vysvetľuje F. Fiala (l. c.) vznik sekundárneho trachytu (pseudotrachyt, deutero-trachyt), ktorý vynikol adularizáciou andezitových hornín z kóty 690 južne od Lúčiek a severne od Kopernice z kóty 719. Pri kóte 690 konštatuje aj prítomnosť kremeňovo-pyritovej žily s obsahom Au až 4 g/t.

M. Böhmer (1961) poukazuje na vzťah medzi ryolitmi, draselnou metasomatózou a rudnými žilami ako geneticky jednotného súboru. Zistil, že vybielenie hornín, ktoré sprevádzajú kremnické rudné žily, je zónou draselnej metasomatózy. Hranica medzi K-trachytom a pyroxenickými andezitmi je pozvoľná. Autor rozlišuje dve štádiá zatlačania draselnými živcami. Prvé štádium, pri ktorom sa tvorí vysokotermálny sanidín, a druhé štádium, pri ktorom sa tvorí nižšetermálny adulár, ktorý bol zistený aj v žilnej kremennej výplni a viaže sa na hydrotermálny proces. Zóna adularizácie tvorí aureoly okolo žíl ryolitov a následných rudných žíl. Z genetického hľadiska vysvetľuje M. Böhmer (l. c.) genézu draselných trachytov známou Koržinského teóriou infiltračnej magmatickej metasomatózy.

A. Brlay (1965) sa zaoberá procesmi draselnej metasomatózy v oblasti Novej Bane a Rudna. Predpokladá v zhode s názormi M. Böhmera (1961), že pri vyznievaní ryolitovej vulkanickej činnosti nastala draselná metasomatóza podložených andezitov na kóte Háj. Na západnom svahu Hája vyčlenil niekoľko línii s maximálnou adularizáciou, kde sa obsah K_2O pohybuje od 7,40 do 13,20 % a Na_2O od 0,32 do 0,60 %. Adularizácia nemá areálny charakter, ale sa viaže na lineárne tektonické smery. V priestorovej spätosti s nimi vystupujú zlato-strieborné novobanské žily.

Ďalším významným centrom draselnej metasomatózy je lokalita Chlm, ktorá súvisí s rudnými žilami Au—Ag (Pb, Zn) v Rudne nad Hronom.

Závažným príspevkom o vlastnostiach draslíka v banskoštiavnickom rudnom poli je práca J. Forgáča (1966). Rieši v nej vzťah celého súboru horninotvorných kyslíčnikov v okolí hlavných žíl v rôznom horninovom prostredí.

Obsah K_2O v pyroxenických andezitoch sa smerom k žile zvyšuje (od 2,08 % do 9,10 %). V kremeňovo-dioritových porfýroch obsah K_2O priamo pri žile stúpa až na 5,12 %, v diorite pri žile Terézia obsah K_2O narastá až na 5,04 %.

Výrazná adularizácia, ktorá sprevádza žily, nepoukazuje na možnosť svojho vzniku cestou magmatickej diferenciácie, ale K-metasomatóza nastala pôsobením hydrotermálnych roztokov v okolí žíl.

Adularizácia je vzhľadom k žilám usporiadaná zonárne. Vo vzťahu k žilným štruktúram rozlišujeme zóny v nasledovnom poradí smerom od žily: zóna prekremenenia, sericitizácie, adularizácie a chloritizácie. Hranice nie sú ostré. Adularizácia sa prejavuje čiastočným až úplným metasomatickým zatláčaním plagioklasu K-živcom a zatláčaním chloritu.

Názory na pôvod sekundárneho draslíka sa rôznia do dvoch vyhranených skupín. Jedna považuje pôvod draslíka za magmatický (niektorí autori predpokladajú až magmu s ultrakáliovým obsahom), druhá sa stavia za hydrotermálny pôvod draslíka, ktorý spočíva hlavne v procesoch adularizácie. Adularizácia môže mať priestorový vzťah k ryolitom, no hlavne pozorovať jej vzťah k žilným komplexom.

V našej práci venujeme hlavnú pozornosť hydrotermálnemu draslíku, ktorý je súčasťou rudotvorných procesov. Niekedy je pozorovaný priamo v žilnej výplni, a tým je daná aj jeho úzka genetická naviazanosť na tvorbu rúd. Draslík vypadáva z roztokov pri náhlom poklese teploty. Pri vyšších teplotách hydrotermálne roztoky chloridového charakteru majú relatívne vysoký pomer K/Na a sú v rovnovážnom stave s okolnými horninami. S poklesom teploty roztokov draslík z roztokov nahrádza Na v okolných horninách. Je to v podstate pozadie geochemie draselných živcov a ich schopnosti metasomaticky zatlačať plagioklasy. Sericitizácia a tvorba SiO_2 je súčasťou tohto procesu.

Obsah draslíka — petrochemické pozadie

Hodnota anomálneho draslíka vyplýva z jeho porovnania s petrografickým pozadím obsahu primárneho draslíka v komplexe vulkanických hornín. Priemerné obsahy draslíka boli prevzaté z prác K. Karolusa (1970) a J. Forgáča (1975). Uvádzame najvýznamnejšie a najrozšírenejšie horninové typy v stredoslovenských neovulkani-
toch a ich priemerne obsahy draslíka:

1. Pyroxenické \pm amfibol \pm biotit-andezit a ich porfýry. Priemerná analýza zo 105 vzoriek:

$$K = 1,56 \pm 0,14 \%$$

2. Amfibolicko-biotitické andezity. Priemerná analýza z 23 vzoriek:

$$K = 2,12 \pm 0,13 \%$$

3. Ryolity. Priemerná analýza zo 42 vzoriek:

$$K = 3,65 \pm 1,01 \%$$

J. Forgáč (l. c.) udáva obsah draslíka v neadularizovaných ryolitoch:

$$K \% = 3,4 \pm 0,6 \%$$

4. Granodiority z oblasti Hodruše:

$$K = 2,05 \%$$

5. Kremeňovo-dioritové porfýry z oblasti Banskej Belej

$$K = 2,22 \%$$

Rádiogeochemické údaje získané z leteckej gama-spektrometrie vykazujú nižšie obsahy draslíka s výnimkou horninového typu 5, kde už zrejme prišlo k adularizácii.

Horninový typ 1: $K = 1,28 \pm 0,33 \%$ z 16 877 údajov.

Horninový typ 2: $K = 1,56 \pm 0,35 \%$ z 10 100 údajov.

Horninový typ 3: $K = 2,37 \pm 0,59 \%$ z 2 903 údajov.

Horninový typ 5: $K = 2,57 \pm 0,75 \%$ z 349 údajov.

Rozdiely, ktoré sú väčšie u kyslejších hornín; mohli byť spôsobené viacerými faktormi:

1. Distribúciou odberu vzoriek. U leteckého rádiogeochemického „vzorkovania“ je záruka rovnomerného odberu.

2. Je možné, že geologické hranice, ktoré boli podkladom pre vyčlenenie jednotlivých horninových typov, nie sú dostatočne presné, takže v štatistických súboroch sa prejavuje interferencia oboch susediacich typov hornín s rozdielnym obsahom draslíka.

3. K zníženiu obsahu draslíka mohlo pravdepodobne prísť aj pri hypergenných procesoch zvetralinového plášťa, ktorý je prakticky pri gama-spektrometrii detekovaný.

Anomálne obsahy draslíka

Sú znázornené na mape izolínií draslíka (mapa 1). Za anomálny obsah draslíka pri intermediárnych horninách andezitového zloženia sme zvolili hranicu 2 %. Táto hranica bola zvolená vzhľadom k intervalu izolínií obsahu draslíka na mape (0,5 % K). Vzhľadom k presnosti stanovenia draslíka leteckou gama-spektrometriou a so zreteľom na reláciu koncentrácie zistenej letecky s obsahmi zistenými chemickou cestou predpokladáme, že hranica 2 % K je vhodná na interpretáciu anomálnych obsahov.

Pre draslík v ryolitoch sme za hranicu podobným spôsobom stanovili obsah 3,5 % K (J. Forgáč 1975 udáva obsah draslíka v adularizovaných ryolitoch v intervale 3,8—7,4 % pri priemernom obsahu 5,9 %).

Interpretačný význam z hľadiska metalogenézy v stredoslovenských neovulkanitoch majú nasledovné draslíkové anomálie (mapa 1):

- A. Kremnický rudný rajón (Au—Ag).
- B. Čertov vrch a príslušné zóny adularizovaných ryolitov.
- C. Banská Hodruša s príslušnými zónami adularizovaných ryolitov (oblasť Trojičnej žily).
- D. Banskoštiavnický rudný rajón.
- E. Banská Belá.
- F. Kopanice.
- G. Nová Baňa—Rudno.
- H. Pukanec.
- I. Župkov.

Vo východnej časti stredoslovenských neovulkanitov neprichádza k anomálnej koncentrácii sekundárneho draslíka.

Metalogenetická interpretácia obsahov K, U, Th

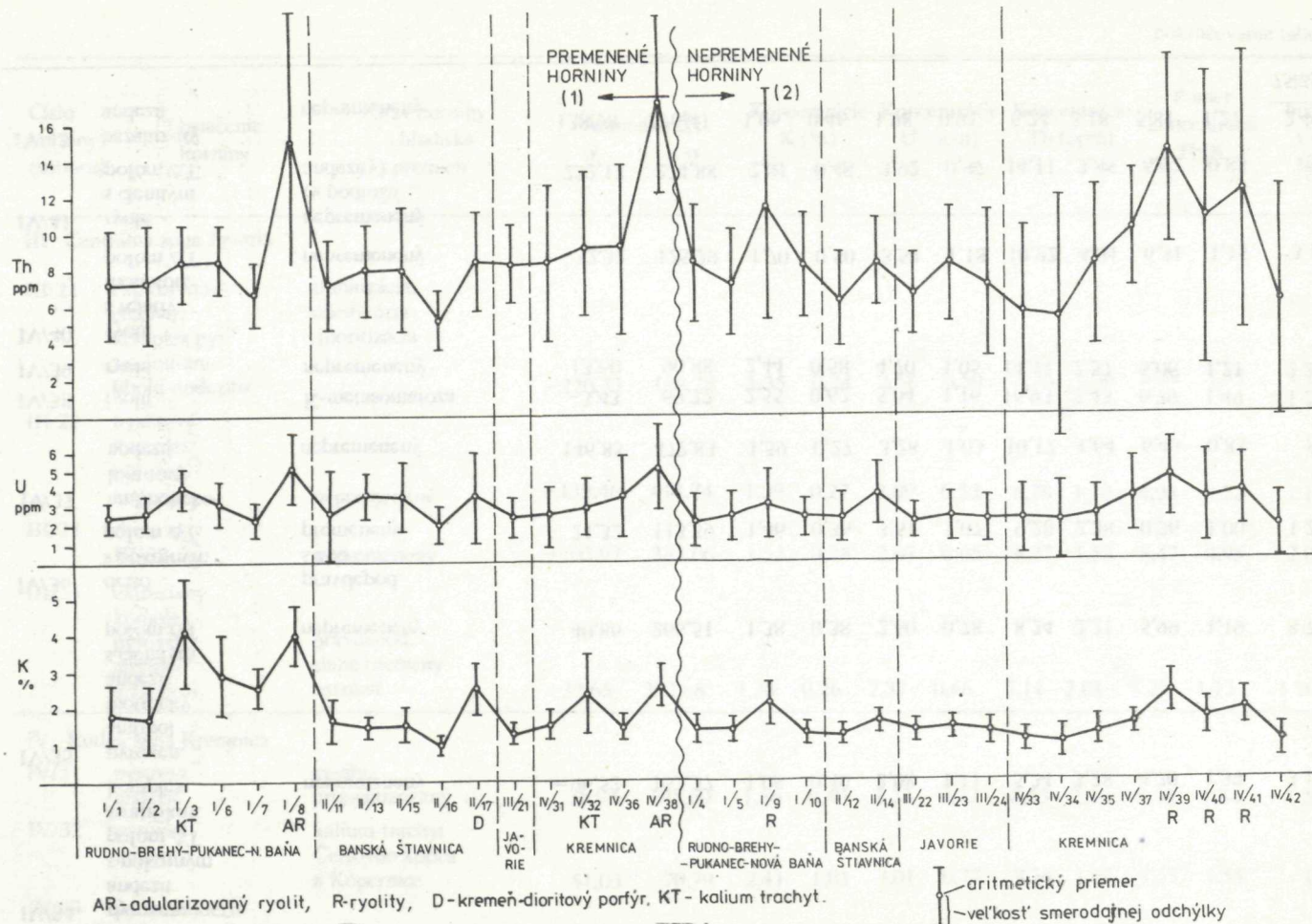
Rozšírenie draslíka a jeho vzťah k metalogenéze v stredoslovenských neovulkanitoch má prvoradé postavenie pre interpretáciu metalogenetických procesov. Časť draslíka bola generovaná pri nízkotermálnej hydrotermálnej aktivite. Do akej miery sa pri hydrotermálnych premenách narušil obsah U a Th v horninách, poukážeme v ďalšom texte. Taktiež sme sledovali pomery Th/U, Th/K a U/K, ktoré by pri HDT

Číslo horniny (súboru)	Označenie horniny	Stav horniny z hľadiska premien	Anomálie ΔT		Koncentrácie K (%)		Koncentrácie U (ppm)		Koncentrácie Th (ppm)		Pomer koncentrácií Th/K		Počet hodnôt v sú- bore n
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
I. Rudná zóna Rudno-Brehy-Pukanec-Nová Baňa													
I/1	pyroxen. andezit	areálna propylitizácia	63,80	124,81	1,90	0,73	2,48	0,80	7,31	1,44	4,26	1,46	2 920
I/2	pyroxen. andezit	propylitizácia nejasná	-39,33	191,45	1,75	0,92	2,65	0,93	7,40	1,58	4,68	1,14	795
I/3	pyroxén ± amfibol. andezit typu Chlm (kálium-trachyt)	draselná metasomatóza	3,07	205,29	4,12	1,52	4,14	1,02	8,53	1,12	2,34	1,01	1 126
I/4	pyroxen. andezit	nepremenený	54,27	257,64	1,43	0,43	2,25	0,74	7,27	1,63	5,23	0,91	5 277
I/5	amfibolicko- biotitový andezit	nepremenený	-12,61	265,36	1,47	0,42	2,60	0,69	7,66	1,41	5,33	0,95	4 627
I/6	brekcia amfibolicko- biotitového andezitu	draselná metasomatóza	-51,62	311,90	2,96	1,08	3,34	0,59	8,52	0,93	3,36	1,61	217
I/7	neznámy sub- vulkanický štok, pravdepod. dior. porfýr	pravdepod. relat. čerstvý (je možná magnetitová mineralizácia v HDT premenenom štoku)	277,18	98,86	2,57	0,53	2,38	0,47	6,84	0,81	2,76	0,86	303

I/8	ryolit	draselná metasomatóza	-59,60	145,68	4,00	0,82	5,07	0,92	15,25	3,37	3,80	0,72	1 204
I/9	ryolit	nepremeňený	-102,42	297,13	2,14	0,62	3,21	0,91	11,51	3,08	5,33	0,67	609
I/10	bazalt	nepremeňený	76,21	369,35	1,35	0,27	2,66	0,48	8,28	1,43	6,20	0,91	288
II. Rudná zóna Banská Štiavnica													
II/11	pyroxen. andezit	areálna propylitizácia	-48,08	86,42	1,71	0,57	2,83	1,17	7,37	1,24	4,65	1,47	2 586
II/12	pyrox. andezit	nepremeňený s pokojným poľom ΔT	88,28	342,56	1,25	0,27	2,46	0,68	6,27	1,26	5,03	0,72	7 829
II/13	pyroxen. andezit	pravdepod. čiasť. HDT postihnutý	-10,45	187,63	1,53	0,25	3,82	0,58	8,09	1,19	5,30	0,65	715
II/14	amfibolicko biotitový andezit	nepremeňený	52,33	467,97	1,66	0,30	3,85	0,85	8,40	1,24	5,12	1,37	4 592
II/15	amfibolicko- biotitový andezit	s pokojným poľom ΔT pravdepodobne čiasťočne HDT postihnutý	7,70	181,33	1,58	0,45	3,59	0,91	7,98	1,64	5,16	0,87	5 119
II/16	amfibol.- hyperstenický andezitový porfýr typ „Beluj“	propylitizácia rudný magnetit	205,50	172,48	1,07	0,18	2,01	0,42	5,30	0,75	4,97	0,66	232
II/17	kremeňovo- dioritový porfýr — oblasť Ban. Belá	propylitizácia adularizácia	-10,49	158,98	2,57	0,75	3,79	1,17	8,66	1,33	3,50	0,76	349

Číslo horniny (súboru)	Označenie horniny	Stav horniny z hľadiska premien	Anomálie ΔT		Koncentrácie K (%)		Koncentrácie U (ppm)		Koncentrácie Th (ppm)		Pomer koncentrácií Th/K		Počet hodnôt v sú- bore n
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
III. Centrálna zóna Javoria													
III/21	explozívno- efuzívny komplex py- roxénu-am- fibolu-andezitu	alunitizácia, silicifikácia chloritizácia	-220,33	198,28	1,35	0,24	2,58	0,50	8,36	1,06	6,39	1,55	1 237
III/22	hyalitový komplex pyroxen. andezitov	nepremený	-139,46	412,74	1,39	0,27	2,09	0,53	6,78	1,10	4,93	0,72	1 136
III/23	detto ako III/21	nepremený	-103,97	383,06	1,52	0,28	2,67	0,65	8,27	1,58	5,47	0,95	2 085
III/24	extruzívny komplex pyroxén. amfibol. andezitov	pravdepod. slabé premeny extrúzií	-32,65	382,68	1,38	0,26	2,37	0,66	7,11	2,01	5,21	1,13	1 202
IV. Rudná zóna Kremnica													
IV/31	pyroxen. andezit	areálne propylitizovaný	35,03	105,60	1,56	0,40	2,73	0,77	8,55	2,16	5,65	1,54	3 202
IV/32	pyroxen. andezit	kálium-trachyt Čertovho kopca a Kopernice	51,03	70,79	2,41	1,01	3,01	0,77	9,34	1,87	4,35	1,54	115
IV/33	pyrox. andezit s členit. poľom ΔT	nepremený	89,95	428,19	1,13	0,32	2,35	0,93	5,78	2,34	5,04	1,18	3 771

IV/34	pyroxen. andezit s pokojným poľom ΔT stratifikov. komplex	nepremený	-96,52	153,37	1,08	0,40	2,08	1,11	5,34	3,28	4,70	1,39	3 196
IV/35	pyroxen. amfibol biotický andezit s členitým poľom ΔT	nepremený	40,86	266,51	1,38	0,38	2,60	0,78	8,24	2,21	5,99	1,19	8 746
IV/36	detto s pokojným poľom ΔT	pravdepod. slabo premený	21,32	113,59	1,46	0,36	3,61	1,07	9,28	2,38	0,36	1,00	1 215
IV/37	amfibolicko- biotitový andezit	nepremený	146,85	472,83	1,59	0,27	3,28	1,03	10,17	1,64	6,43	0,85	881
IV/38	ryolit	K-metasomatóza	-3,43	69,72	2,55	0,62	5,04	1,16	16,93	2,43	6,79	1,49	1 218
IV/39	ryolit	nepremený	13,60	90,88	2,44	0,58	4,70	1,05	14,44	2,57	6,06	1,21	2 294
IV/40	ryolit s relatív. monotón. poľom ΔT	nepremený	-32,32	125,29	1,70	0,50	3,54	1,18	10,92	4,04	6,31	1,15	3 187
IV/41	ryolit s členitým poľom ΔT	nepremený (v podloží/ andezity)	232,13	234,88	2,01	0,48	3,92	0,97	14,11	3,85	6,92	0,83	580
IV/42	bazaltový andezit	nepremený	138,98	376,41	1,06	0,46	1,98	0,91	6,24	3,18	5,81	1,27	2 499
													75 352



Obr. 1 Aritmetické priemery a smerodajné odchýlky koncentrácií K, U, Th, súborov premenených (1) a nepremenených hornín (2) stredoslovenských neovulkanitov

procesoch mohli byť voči primárnym pomerom narušené — napr. prínosom jedného voči stabilnému obsahu druhého, čiastočným odnosom niektorého z prvkov pri hydrotermálnych procesoch, prípadne zmenou obsahu U, Th voči draslíku.

V tabuľke 1 sú udané aritmetické priemery hodnôt koncentrácií U, Th, K, pomeru Th/K a anomálii delta T a ich smerodajné odchýlky. Údaje sa týkajú 33 horninových súborov, ktoré predstavujú premenené i nepremenené horninové typy v oblasti štyroch rudných zón (Banská Štiavnica, Rudno—Brehy—Pukanec, Kremnica a Javorie).

Ako vyplýva z tabuľky a najmä z diagramu na obr. 1 priemerné hodnoty U a Th sa na rozdiel od K v hydrotermálnom prostredí podstatnejšie nemenia.

Niekedy ich vzájomné pomery v rudotvornom prostredí nebývajú stabilné, prichádza k odnosu napr. Th, čím sa vytvorí diagnostický základ pre prognózne uzávery. Napr. v Tokajskom pohorí B. Wéber—Gy. Géresi (1972) potvrdili, že v zónach so zvýšeným obsahom K prichádza k odnosu Th.

U a najmä Th, ako vidno na diagrame, málo migrujú. Nepozorovať výraznejší rozdiel medzi súbormi hydrotermálne postihnutými a súbormi nepremených hornín. Je zrejmé, že hydrotermálne procesy len čiastočne mobilizujú U a Th. Určité zvýšenie U a Th bolo zistené v prípade káliumov-trachytov lokality Chlm a všeobecne u ryolitov. Zvýšené hodnoty U, Th sú viazané len na kyslé ryolitové magmy, čo je v súlade s ich klarkovým obsahom (U — 3,5 ppm, Th — 15,5 ppm).

J. Forgáč (1975) udáva pre U priemerný obsah v adularizovaných ryolitoch 6,4 ppm a pre neadularizované ryolity 8,7 ppm. Podľa neho v adularizovanom prostredí prichádza k odnosu U. Naše poznatky túto skutočnosť nepotvrdili, ba práve naopak.

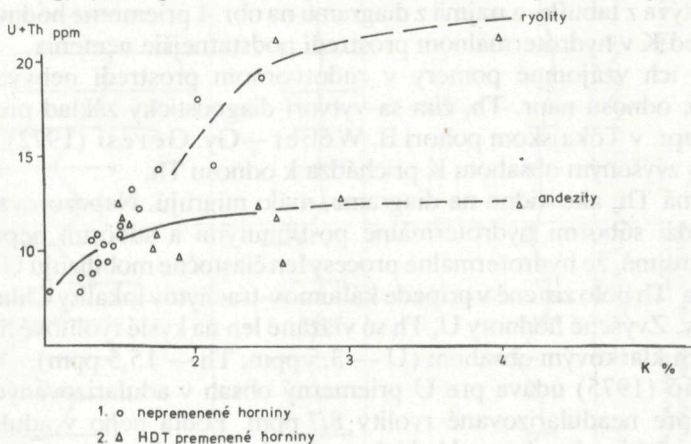
Hodnoty pomerov obsahov Th a U v adularizovaných a neadularizovaných ryolitoch sú zhruba rovnaké, čo svedčí o prínose pri hydrotermálnych procesoch.

V horninových súboroch andezitových typov II/13, II/15 a IV/36 prichádza k miernej anomálii pomerov U/K hlavne zásluhou zvýšenia obsahu uránu. Na obr. 1 je táto skutočnosť viditeľná. Je zaujímavé, že vo všetkých troch prípadoch ide o andezity, u ktorých je príslušnosť k hydrotermálnym procesom nejasná a majú relatívne pokojné pole delta T. Sú príbahlé k hydrotermálnym zónam. V interpretácii sme ich uviedli ako horninový typ čiastočne postihnutý premenami.

Okrem primárnych znakov, t. j. koncentrácie draslíka, uránu a tória, boli štatisticky sledované aj pomery koncentrácií týchto prvkov. Z hodnotených troch pomerov Th/U, Th/K a U/K bol pre identifikáciu alteračných procesov vyhodnotený pomer Th/K ako najvýhodnejší. Je to predovšetkým preto, že zvýšené koncentrácie draslíka sa dostatočne zreteľne prejavujú na báze málo premenlivých koncentrácií tória. Z normálneho pomeru Th/K v nepremených andezitoch okolo 4 až 6 sa v metasomaticky premenených typoch znižuje tento pomer zvyčajne na hodnotu pod 4 (až na 2). V ryolitoch je pokles hodnoty tohto pomeru zreteľný len v novobanskom rudnom obvode (súbory I/9 a I/8). V kremnickom obvode, kde prínos draslíka nie je tak výrazný, ovplyvňuje najmä Th-zložka veľkosť tohto pomeru v ryolitoch do hodnôt 6 až 7.

Pre bližšie posúdenie vzťahu uránu a tória k hydrotermálnym procesom sme zostavili graf závislostí uvedený na obr. 2. Dá sa z neho vidieť, že pri hydrotermál-

nych procesoch v horninách intermediárneho zloženia neprichádza temer k prínosu U a Th, pričom adularizácia s prínosom draslíka má progresívny charakter. Hydrotermálne procesy spojené s ryolitovým vulkanizmom majú priamo korelovateľné obsahy K, U, Th. S adularizáciou stúpajú aj obsahy U a Th. Domnievame sa, že ide o dva genetické typy adularizácií, ktoré zodpovedajú aj dvom časove i látkovo odlišitelným etapám mineralizácie. Mladšia etapa (kremnický typ Au—Ag±Sb) je spojená s adularizáciou a zvýšenými obsahmi U a Th. Staršia etapa (štiavnický typ Pb, Zn, Cu±Ag) je doprevádzaná adularizáciou bez podstatnejšieho prínosu U a Th.



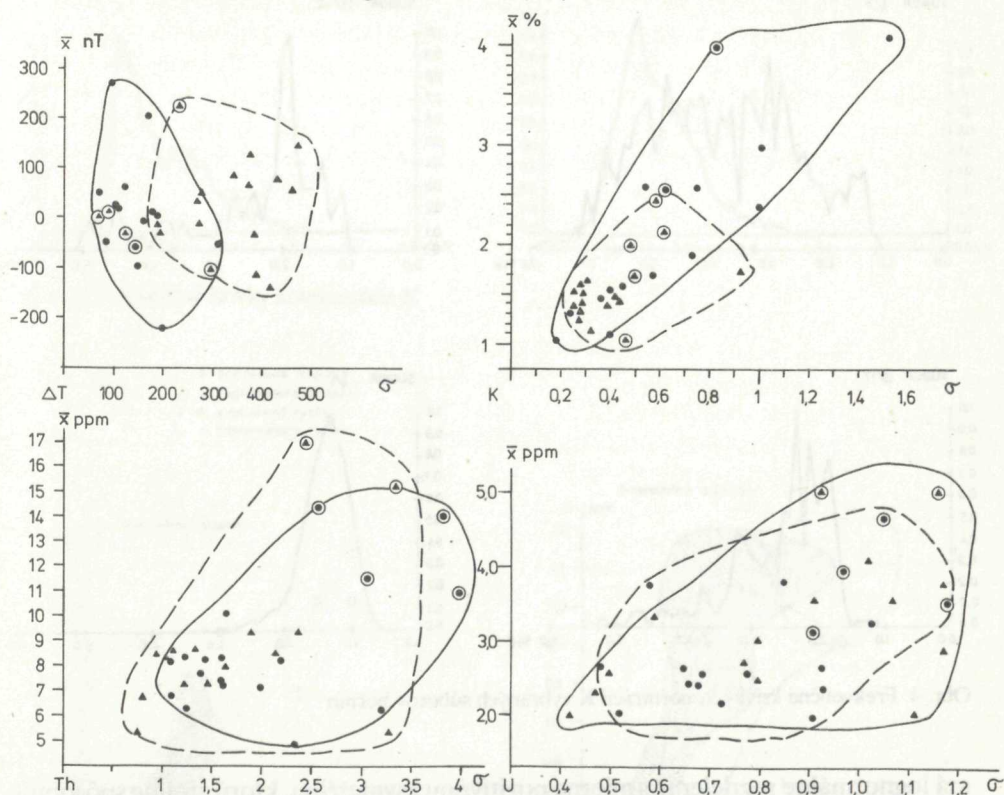
Obr. 2 Vzťah medzi obsahmi draslíka a uránu spolu s tóriom v študovaných súboroch hornín

Na obr. 3 je znázornený vzťah medzi aritmetickými priermi \bar{x} znakov delta T, U, Th a K a ich smerodajnými odchýlkami σ . U premenených hornín prichádza k „upokojeniu“ magnetického poľa. Polia premenených a nepremenených hornín sú voči sebe posunuté, a tým dobre odlišiteľné. Menej výrazný je vzťah u draslíka. Obsah draslíka v hydrotermálne postihnutých horninových súboroch je heterogénnejší (väčší rozptyl), čo zodpovedá mierne posunutému poľu premenených hornín v diagrame. Z diagramu sa dá ešte vyčítať, že čím je vyšší obsah anomálneho draslíka, tým je vyššia hodnota jeho smerodajnej odchýlky. Th a U nevykazujú podstatnejšie posuny poľí. Polia premenených i nepremenených súborov sa tesne prekrývajú, čo dokumentuje, že obsah U a Th nebol podstatnejšie rozptýlený pri hydrotermálnych procesoch.

Draslík, ako bolo už konštatované v predchádzajúcom, je v procese postvulkanickej hydrotermálnej činnosti mobilizovaný. Obr. 1 ukazuje vyššie hodnoty aritmetického priemeru obsahov v súboroch premenených hornín. Taktiež smerodajné odchýlky súborov predstavujúce ich homogenitu sú oveľa pokojnejšie v horninách nepremenených, kde je K magmatického pôvodu. U hydrotermálnych hornín pri procese K-metasomatózy prichádza k väčšiemu rozptylu hodnôt, súbor je heterogénnejší. Je to zrejme odraz rozdielnej tektonickej pripravenosti zatlačeného prostredia, ktoré vedie k väčším diferenciam obsahu K v horninách.

Zvlášť výrazný je rozptyl u kálium-trachytov, v súboroch I/3 — Chlm a IV/32 — Čertov vrch, a v súbore II/17 u kremeňovo-dioritového porfýru v severnej časti

- andezity
- | | |
|-----------------|-------------------------|
| 1 ● premenené | 3 ● premenené ryolity |
| 2 ▲ nepremenené | 4 ● nepremenené ryolity |



Obr. 3 Vztah medzi smerodajnou odchýlkou a aritmetickým priemerom \bar{x} pre anomálie delta T a koncentrácie K, U, Th

štiavnického rudného obvodu. Tieto sekundárne ovplyvnené koncentrácie K ilustrujú ich frekvenčné krivky uvedené na obr. 4.

Distribúcia draslíka v draselných trachytoch Čertovho vrchu a Chlmu vykazuje veľkú horizontálnu šírku rozptylu. Členitá krivka zvyčajne aj zložitá a predovšetkým nepravidelné pomery pri draselnej metasomatóze (napr. rozdielna tektonická pripravenosť a z toho vyplývajúca migračná schopnosť roztokov).

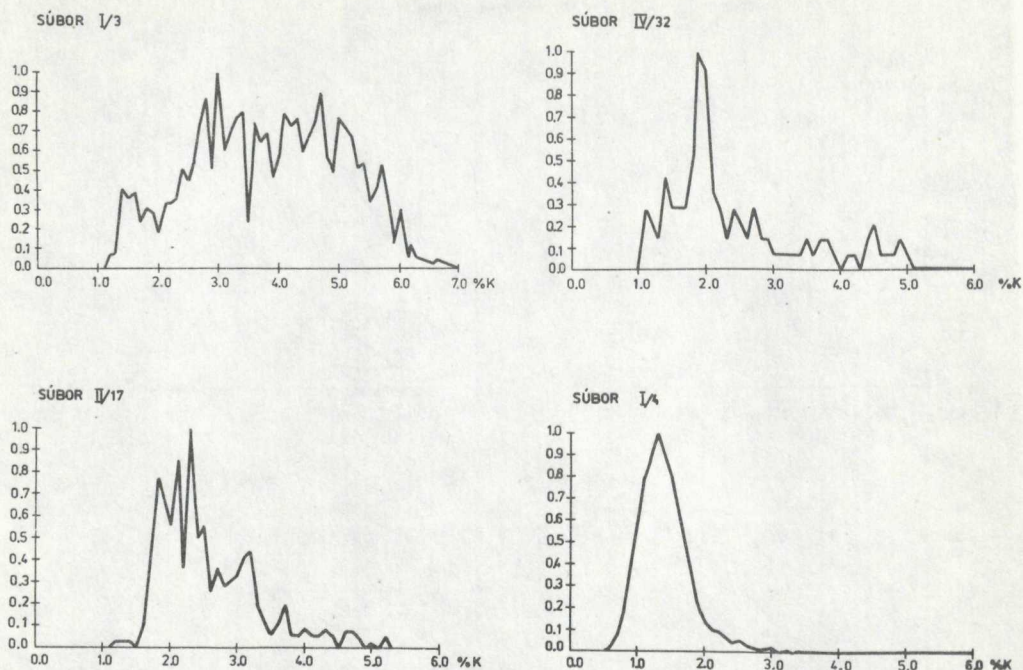
Podobná členitosť frekvenčnej krivky obsahov draslíka je aj v adularizovaných ryolitoch a taktiež v brekciách amfibolicko-biotitových andezitov južne od obce Rudno (súbor I/6), čo dokumentuje ich heterogénne zloženie.

Horniny bez prínosu draslíka majú symetrické rozdelenie a obsahy draslíka sú homogénne. Krivky sú výrazné špicaté (súbor I/4).

V adularizovaných ryolitoch nepozorovať väčší rozptyl. Možno to dokumentuje aj pôvod draslíka, ktorý nemusí byť natoľko viazaný na adulár ako sa všeobecne predpokladá.

Draslík pyroxenických andezitov propylitizovaných (prostredie žilných štruktúr)

NAMERANÉ ROZDELENIA K

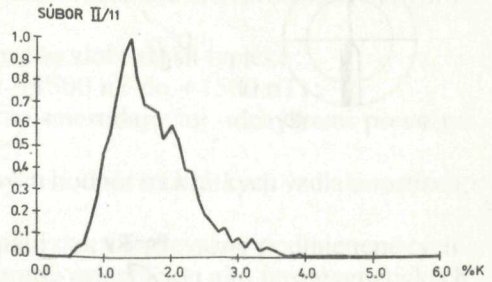
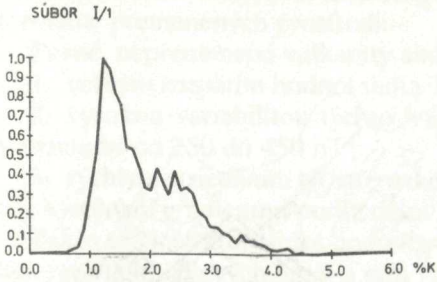


Obr. 4 Frekvenčné krivky koncentrácií K vybraných súborov hornín

má lognormálne rozdelenie s mierne pozitívnou asymetriou, ktorú zrejme spôsobuje prínos hydrotermálneho draslíka. Frekvenčné krivky horninových typov I/1 a II/11 to zjavne dokumentujú (obr. 5). Hodnoty šikmosti pre I/1 — 0,98 a pre II/11 — 0,85 potvrdzujú asymetričnosť krivky. Maximá (medián) sa pohybujú medzi 1,3—1,4 % K, čo zodpovedá petrochemickému pozadiu obsahov K. Zvýšený obsah draslíka je zrejme spôsobený súborom hodnôt nachádzajúcich sa v pozitívnom asymetrickom poli frekvenčnej krivky. Na Javorí, kde nebol zistený prínos draslíka v hydrotermálnej zóne, je krivka symetrická až mierne negatívna asymetrická, čo asi zodpovedá miernemu deficitu draslíka v hydrokvarcitových zónach.

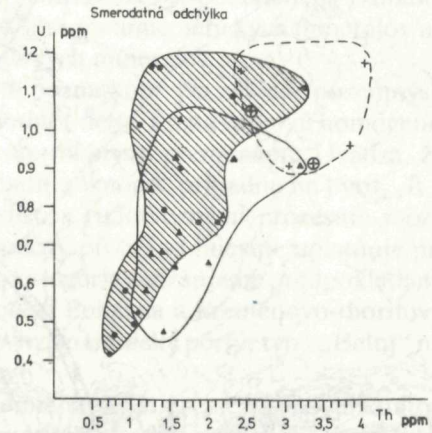
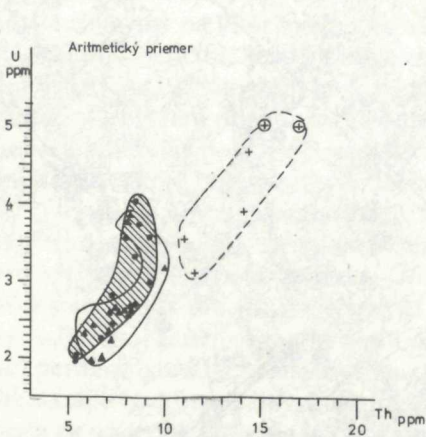
Na obr. 6 je demonštrovaný vzťah medzi U a Th u premenených a nepremenených súborov hornín. Taktiež sú odlišené ryolity. Polia premenených a nepremenených súborov andezitových hornín sú dosť prekryté. Ryolity, ktoré sú typické vyššími obsahmi U a Th, sú značne odsunuté. U a Th v andezitových horninách nebývajú pri premenách vo väčšej miere mobilizované. V ryolitoch, ktoré boli adularizované, pozorovať aj prínos U a Th. Hodnoty smerodajných odchýlok koncentrácií U a Th sú v premenených ryolitoch väčšinou nižšie než v nepremenených ryolitoch. Naopak, v premenených andezitoch nadobúdajú smerodajné odchýlky značne rozdielne hodnoty, najmä v uránovej zložke.

NAMERANÉ ROZDELENIA K



Obr. 5 Frekvenčné krivky koncentrácie K

- 1 ● premenené andezity
- 2 ▲ nepremenené andezity
- 3 ⊕ premenené ryolity
- 4 + nepremenené ryolity



Obr. 6 Vzťah medzi aritmetickými priemermi a smerodajnými odchýlkami koncentrácií U a Th

Charakter anomálneho geomagnetického poľa a jeho metalogenetický význam

Základom interpretačných možností hodnôt anomálií delta T sú ich rozdielne hodnoty v prostredí nepremenených pevných vulkanitov, kde sú tieto anomálie členité, vytvárajú komplikovanú mozaikovitú stavbu a gradienty sú značne kondenzované. V hydrotermálne postihnutých zónach je rozptyl delta T oveľa pokojnejší a gradienty pozvoľné. V mapách 2 a 3 sú znázornené vzťahy priebehu izolínií delta T zlomových zón v podloží i vo vulkanitoch a rudných poliach. V mape 4, ktorá bola



Poniky



Deiva

Deivasský útok
Kamník

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km



skonštruovaná na podklade rôznych typov magnetických polí a prakticky znázorňuje metalogenetické zóny, je znázornených dvanásť rozdielne interpretovaných hydrotermálne premenených prostredí.

Pevné, nepremenené vulkanity andezitového zloženia sú typické:

1. veľkým rozpätím hodnôt delta T (od -1500 nT do $+1500$ nT);
2. vysokou variabilitou týchto hodnôt so smerodajnými odchýlkami prevažne v rozmedzí od 250 do 450 nT;
3. rýchlym striedaním týchto rozkolísaných hodnôt na krátkych vzdialenostiach, t. j. vysokými gradientmi podľa delta T.

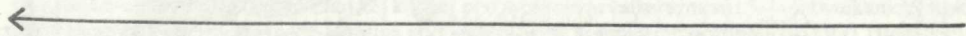
Takto sú charakteristické hodnoty anomálií delta T prevažne podmienené rýchlym tuhnutím lávových hmôt a tým všesmernou orientáciou ako feromagnetických minerálov (magnetit, pyrotín), tak i paramagnetických minerálov (amfiboly, pyroxény, olivíny atď.) a ich nerovnomerným rozmiestnením v hornine.

Odlišne sa prejavujú komplexy hydrotermálne premenených hornín. J. Forgáč—G. Kupčo (1977) poukázal na to, že obsah Fe_2O_3 z pôvodných 3—4 % v nepremenených andezitoch klesá na 2,0—2,5 % v andezitoch premenených. Naopak, dvojmocné železo (FeO) má opačnú tendenciu. Obsahy FeO sa v premenených pásmach zvyšujú z 3—4 % na 4—5 %. Tento proces je podmienený vznikom pyritov a chloritov na úkor magnetitu a rozpadom paramagnetických minerálov na zmes chloritov, sericitu, karbonátov a zmesi ílových minerálov.

L. Pospíšil (1979) prichádza k podobným poznatkom. Na základe pozemných magnetických meraní poukazuje na pokles hodnôt delta T a na celkovú homogenizáciu magnetického poľa v súvislosti s hydrotermálnymi premenami. Uvádza, že magnetit sa v tomto procese rozkladá na hematit a limonit, prípadne na pyrit.

Pri hydrotermálnych premenách, v súvislosti s rudotvornými procesmi, môže vznikáť aj hydrotermálny magnetit. Tento opačný proces sa miestne uplatňuje pri intrúziách intermediárneho zloženia. Do tejto kategórie zahrňujeme predpokladaný subvulkanický štok dioritového porfýru v oblasti Pukanca a kremeňovo-dioritový porfýr u Banskej Belej, prípadne amfibolicko-hyperstenický porfýr typu „Beluj“ na južnej periférii banskoštiavnickej rudnej zóny.

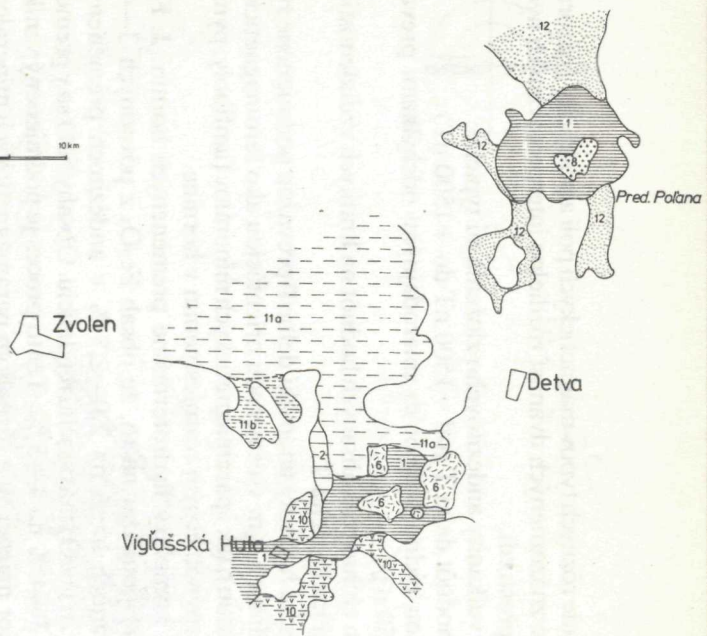
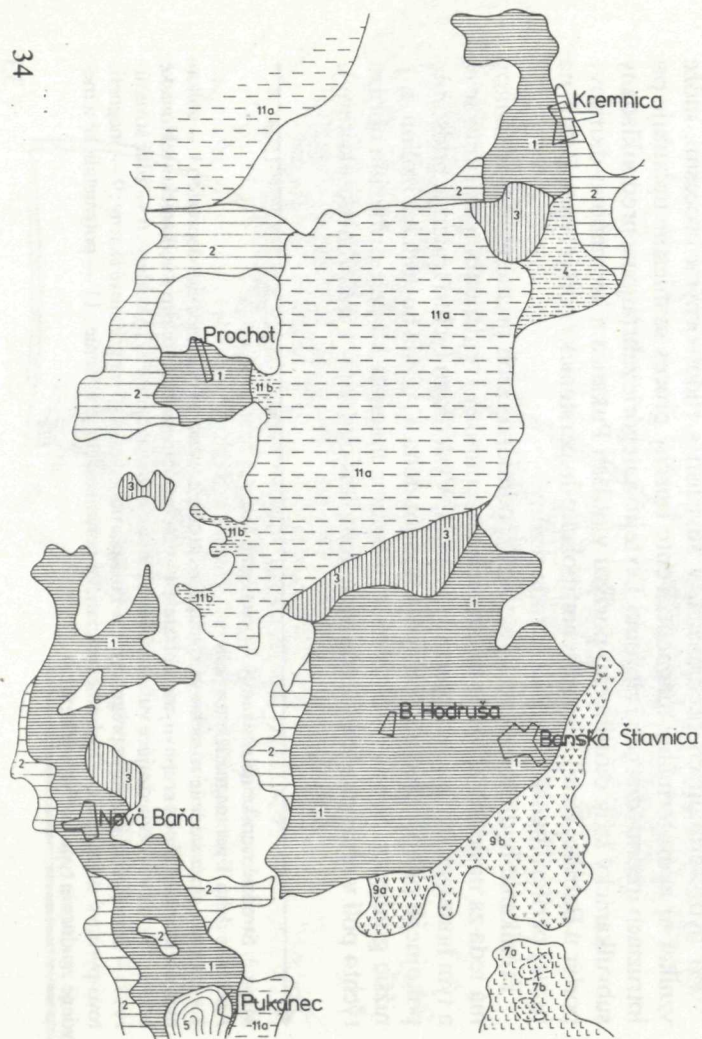
Prenikanie hydrotermálnych roztokov podmieňujúcich premeny neovulkanitov má teda za následok zníženie hodnôt ich susceptibility i remanentnej magnetizácie, a tým homogenizáciu ich magnetického poľa. Výsledkom týchto zmien je podstatne pokojnejší priebeh anomálneho poľa hodnôt delta T, nižšia hustota ich izolínií, t. j. nižšie gradienty. Svojím vzhľadom sa anomálne magnetické pole približuje obrazu týchto polí v efuzívno-sedimentárnych komplexoch (napr. výplň Žiarkej kotliny).



Mapa 3 Stredoslovenské neovulkanity — východná časť

Anomálie delta T geomagnetického poľa

1 — zlomy a zlomové línie rôzneho významu a veľkosti; 2 — zlomy ohraničujúce depresie; 3 — vulkanicko-tektonické zóny s eruptívnymi centrami; 4 — zlomy obmedzujúce hraste a vulkanicko-tektonické hraste; 5 — zlomy obmedzujúce vulkanicko-tektonické depresie (grabeny) a kaldery; 6 — žilné štruktúry; 7 — skarnové žilnikovo-impregnačné Cu-Pb-Zn zrudnenie; 8 — magnetitové skarny; 9 — magnetitovo-pyritové skarny; 10 — hydrometasomatické polymetalické zrudnenie; 11 — polymetalické a medené zrudnenie typu porfýrových rúd.



Dešifrovanie zložitej mozaiky normálneho magnetického poľa má bezosporu význam pre stanovenie prognózných zón pre ďalší ložiskový výskum a prieskum v stredoslovenských neovulkanitoch.

Aby sme objektívnejšie vyjadrili kontrast medzi komplexom nepremenených a premenených hornín, zvolili sme niektoré matematicko-štatistické charakteristiky (aritm. priemer, smerodajná odchýlka, šikmosť a špicatosť).

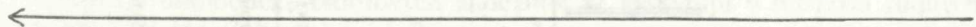
V zónach hlavných rudných polí a v územiach k nim prifahlých boli vytypované skupiny čerstvých, adularizovaných a propylitizovaných hornín, ktoré budú vzájomne porovnávané na základe týchto charakteristík. Vychádzali sme z označenia horninových typov na listoch geologických máp 1 : 25 000 v jednotlivých študovaných oblastiach (tab. 1).

Na obr. 3 a 7 vidno kontrast medzi súborom hornín postihnutých hydrotermálnymi premenami a súborom hornín, ktoré postihnuté neboli. Šestnásť súborov premenených hornín predstavuje celková hodnota 22 881 meraní delta T a v sedemnástich súboroch nepremenených hornín je zahrnuté 52 901 meraní.

Na prvý pohľad sa dá konštatovať výrazný rozdiel hlavne v rozptyle hodnôt anomálií delta T. Veľké smerodajné odchýlky hodnôt nT vystihujú vysoké gradienty poľa, ktoré sú typické pre členité mozaikovitité magnetické pole hornín nepostihnutých hydrotermálnymi premenami.

Čím je rozptyl hodnôt v súboroch menší (vplyv homogenizácie magnetických vlastností pri premenách) a čím viac sa hodnoty anomálií magnetického poľa blížia k nulovej hodnote, prípadne prechádzajú do záporných hodnôt, tým je rozšírenie premien bezpečnejšie preukázané.

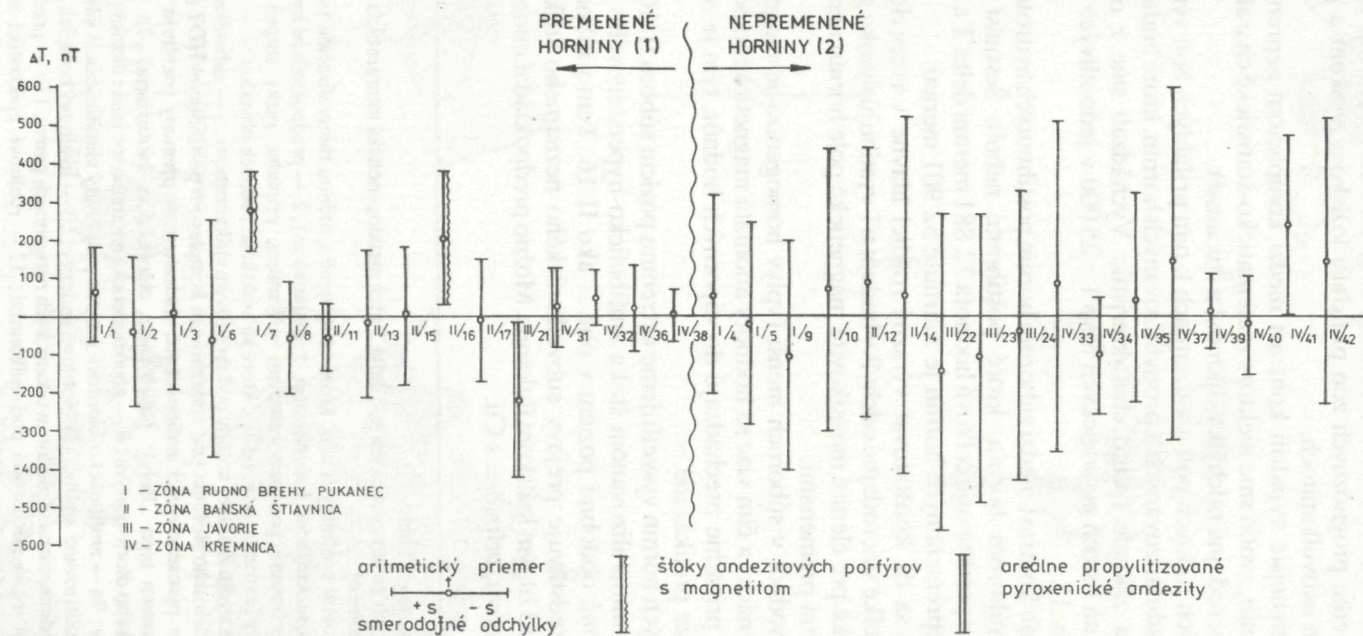
V poli premenených hornín vysvetľujeme extrémnu pozíciu súboru II/16 prítomnosťou magnetitu v mineralizovanom štoku amfibolicko-hypersténového andezitu (Beluj). Súbor I/7 má obdobnú pozíciu v obr. 7 ako II/16. Tento súbor hodnôt anomálií delta T predstavuje prejavy subvulkanického neznámeho štoku, ktorý vystupuje v hĺbke pod žilným ložiskom Pukanec. Možno predpokladať mineralizáciu magnetitovo-pyrotínovú, prípadne s Cu.



Mapa 4 Stredoslovenské neovulkanity

chéma rozšírenia pokojných geomagnetických polí delta T a ich metalogenetická interpretácia (rozšírenie zón hydrotermálnych premien)

1 — hydrotermálne premeny centrálnych zón, ktoré sú spojené s rudnou mineralizáciou (silicifikácia, argilitizácia, chloritizácia, sericitizácia, \pm alunitizácia, \pm adularizácia); 2 — predpokladané hydrotermálne premenené zóny pochované pod neporušenými vulkanitmi, prípadne nízky stupeň premeny; 3 — adularizované ryolity (extrúzie, tufy, tufity), ktoré sú v blízkosti rudných obvodov; 4 — pochovaná vulkanicko-sedimentárna výplň Žiarskej kotliny pod ryolitovým vulkanizmom; 5 — subvulkanický štok, pravdepodobne intermediárneho zloženia pod andezitovým komplexom postihnutým HDT (Pukanec); 6 — nezmenené extrúzie pyroxénových \pm amfibolických andezitov — premeny postihujú len okraje telies; 7a — oblasť premien typu „Beluj“ (silicifikácia, chloritizácia, biotitizácia); 7b — intrúzia amfibolicko-hypersténického diorit-porfýru; 8 — geomagnetická anomália spojená s dioritovým štokom v centrálnej zóne Pofany; 9a — amfibolicko-biotitový andezit postihnutý alunitizáciou a silicifikáciou; 9b — argilitizované a zeolitizované amfibolickobiotitové andezity; 10 — hyalitový komplex pyroxenického andezitu; 11a — sedimentárna výplň intravulkanických neogénnych panví; 11b — predpokladaná vulkanicko-sedimentárna výplň pochovaná pod vulkanitmi; 12 — ryolitové epiklastiká až ryolitové prúdy čiastočne pochované pod andezitovým vulkanizmom.



Obr. 7 Aritmetické priemery a smerodajné odchýlky delta T súborov premenených a nepremenených hornín

V poli premenených hornín sú dvojitou čiarou vyznačené súbory hodnôt delta T areálne propylitizovaných pyroxenických andezitov (I/1, II/11, III/21, IV/31). Ide o hlavné horninové prostredie známych rudných obvodov stredoslovenských neovulkanitov. III/21 (Javorie) je odlišné, anomálie delta T sú presunuté do záporných hodnôt. Relatívne značný rozptyl týchto hodnôt bude pravdepodobne ovplyvnený prítomnosťou dioritovo-porfýrových štokov, relatívne nepremenených v prostredí značne kontrastne premenených hornín solfatárovej formácie. Taktiež charakter a minerálne asociácie premien sú odlišné od zón I/1, II/11 a IV/31. (V Javorí chýba rozsiahlejšia adularizácia, prítomný je alunit, pyrofylyt, diaspor a rozsiahle prejavy silicifikácie a argilitizácie.)

Skupiny ryolitových hornín (IV/39, IV/40, IV/41) majú odlišné charakteristiky. Niektoré pripomínajú hydrotermálne zóny. Ide asi o odraz vulkanicko-sedimentárneho podložja na priebeh magnetického poľa. Súbor IV/41 odráža podložné nepremenené andezity.

Pre posúdenie charakteru magnetického poľa rôznych horninových typov so zreteľom na ich stupeň premeny môžu byť „diagnosticky“ vhodné ich frekvenčné krivky.

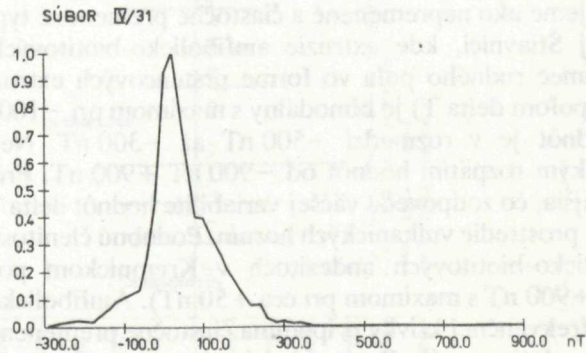
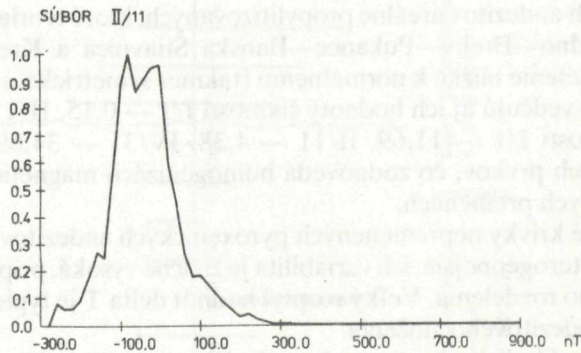
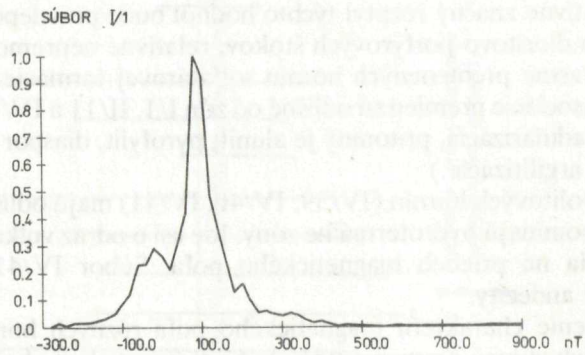
Frekvenčné krivky hodnôt anomálií delta T súbor I/1, II/11, IV/31 (obr. 8) pyroxenických andezitov areálne propylitizovaných, ktoré tvoria prostredie rudných štruktúr (Rudno—Brehy—Pukanec—Banská Štiavnica a Kremnica) majú malý rozptyl a rozdelenie blízke k normálnemu (takmer symetrické, so značnou špicatosťou, čomu nasvedčujú aj ich hodnoty šikmosti I/1 — 0,15, II/11 — 0,51, IV/31 — 2,79 a špicatosti I/1 — 11,69, II/11 — 4,38, IV/31 — 34,69. Súbor je zložený z homogénnych prvkov, čo zodpovedá homogenizácii magnetických vlastností pri hydrotermálnych premenách.

Frekvenčné krivky nepremenených pyroxenických andezitov, napr. súbor IV/33 (obr. 9), sú heterogénnejšie, ich variabilita je značne vysoká, prípadne majú náznaky lognormálneho rozdelenia. Veľký rozptyl hodnôt delta T je typický pre nepremené horniny andezitového zloženia.

Extrúzie amfibolicko-biotitových andezitov sa vyskytujú v blízkosti rudných obvodov. Problémom zostáva ich členenie na nepremenené a premenené typy. Dajú sa v nich rozlíšiť typy s pokojným a členitým magnetickým poľom. Pracovne tieto dva typy posudzujeme ako nepremenené a čiastočne premenené typy. Typická situácia je v Banskej Štiavnici, kde extrúzie amfibolicko-biotitových andezitov tvoria štruktúrny rámec rudného poľa vo forme prstencových extrúzií. Premenený typ (s pokojným poľom delta T) je bimodálny s maximom pri -100 nT a pri $+100$ nT. Rozpätie hodnôt je v rozmedzí $+500$ nT až -300 nT. Nepremenený typ sa prejavuje veľkým rozpätím hodnôt od -900 nT $+900$ nT. Frekvenčná krivka je zjavne členitejšia, čo zodpovedá väčšej variabilite hodnôt delta T; je to typické pre nepremené prostredie vulkanických hornín. Podobnú členitosť sme zaregistrovali aj v amfibolicko-biotitových andezitoch v Kremnickom pohorí (rozpätie od -300 nT do $+900$ nT s maximom pri cca $+50$ nT). Amfibolicko-biotitový andezit charakterom frekvenčnej krivky pripomína čiastočne premenený typ (od -600 nT do $+600$ nT s relatívne málo členitou krivkou).

Ryolity sa po geologickej stránke taktiež môžu deliť na premenené a nepremene-

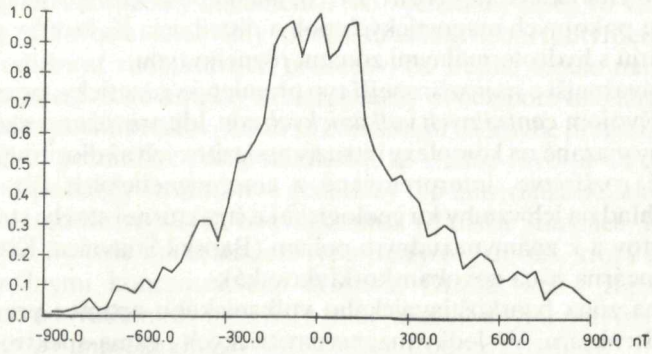
né. Premenené sú prakticky adularizované typy. V oblasti Novej Bane je zjavný značný rozdiel v charaktere frekvenčnej krivky oboch typov ryolitov. Podobne ako



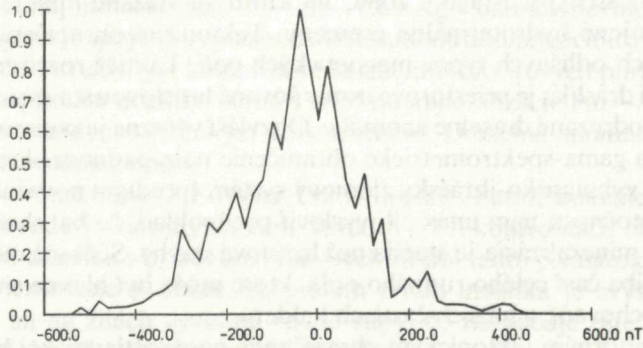
Obr. 8 Frekvenčné krivky hodnôt anomálií delta T

u andezitov je šírka rozpätia hodnôt, veľkosť ryzptylu a celková heterogennosť väčšia u nepremených typov (viď obr. 9).

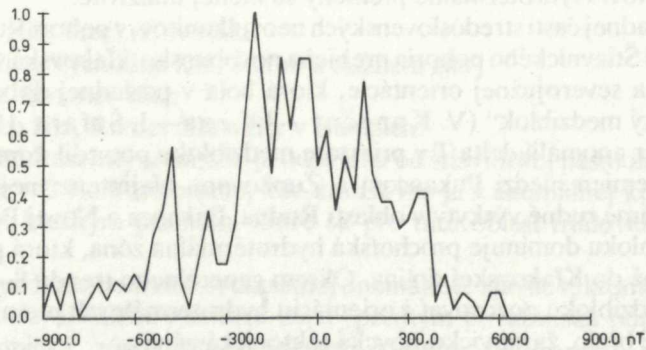
SÚBOR IV/33



SÚBOR I/8



SÚBOR I/9



Obr. 9 Frekvenčné krivky hodnôt anomálií delta T

Geologická a metalogenetická interpretácia získaných poznatkov

Získané údaje o rozšírení pokojných magnetických polí a o rozšírení draslíka v stredoslovenských neovulkanitoch poskytli cenné poznatky geologického i metalogenetického charakteru (J. Štohl 1978). Na mapách 1, 2 a 3 je vyznačený rozsah a rozšírenie pokojných magnetických polí a distribúcia K, ktoré v prevažnej miere korešpondujú s hydrotermálnymi zónami rôzneho typu.

1. Najzávažnejší a najrozšírenejší typ premien je geneticky, priestorovo i časove spojený s vývojom *centrálnych vulkanických zón*. Ide prevažne o rozsiahle propylitizované zóny viazané na komplexy intruzív andezitových až dioritových porfýrov. Ich priestorové rozšírenie, interpretované z aeromagnetických dát, umožnilo prvý ucelený pohľad na ich vzťahy ku geologickej a štruktúrnej stavbe stredoslovenských neovulkanitov a k známym rudným poliam (Banská Štiavnica, Kremnica, Javorie, Poľana a lineárna zóna novobansko-kľakovská).

Centrálna zóna banskoštiavnického vulkanického aparátu predstavuje zložitú kalderovú štruktúru. Výsledky magnetometrických i gama-spektrometrických meraní umožnili presnejšie definovať izometrickú vulkanicko-tektonickú hrast, ktorá sa vytvorila v posledných etapách vývoja kaldery. Hrast v dnešnej podobe tvorí jadro kaldery a súčasne predstavuje zónu, na ktorú sú viazané mineralizačné procesy a s nimi spojené hydrotermálne premeny. Tektonické ohraňenie hraste určuje hranica dvoch odlišných typov magnetických polí. Taktiež rozšírenie anomálnych koncentrácií draslíka je priestorove usmerňované hrastovou stavbou. Hranice hraste tvoria ostro odrezané draselné anomálie. Obzvlášť výrazne je pozorovateľné magnetometrické a gama-spektrometrické ohraňenie na západnom okraji hraste, ktorú predstavuje vyhniansko-ihráčsky zlomový systém (predtým považovaná porucha).

Tieto skutočnosti nám umožnili vysloviť predpoklad, že banskoštiavnicko-hodrušská žilná mineralizácia je staršia než hrastová stavba. Súčasná morfológia hraste „vyrezáva“ iba časť celého rudného poľa, ktoré môže byť hlavne smerom na západ a východ pochované v hlbších častiach kaldery.

Medzi vnútorným tektonickým ohraňením banskoštiavnickej hraste a vonkajšou prstencovitou tektonickou hranicou sa často vyskytuje *prechodný* typ priebehu izolínií delta T. Ide o oblasť, ktorá prevažne prekrýva extrúzie amfibolicko-biotitových andezitov. Hydrotermálne premeny sú menej intenzívne.

2. V západnej časti stredoslovenských neovulkanitov, v pohorí Vtáčnik a čiastočne v jz. časti Štiavnického pohoria prebieha novobansko-kľakovská vulkanicko-tektonická zóna severojužnej orientácie, ktorá bola v poslednej dobe označená ako „hrabičovský medziblok“ (V. Konečný—J. Lexa—J. Šefara 1978).

Charakter anomálií delta T v priestore medzibloku potvrdil *kontinuitu* hydrotermálnych premien medzi Pukancom a Župkovom. Najintenzívnejšie premeny sa viažu na známe rudné výskyty v oblasti Rudna, Pukanca a Novej Bane. V severnej časti medzibloku dominuje prochotská hydrotermálna zóna, ktorá pravdepodobne prechádza až do Kľakovskej doliny. Okrem generálneho trendu S—J v niektorých častiach medzibloku pozorovať i orientáciu hydrotermálnych premien Z—V (Prochoť, Tisové bralo, žarnovicko-obycká tektonická zóna).

Anomálne koncentrácie draslíka sú spojené s južnou časťou novobansko-kľakov-

skej zóny, kde vystupujú spolu so žilnou mineralizáciou pri Pukanci, Rudne a Novej Bani.

3. Pri posudzovaní rozšírenia draslíka z regionálneho hľadiska je nápadná skutočnosť, že sekundárny draslík je viazaný len na západnú časť stredoslovenských neovulkanitov (vnútrokarpatský lineament). Vo východnej časti, vo vulkanických centrách Poľany a Javoria anomálny obsah draslíka nebol potvrdený. Z toho usudzujeme na odlišnosť rudotvorných procesov, čo zrejme mohlo mať rozdielne časové, látkové a priestorové aspekty minerogenézy oboch porovnávaných oblastí. Tak isto paragenéza neominerálov, ktoré sa zúčastňujú na stavbe premenených zón, je odlišná. Z týchto poznatkov predpokladáme, že v zóne Javoria a Poľany sotva môžeme očakávať podobný štruktúrny i genetický typ mineralizácie, aký poznáme v západnej časti stredoslovenských neovulkanitov (Banská Štiavnica, Kremnica). Pravdepodobnejšia by bola mineralizácia typu porfýrových rúd, ktorá ako sa zdá, nesúvisí s anomálnymi koncentráciami draslíka. Draslík ani v západnej časti stredoslovenských neovulkanitov nesúvisí s mineralizáciou typu porfýrových alebo skarnových žilnikovo-impregnačných rúd (Zlatno, Rudno, Prochot).

4. Anomálie draslíka budú pravdepodobne prislúchať dvom samostatným etapám mineralizácie, tak ako ich rozlíšil J. Štohl (1976, 1979).

Staršia etapa žilnej mineralizácie Pb—Zn—Cu±Ag v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne je spojená s výraznou okolorudnou adularizáciou a priestorovo i geneticky súvisí s intruzívnym komplexom kremenno-dioritových porfýrov.

Mladšia etapa prínosu draslíka súvisí s tvorbou mineralizácie Au—Ag±Sb (typ Kremnica) a s rozsiahlym ryolitovým vulkanizmom. Draselné anomálie sú väčšie a výraznejšie než v staršej etape.

Ako už bolo konštatované (J. Forgáč 1966), draslík v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode je viazaný na žilné štruktúry. Pri konfrontácii rádiogeochemických anomálií draslíka s priebehom hlavných žíl bol tento poznatok potvrdený. Anomálie sú orientované v smere žíl, pričom obsah draslíka je zvýšený hlavne v miestach, kde sú na žilách vyvinuté rudné stĺpy, čo naznačuje ešte výraznejšie genetickú spätosť draslíka s rudonosnými roztokmi.

V hodrušskej časti rudného obvodu boli konštatované na základe rozšírenia anomálií draslíka štyri pomerne samostatné rudné pásma, usporiadané od západu na východ:

1. Collorado žila, Trojkráľová žila;
2. Schöpfer žila, Východná žila, Štefan a Alžbeta žila;
3. Anton žila, Brenner žila;
4. Bärenleuten žila, Rumer žila a žily v Bankách.

Hodrušská časť draselnej anomálie je oddelená od štiavnickej pásmom, v ktorom obsah draslíka je <2 %. Toto pásmo, kde draslík nie je v anomálnej koncentrácii, koinciduje s tzv. hluchým pásmom, ktoré sa pre túto oblasť tradovalo z dávnej banskej histórie.

Západné ohraničenie hodrušskej draselnej anomálie je zjavne tektonické. Hraniu tvorí vyhniansko-ihráčska zlomová zóna (predtým považanská poruch). Táto vulkanicko-tektonická zóna určuje priebeh kyslého ryolitového vulkanizmu (11—12 mil. rokov). Ostro odrezaná draslíková anomália poukazuje na vekové

relácie medzi K-metasomatózou a vyhniansko-ihráčskou vulkanicko-tektonickou zónou. Draselná metasomatóza doprevádzajúca žily štiavnicko-hodruškého rudného obvodu je pravdepodobne staršia než ryolity „kremnického“ typu. Preto sme museli predpokladať aj dve samostatné generácie hydrotermálneho draslíka.

Porucha je výrazne zaregistrovaná aj dvoma značne rozdielnymi poliami delta T (rozhranie premenených a nepremenených vulkanitov). Vo vrte HDŠ-2, ktorý bol lokalizovaný západne od vyhniansko-ihráčskej zlomovej línie, boli zistené premeny v hĺbke približne 500 m od povrchu v prostredí amfibolicko-pyroxénových andezitov. Na poruche bola zistená značná amplitúda (temer 1000 m). Predpokladáme, že pod nepremenenými vulkanitmi je draselná anomália pochovaná a pokračuje plynule na západ. L. Rozložník (1971) sa domnieva, že táto oblasť je prognózna pre skryté žilné štruktúry. Charakter draselných premien to potvrdzuje. V tomto vidíme praktický prínos leteckej gama-spektrometrie, ktorá poskytla nepriamy námet pre ďalší ložiskový výskum západného okraja banskoštiavnickej kaldery.

Záver

Merania leteckej geofyziky a interpretácie ich výsledkov pre metalogenetické účely sa ukázali vhodnou metodikou, ktorá poskytla nové námety na riešenie metalogenetických a prognózných otázok. Najmä interpretácia magnetických anomálií a draselných anomálií sa ukázala zvlášť užitočnou pre oblasť stredoslovenských neovulkanitov.

Letecká geofyzika poskytla prvé kvantitatívne údaje o rozšírení draslíka v stredoslovenských neovulkanitoch a o ich vzťahu k vulkanicko-tektonickým a rudným štruktúram. Okrem regionálneho rozšírenia anomálií bol zistený rad čiastkových menších anomálií, veľkých rádove do 1 km, ktorých prognózný význam bude treba overiť budúcimi výskumami a prieskumnými prácami.

Z distribúcie draslíka v stredoslovenských neovulkanitoch sme vyvodili tieto hlavné závery:

a) Mladšia draselná metasomatóza so zvýšenými obsahmi U a Th je viazaná na Au—Ag-mineralizáciu kremnického typu a na s nimi geneticky spojený ryolitový vulkanizmus.

b) Pravdepodobne staršia generácia draselnej metasomatózy doprevádza žilné štruktúry Pb, Zn, Cu, Au, Ag v banskoštiavnickej kalderovej zóne. Urán a tórium nie sú anomálne.

c) Južná časť vyhniansko-ihráčskej vulkanicko-tektonickej zóny vytvára na západe tektonickú hranicu draselnej anomálie, ktorá je pravdepodobne na západ od poruchy pochovaná. Tým sme dostali nepriamy podklad pre prognózy a metalogenetický výskum tejto zóny.

d) Južná a severná časť banskoštiavnickej kalderovej zóny sa javí byť prognóznou pre vyhľadávanie porfýrového typu zrudnenia. Ide o priestor, v ktorom prítomnosť draselnej metasomatózy nebola zaregistrovaná.

e) bude treba preveriť malé draselné anomálie (Banská Belá, Uhliská, kóta Priesil), ktoré sú buď súčasťou veľkej integrovanej anomálie banskoštiavnickej,

alebo sa nachádzajú na južnom okraji vnútorného kalderového zlomu. Ich bližšia špecifikácia je uvedená v predošlom.

f) Draselná metasomatóza je výhradne viazaná na západnú oblasť stredoslovenských neovulkanitov (vnútrokarpatský lineament). Vo východnej časti neovulkanitov (Javorie a Poľana) neboli zistené prejavy draselnej metasomatózy. Ide pravdepodobne o dva rozdielne metalogenetické procesy (čas, priestor i kvalitatívno-quantitatívne rozdiely rudných koncentrácií).

Z priebehu anomálií geomagnetického poľa, hlavne z ich rozdielných typov, sme vyvodili niektoré závery pre rozšírenie hydrotermálnych zón a s nimi súvisiacich prognózných kritérií.

a) Pokojné magnetické polia predstavujú v prevažnej miere hydrotermálne zóny; sú značne homogénne a rozptyl hodnôt K je relatívne nízky.

b) Členité magnetické pole poukazuje na nepremenené prostredie. Z hľadiska prognóz sú tieto zóny nezaujímavé.

c) Rozšírenie hydrotermálnych zón je rozsiahlejšie než sa predpokladalo.

d) Poukázali sme na príčinné vzťahy medzi charakterom magnetického poľa a distribúciou draslíka na jednej strane a na ich vzťah k vulkanicko-tektonickým štruktúram na strane druhej (geologická stavba, zlomy, kaldera atď.).

e) Zvlášť zaujímavou z hľadiska prognóz je pukanská magnetická anomália, ktorá je korelovateľná s anomáliou draslíka a ktorej bude treba venovať pozornosť v budúcnosti.

Do tlače odporučil M. Böhmer.

Literatúra

- BÖHMER, M. 1961: Relations between potassium trachytes, rhyolites and mineralization in the Kremnica ore-field. Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 319—334.
- BRLAY, A. 1965: Vyhodnotenie výskytov kalitrachytov (deutorotrachytov) v oblasti Nová Baňa—Rudno na Hronom s ohľadom na obsah draslíka a využitie v poľnohospodárstve. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DĚDÁČEK, K.—GNOJEK, I. 1978: Statistický rozbor leteckých geofyzikálnych dat z oblasti stredoslovenských neovulkanitů k metalogenetické studii této oblasti. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FIALA, F. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1966: Petrografia a geochemia premenených hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—150.
- FORGÁČ, J. 1975: Geochemistry of radioactive elements in rhyolites in the West Carpathians. Geol. carpathica 26, 2, Bratislava, 309—322.
- FORGÁČ, J.—KUPČO, G. 1977: Hydrotermálne premeny hornín zóny Rudno—Brehy—Pukanec. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GIUSCA, D. 1960: Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. St. Cers. Geol. V, 3, Bucuresti, 72—79.
- GNOJEK, I.—DĚDÁČEK, K. 1977: Technická zpráva o leteckém geofyzikálním průzkumu středoslovenských neovulkanitů. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1970: Chemismus eruptivních fáz slovenských neovulkanitov. Rad Západné Karpaty, 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 85—136.

- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—ŠEFARA, J. 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoloģickým štruktúram predvulkanického podložia. Čiast. závereč. správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- OSTROVSKIJ, E. Ja. 1974: Metodické ukazanija po aerogamma spektrometričeskoj sjomke s kodovým prístrojom AGS-4K. Ministerstvo geológie ZSSR, Moskva 1974.
- POSPÍŠIL, K. 1979: Projev intruzí dioritového typu v tihovém a magnetickém poli. Geol. Průzkum, 5, Praha.
- RADULESCU, D. P. 1966: Rhyolites and Secondary Ultra-potassic Rocks in the Subsequent Neogene Volcanism From the East Carpathians. Bull. Volcan., 39, Napoli, 425—434.
- ROZLOŽNÍK, L. a kol. 1971: Záverečná správa z vrtu HDŠ-2. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SZABÓ, J. 1891: Selmezcz környékének geologiai leirása. 1. A magy, tud. akad. külöm kiadványa, 2, Mat. term. Ért., 9, Budapest.
- ŠTOHL, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. Západné Karpaty, sér. min., petr., geoch., ložiská, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—40.
- ŠTOHL, J. 1978: Interpretácia metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov z leteckej geofyziky (aeromagnetometria a gama-spektrometria). Čiast. závereč. správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTOHL, J. 1979: Metalogenetická mapa stredoslovenských neovulkanitov v M 1 : 100 000. Vysvetlivky. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WÉBER, B.—GÉRESI, Gy. 1970: Aero-gamma spectrometric distribution of potassium in the Mátra Mountains. Föld. Köz. Bull. of the Hung. Geol. Soc. 100, Budapest, 77—87.
- WÉBER, B.—NAGY, L.—GÉRESI, Gy. 1971: Distribution of potassium in the Börzsöny Mountains from aero-gammaspectrometric survey data. Föld. Köz. Bull. of the Hung. Geol. Soc. 101, Budapest, 137—150.
- WÉBER, B.—GÉRESI, Gy. 1972: Distribution of potassium in the Tokaj Mountains from aero-gammaspectrometric survey data. Föld. Köz. Bull. of Hung. Geol. Soc., 102, Budapest, 151—162.

Jaroslav Štohl—Ivan Gnojek—Karel Dědáček

Airborne magnetometry and gamma spectrometry in interpretation of metallogeny of Central-Slovakian neovolcanic region

Summary

The Central-Slovakian neovolcanic region comprises the Vtáčnik Mts., the Kremnické vrchy hills, the Štiavnické pohorie Mts., the Pohronský Inovec Mts. and mountain ranges Poľana and Javorie. In their present erosive form they represent relicts of large volcanic structures. Neovolcanic rocks are products of intermediary and acid volcanism (andesites-rhyolites). Central parts of the volcanic structures consist of intrusive complexes, HDT-altered zones, occurrences of Pb, Zn, Cu, Au, Ag — and Fe-mineralizations in various forms.

In the years 1976—1978 airborne geophysical measurements were made simultaneously by magnetometry and gamma spectrometry in the northern part of the Central-Slovakian neovolcanic region. The measurements covered the surface of 2910 sqkm and resulted in almost 600 000 of discrete values of ΔT anomalies of magnetic field, the same number of values of K, U, Th-concentrations, and of total gamma activity.

From the data only those were used that were connected with metallogeny and ore prognoses. As for airborne magnetometry — we used data concerning physical-chemical character of hydrothermal alterations and the relationship of magnetic field to ore districts.

From gamma-spectrometric informations most interesting were data on qualitative and quantitative distribution of hydrothermal kalium in relation to volcanotectonic and ore structures. We treated partly also distribution of U and Th and their migration abilities in the course hydrothermal processes. Statistical analysis was used in judging the reliability of measured contrast data on altered and unaltered

hydrothermal environments. Values of arithmetic mean standard deviation, asymmetry and excess of flight values were calculated for 33 various rock types in ore districts. The values were compared and correlated in a series of frequency curves and diagrams.

Kalium, Uranium, Thorium

The anomalous values 2 % K in andesites and 3,5 % K in rhyolites were determined according to calculated petrochemical values for the main rock types. Distribution of anomalous K and its relation to tectonics and ore districts are in Map 1. The relation of mean values of K, U, Th to their standard deviations in hydrothermally altered and unaltered environments is in Fig. 1. The values of standard deviations of anomalous K are higher. Greater dispersion of the values of K in altered rock environment is due to uneven tectonics of the areas penetrating K-hydrothermae (Fig. 3). The relation of U and Th to hydrothermal processes is in Fig. 2 showing that in contrast to K, in the rocks of andesite type U and Th are not mobilized. Hydrothermal processes connected with rhyolite volcanism mobilize U, Th, and K. It is presumed (including also geological aspects) that there are two different (both in genesis and in time) types of adularization in Central-Slovakian neovolcanic rocks. The later stage (Kremnica vein type Au—Ag±Sb) associated with rhyolite volcanism is characterized by increased U and Th contents. The earlier adularization stage without any remarkable mobilization of U and Th is associated with polymetallic mineralization of the Štiavnica type. Frequency curves in Fig. 4 show dispersion of K values in rock types with the highest content of secondary K (the so-called Kalium-trachytes).

Fig. 5 shows frequency curves of K-contents in areally propylitized pyroxene andesites. The curve showing increased K-content is asymmetrical. The curve has lognormal division with positive asymmetry. It is confirmed by calculated asymmetry and excess of flight values.

Fig. 6 shows relationships between U and Th and altered and unaltered sets rock.

Regional characteristic of distribution of K is indicative of a close relation between the secondary K and central volcanic zones in the western part of the Central-Slovakian neovolcanic rocks. Within regional anomalies are some lesser anomalies of possible practical significance for geological exploration. Kalium does not concentrate above ore mineralization of the porphyry type. No secondary kalium was found in the eastern part of the Central-Slovakian neovolcanic rocks (Poľana and Javorie Mts.).

Geomagnetic field and its role in metallogeny

Changes in physical-mechanical properties of volcanic rocks in the course of hydrothermal processes are also reflected in changing character of magnetic field. The magnetic field gets homogenized which is mostly dependant on ferric Fe passing to ferrous (magnetite → hematite → pyrite). Magnetic field of altered volcanic environment has moderate gradients and standard deviations of ΔT values have small dispersion. Maps 2 and 3 show courses of isolines of magnetic fields in combination with faults and ore districts. Map 4 shows courses of various types, in respect of character of magnetic fields. To express reliably the contrast between complexes of unaltered and altered rocks we again used some mathematical-statistical parameters.

Fig. 3 and 7 show contrast between arithmetic mean and standard deviations of altered and unaltered rock assemblages. The lesser the dispersion of the given values of sets (influence of homogenization of magnetic properties during alterations) and the closer the nT values to zero (or passing to negative values), the more reliable is the proof of the distribution of alterations.

Fig. 8 and 9 show frequency curves characterizing different magnetic fields of altered and unaltered volcanic environments. Frequency curves in Fig. 8 show character of magnetic fields in areally propylitized pyroxene andesites which are most frequently the environment of ore-bearing structures. The dispersion of curve is small and their division is close to normal and symmetrical. Calculated asymmetry values are low, close to zero in contrast to high excess values. Frequency curves of unaltered andesites (Fig. 9) are heterogeneous, with high variability and indications of lognormal division. Similar is the situation with nonaltered rhyolites.

The results of airborne magnetometry facilitated more accurate distinction of zones of HDT-affected rocks than before, and revealed new zones of alteration. Map 4, based on the results of airborne magnetometry, characterizes the general course and distribution of hydrothermal zones in the Central-Slovakian neovolcanic region.

Translation E. Jassingerová.

Table 1

Number of rock (assemblage)	Type of rock	State of rock in respect of alterations	Anomalies ΔT		Concentrations K (%)		Concentrations U (ppm)		Concentrations Th (ppm)		Ratio of concentrations Th/K		Number of values in rock assemblage n
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
I Ore zone Rudno-Brehy-Pukanec-Nová Baňa													
I/1	pyroxene andesite	areal propylitization	63,80	124,81	1,90	0,73	2,48	0,80	7,31	1,44	4,26	1,46	2 920
I/2	pyroxene andesite	propylitization unclear	-39,33	191,45	1,75	0,92	2,65	0,93	7,40	1,58	4,68	1,14	795
I/3	pyroxene \pm hornblende andesite of Chlm type K-trachyte	K-metasomatism	3,07	205,29	4,12	1,52	4,14	1,02	8,53	1,12	2,34	1,01	1 126
I/4	pyroxene andesite	unaltered	54,27	257,64	1,43	0,43	2,25	0,74	7,27	1,63	5,23	0,91	5 277
I/5	hornblende-biotite andesite	unaltered	-12,61	265,36	1,47	0,42	2,60	0,69	7,66	1,41	5,33	0,95	4 627
I/6	breccia of hornblende-biotite andesite	K-metasomatism	-51,62	311,90	2,96	1,08	3,34	0,59	8,52	0,93	3,36	1,61	217
I/7	unknown subvolcanic stock, perhaps porphyry	comparatively fresh (possible magnetite mineralization in HDT altered stock)	277,18	98,86	2,57	0,53	2,38	0,47	6,84	0,81	2,76	0,86	303

Table I (continuation)

I/8	rhyolite	K-metasomatism	-59,60	145,68	4,00	0,82	5,07	0,92	15,25	3,37	3,80	0,72	1 204
I/9	rhyolite	unaltered	-102,42	297,13	2,14	0,62	3,21	0,91	11,51	3,08	5,33	0,67	609
I/10	basalt	unaltered	76,21	369,35	1,35	0,27	2,66	0,48	8,28	1,43	6,20	0,91	288
II Ore zone Banská Štiavnica													
II/11	pyroxene andesite	areal propylitization	-48,08	86,42	1,71	0,57	2,83	1,17	7,37	1,24	4,65	1,47	2 586
II/12	pyroxene andesite	unaltered with calm field ΔT	88,28	342,56	1,25	0,27	2,46	0,68	6,27	1,26	5,03	0,72	7 829
II/13	pyroxene andesite	perhaps partly HDT affected	-10,45	187,63	1,53	0,25	3,82	0,58	8,09	1,19	5,30	0,65	715
II/14	hornblende- biotite andesite	unaltered	52,33	467,97	1,66	0,30	3,85	0,85	8,40	1,24	5,12	1,37	4 592
II/15	hornblende- biotite andesite	with calm field ΔT , perhaps partly HDT-affected	7,70	181,33	1,58	0,45	3,59	0,91	7,98	1,64	5,16	0,87	5 119
II/16	hornblende- hypersthe- -andesite porphyry „Beluj“ type	propylitization ore magnetite	205,50	172,48	1,07	0,18	2,01	0,42	5,30	0,75	4,97	0,66	232
II/17	quartzdiorite porphyry area of Ban. Belá	propylitization adularization	-10,49	158,98	2,57	0,75	3,79	1,17	8,66	1,33	3,50	0,76	349

Table 1 (continuation)

Number of rock (assemblage)	Type of rock	State of rock in respect of alteration	Anomalies ΔT		Concentrations K (%)		Concentrations U (ppm)		Concentrations Th (ppm)		Ratio of concentrations Th/K		Number of values in rock assemblage n
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
III Central zone of Javorie Mts.													
III/22	hyalite complex of pyroxene andesites	unaltered	-139,46	412,74	1,39	0,27	2,09	0,53	6,78	1,10	4,93	0,72	1 136
III/23	like III/21	unaltered	-103,97	383,06	1,52	0,28	2,67	0,65	8,27	1,58	5,47	0,95	2 085
III/24	extrusive complex of pyroxene hornblende andesites	possibly slight alterations on extrusion margins	-32,65	382,68	1,38	0,26	2,37	0,66	7,11	2,01	5,21	1,13	1 202
IV/31	pyroxene andesite	areal propylitization	35,03	105,60	1,56	0,40	2,73	0,77	8,55	2,16	5,65	1,54	3 202
IV/32	pyroxene andesite	K-trachyte of Čertov kopec hill and Kopernica	51,03	70,79	2,41	1,01	3,01	0,77	9,34	1,87	4,35	1,54	115
IV/33	pyroxene andesite with dissected field ΔT		89,95	428,19	1,13	0,32	2,35	0,93	5,78	2,34	5,04	1,18	3 771

Table 1 (continuation)

IV/34	pyroxene andesite with calm field ΔT stratified complex	unaltered	-96,52	153,37	1,08	0,40	2,08	1,11	5,34	3,28	4,70	1,39	3 196
IV/35	pyroxene- hornblende- -biotite andesite with dissected field ΔT	unaltered	40,86	266,51	1,38	0,38	2,60	0,78	8,24	2,21	5,99	1,19	8 746
IV/36	do. with calm field ΔT	possibly partly altered	21,32	113,59	1,46	0,36	3,61	1,07	9,28	2,38	0,36	1,00	1 215
IV/37	hornblende biotite andesite	unaltered	146,85	472,83	1,59	0,27	3,28	1,03	10,17	1,64	5,43	0,85	881
IV/38	rhyolite	K-metasomatism	-3,43	69,72	2,55	0,62	5,04	1,16	16,93	2,43	6,79	1,49	1 218
IV/39	rhyolite	unaltered	13,60	90,88	2,44	0,58	4,70	1,05	14,44	2,57	6,06	1,21	2 294
IV/40	rhyolite with com- paratively monotonous field ΔT	unaltered	-32,32	125,29	1,70	0,50	3,54	1,18	10,92	4,04	6,31	1,15	3 187
IV/41	rhyolite with dissected field ΔT	unaltered (andesites in basement)	232,13	234,88	2,01	0,48	3,92	0,97	14,11	3,85	6,92	0,83	580
IV/42	basaltoid andesite	unaltered	138,98	376,41	1,06	0,46	1,98	0,91	6,24	3,18	5,81	1,27	2 499
													75 352

Explanations of Maps and Figures

Map 1 Middle Slovakian Neovolcanic Region-area-West

Distribution of potassium with plotting of main anomalies A, B, C, D, E, F, G, H. The rest of explanations there are on the map 3.

Map 2 Middle Slovakian Neovolcanic Region-area West

Delta T anomalies of geomagnetic field. The rest of explanations there are on the map 3.

Map 3 Middle Slovakian Neovolcanic Region-area East

Delta T anomalies of geomagnetic field. 1 — Faults and fault zones of various significance and size; 2 — Faults which bound well defined depressions; 3 — Volcanotectonic zones with eruptive centres; 4 — Faults which outline horsts and volcanotectonic horsts; 5 — Faults outlining volcanotectonic grabens and calderas; 6 — ore veins; 7 — Skarn stock-works ore deposits of base metal; 8 — magnetite skarn ore deposit; 9 — magnetite-pyrite skarn ore deposits; 10 — replacement base metal deposits; 11 — base metal and copper ore of porphyry type ore.

Map 4 Middle Slovakian Neovolcanic Region

Distribution of quiet geomagnetic fields and their metallogenetic interpretations (mostly zones of hydrothermal alterations)

1 — Hydrothermal alterations of central zones which are associated with ore deposits (silicification, argillization, chloritization, sericitization, \pm alunization, adularization); 2 — supposed hydrothermal alterations buried beneath unaltered volcanites; 3 — rhyolite affected by adularization in proximity of ore deposits; 4 — volcanosedimentary filling of the Žiar depression buried beneath rhyolites; 5 — sub-volcanic stock of supposed diorite porphyry within environment of highly altered andesites, (Pukanec); 6 — Non-altered extrusions of pyroxene-hornblende andesite, slight alterations is limited to extrusion boundaries; 7a — alterations of the Beluj type (chloritization, silicification, biotitization); 7b — minor intrusion of hornblende-hypersthene diorite porphyry; 8 — geomagnetic anomaly caused by intrusion ore-bearing diorite body (Poľana); 9a — hornblende-biotite andesite associated with alunization and silicification; 9b — hornblende-biotite andesite slightly argillaceous and zeolitaceous; 10 — hyaline complex of pyroxene andesite; 11a — sediments within intravolcanic Neogene basins; 11b — supposed volcanosedimentary filling buried beneath volcanic rocks; 12 — rhyolite epiclastics to rhyolite lava flows partly buried by andesites.

Fig. 1 Arithmetic means and standard deviations of K, U, Th content of altered (1) and non-altered rock assemblages

Fig. 2 Relationship between potassium and uranium plus thorium content within assemblages of rocks under investigation 1 — non-altered rocks; 2 — hydrothermally altered rocks.

Fig. 3 Relationship between standard deviation and arithmetic mean \bar{x} for anomalies delta T and K, U, and Th concentration 1 — altered andesites; 2 — non-altered andesites; 3 — altered rhyolites; 4 — non-altered rhyolites.

Fig. 4 Frequency curves of K-content for selected assemblages of rocks

Fig. 5 Frequency curves of K-content

Fig. 6 Relationship between arithmetic means and standard deviations of U and Th concentrations

1 — altered andesites; 2 — non-altered andesite; 3 — altered rhyolites; 4 — non-altered rhyolites.

Fig. 7 Arithmetic means and standard deviations delta T of altered (1) and non-altered (2) rock assemblages

Fig. 8 Frequency curves of delta T anomaly values

Fig. 9 Frequency curves of delta T anomaly values

Translation: The author.

Использование аэромагнитометрии и гамма-спектрометрии для интерпретации металлогенеза центральнословацких неовулканитов

Резюме

В область центральнословацких неовулканитов входят горы Втачник, Кремницкие и Штиавницкие горы, Погронский Иновец, Поляна и Яворие. В настоящее время они представляют собой эрозионные формы некогда крупных вулканических сооружений. Неовулканы являются продуктами вулканизма от промежуточного до кислого состава (от андезитов до риолитов). Центральные зоны вулканических аппаратов образованы интрузивными комплексами, гидротермально измененными зонами и разными формами рудопроявлений Pb, Zn, Cu, Au, Ag и Fe.

В 1976—1978 годах в северной части центральнословацких неовулканитов была произведена аэрогеофизическая съемка и, одновременно, магнетометрическая и гамма-спектрометрическая. Исследованная площадь равнялась 2910 км², причем было получено почти 600 тысяч дискретных величин аномалий дельта Т магнитного поля и такое же число концентрации K, U, Th и общей гамма-активности.

Из полученных данных использованы только те, которые непосредственно связаны с проблематикой металлогенеза и прогнозирования рудоносности. Аэромагнетометрические данные доставили сведения относительно физико-химического характера процесса гидротермальных изменений и особенно связи магнитного поля с рудными районами. Из гамма-спектрометрических данных послужили главным образом те, которые касаются качественного и количественного распределения калия в зависимости от вулканогенно-тектонических и рудных структур. В меньшей степени уделялось внимание распределению U и Th, в частности их миграционной способности при гидротермальных процессах. Чтобы судить о том, насколько объективны полученные съемкой контрастные данные гидротермально измененной и не измененной среды был применен метод статистического анализа. Для 33 различных типов горных пород разных рудных участков были вычислены среднеарифметические величины, стандартное отклонение, кривость и эксцес, сделано их сопоставление и проверка в серии частотных кривых и диаграмм.

Калий, уран и торий

На основании вычисленных для главных типов горных пород петрохимических величин было принято считать, аномальным содержанием K в андезитах свыше 2 %, в риолитах свыше 3,5 %. Распространение аномального калия и его отношение к тектонике и рудным участкам представлено на карте 1. Отношение средних величин содержания K, U, Th и их стандартных отклонений в гидротермально измененной и не измененной среде показано на рис. 1. У аномального калия величины стандартных отклонений выше. Большее рассеяние калия в измененной среде горных пород объясняется неодинаковой тектонической подготовкой для проникающих ее гидротермальных растворов (рис. 3). Отношение U и Th к гидротермальным процессам показано на рис. 2, из которого видно, что, в отличие от калия, мобилизации U и Th в андезитовых породах не происходит. Гидротермальные процессы, связанные с риолитовым вулканизмом вызывают совместную мобилизацию U, Th и K. Принимая во внимание геологические данные, мы предполагаем, что в центральнословацких неовулканитах адуляризация представлена двумя типами, отличающимися друг от друга генетически и во времени. Младший этап (кремницкий жильный тип Au—Ag±Sb) связан с риолитовым вулканизмом и характеризуется повышенным содержанием U и Th. Более древний тип адуляризации без сколько-нибудь значительной мобилизации U и Th связан с полиметаллической минерализацией штиавницкого типа. Частотные кривые (характеристики) рис. 4 иллюстрируют рассеяние величин содержания K у типов горных пород, содержащих больше всего вторичного калия (так называемые кали-трахиты). На рис. 5 изображены частотные кривые (характеристики) содержания калия в ареально пропилизированных пироксеновых андезитах. Повышенное содержание калия проявляется на кривой асимметрично. Распределение калия погнинеется логарифмически-нормальному закону с положительной асимметрией.

Величины кривости и эксцеса, вычисленные на основании лётносьемочных работ, это подтверждают. Отношение между содержанием U и Th в измененных и не измененных комплексах горных пород показано на рис. 6.

Региональная характеристика распространения калия выявляет тесную связь вторичного калия с срединными вулканическими зонами в западной части центрально-словацких неовулканитов. В рамках региональных аномалий был констатирован ряд менее значительных аномалий, которые могут иметь практическое значение для геологической разведки. Было также констатировано, что над порфировым типом оруденения калий не концентрируется. В восточной части центрально-словацких неовулканитов (Поляна и Яворие) вторичный калий обнаружен не был.

Геоманнитное поле и его металлогеническое значение

Как известно, при гидротермальных процессах физико-механические свойства вулканических пород изменяются, что вызывает изменение характера магнитного поля. Оно гомогенизируется, что является следствием перехода трехвалентного Fe в двухвалентное (магнетит → гематит → пирит). Магнитное поле измененной вулканической среды имеет постепенные градиенты, рассеяние стандартных отклонений величин ΔT небольшое. На картах 2 и 3 представлены изолинии магнитных полей в комбинации с разломами и рудными участками. На карте 4 изображено положение гидротермально измененных зон разного типа, установленное на основании характера магнитных полей. Чтобы объективно выразить контраст между комплексами измененных и не измененных горных пород, мы опять прибегли к их выражению при помощи математико-статистических параметров.

На рисунках 3 и 7 виден контраст арифметических средних и стандартных отклонений, который существует между комплексами измененных и не измененных горных пород. Чем меньше рассеяние в комплексах приведенных величин (влияние гомогенизации магнитных свойств при изменениях) и чем больше величины nT приближаются к нулю или даже становятся отрицательными, тем яснее доказано распространение изменений.

На рисунках 8 и 9 подобным же образом частотные кривые характеризуют различные магнитные поля измененной и не измененной вулканической среды. На рис. 8 частотные кривые показывают характер магнитных полей пропилитизированных пироксеновых андезитов, которые являются по большей части средой рудолокализирующих структур. Рассеяние кривых незначительное, разделение близкое нормальному и симметричному. Вычисленные величины эксцеса низкие, приближающиеся к нулю, в противоположность большим величинам кривости аэроснимков. Частотные кривые не измененных андезитов (рис. 9) более гетерогенные, вариантность значительная, имеются признаки логарифмически нормального распределения. То же самое было констатировано у не измененных риолитов.

Результаты аэромагнитометрической съемки дали возможность точнее, чем раньше, выделить зоны гидротермально измененных пород. Кроме того удалось обнаружить новые, прежде неизвестные, зоны изменений. Карта 4, составленная на основании результатов лётносьемочных работ, характеризует в целом очертания и распространение гидротермальных зон в центрально-словацких неовулканитах.

Пояснения к картам 1–4

Карта 1 Центрально-словацкие неовулканиты – западная часть. Распространение концентрации калия с обозначением главных аномалий А, В, С, D, E, F, G, H. Остальные пояснения см. карту 3.

Карта 2 Центрально-словацкие неовулканиты – западная часть. Аномалии ΔT геомагнитного поля. Остальные пояснения см. карту 3.

Карта 3 Центрально-словацкие неовулканиты – восточная часть. Аномалии ΔT геомагнитного поля. 1 – разломы и линии разломов разного значения и размеров, 2 – разломы, ограничивающие депрессии, 3 – вулканотектонические зоны с центрами извержений, 4 – разломы,

ограничивающие горсты и вулcano-тектонические горсты, 5 – разломы, ограничивающие вулcano-тектонические депрессии (грабены) и кальдеры, 6 – жильные структуры, 7 – скарновое жильно-импрегнационное оруденение Cu–Pb–Zn, 8 – магнетитовые скарны, 9 – магнетит-пиритовые скарны, 10 – гидротетасоматическое полиметаллическое оруденение, 11 – полиметаллические и медные оруденения типа порфировых руд.

Карта 4 Центральнословацкие неовулканиды. Схема распространения спокойных геомагнитных полей дельта T и их металлогеническая интерпретация (распространение зон гидротермальных изменений). 1 – гидротермальные изменения центральных зон, связанные с рудной минерализацией (силицификация, аргиллизация, хлоритизация, серицитизация, \pm алунитизация, \pm адуляризация), 2 – предполагаемые гидротермально измененные зоны, погребенные под не нарушенными вулканитами или же низкая степень изменения, 3 – адуляризованные риолиты (экструзии, туфы, туффиты), находящиеся вблизи рудных районов, 4 – погребенное под риолитами вулcano-осадочное выполнение Жиарской котловины, 5 – субвулканический шток, вероятно промежуточного состава, под гидротермально измененным андезитовым комплексом (Пуканец), 6 – не измененные экструзии пироксен \pm амфиболовых андезитов. Изменения наблюдаются лишь по краям тел, 7а – область изменений типа «Белуй» (силицификация, хлоритизация, биотитизация), 7б – интрузия амфиболово-гиперстенового диорит-порфира, 8 – геомагнитная аномалия, связанная с диоритовым штоком в центральной зоне Поляны, 9а – амфиболово-биотитовый андезит, претерпевший алунитизацию и силицификацию, 9б – аргиллизованные и цеолитизованные амфиболово-биотитовые андезиты, 10 – гиалиновый комплекс пироксенового андезита, 11а – осадочное выполнение межвулканических неогеновых бассейнов, 11б – предполагаемое вулcano-осадочное выполнение, погребенное под вулканитами, 12 – риолитовые эпикластические породы и риолитовые лавовые потоки, частично погребенные под андезитами.

Пояснения к рисункам 1–9

Рис. 1 Арифметические средние и стандартные отклонения концентраций K, U, Th в измененных (1) и не измененных (2) комплексах центральнословацких неовулканидов.

Рис. 2 Отношение между содержанием калия и содержанием урана вместе с торием в исследованных комплексах пород.

Рис. 3 отношение между стандартным отклонением σ и арифметической средней \bar{x} аномалий дельта T и концентраций K, U, Th.

Рис. 4 Частотные кривые концентраций K в выбранных комплексах пород.

Рис. 5 Частотные кривые концентрации K.

Рис. 6 Отношение между арифметическим средним и стандартными отклонениями концентраций U и Th.

Рис. 7 Арифметические средние и стандартные отклонения дельта T комплексов измененных и не измененных пород.

Рис. 8 Частотные кривые величин аномалий дельта T.

Рис. 9 Частотные кривые величин аномалий дельта T.

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

№ породы (комплекс)	Обозначение породы	Состояние породы с точки зрения изменений	Аномалии ΔТ		Концентрации К (%)		Концентрации U (промилле)		Концентрации Th (промилле)		Отношение концентраций Th/K		Число величин в комплексе n
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
I. Рудная зона Рудно-Бреги-Пуканец-Нова Баня													
I/1	пироксеновый андезит	ареальная пропилитизация	63,80	124,81	1,90	0,73	2,48	0,80	7,31	1,44	4,26	1,46	2 920
I/2	пироксеновый андезит	неясная пропилитизация	-39,33	191,45	1,75	0,92	2,65	0,93	7,40	1,58	4,68	1,14	795
I/3	пироксенов. ± амфиболов. андезит типа Холм (кали- трахит)	калиевый метасоматоз	3,07	205,29	4,12	1,52	4,14	1,02	8,53	1,12	2,34	1,01	1 126
I/4	пироксеновый андезит	не измененный	54,27	257,64	1,43	0,43	2,25	0,74	7,27	1,63	5,23	0,91	5 277
I/5	амфиболово- биотитовый андезит	не измененный	-12,61	265,36	1,47	0,42	2,60	0,69	7,66	1,41	5,33	0,95	4 627
I/6	брекчия ам- фиболово- биотитового андезита	калиевый метасоматоз	-51,62	311,90	2,96	1,08	3,34	0,59	8,52	0,93	3,36	1,61	217
I/7	неизвестный субвулканический шток вероятно диоритовый порфир	вероятно относи- тельно свежий; воз- можна магнетитовая минерализация в гидротерм. изме- ненном штоке	277,18	98,86	2,57	0,53	2,38	0,47	6,84	0,81	2,76	0,86	303

Таблица 1 (продолжение)

I/8	риолит	калиевый метасоматоз	-59,60	145,68	4,00	0,82	5,07	0,92	15,25	3,37	3,80	0,72	1 204
I/9	риолит	не измененный	-102,42	297,13	2,14	0,62	3,21	0,91	11,51	3,08	5,33	0,67	609
I/10	базальт	не измененный	76,21	369,35	1,35	0,27	2,66	0,48	8,28	1,43	6,20	0,91	288
II. Рудная зона Банска Штиавница													
II/11	пироксеновый андезит	ареальная пропилитизация	-48,08	86,42	1,71	0,57	2,83	1,17	7,37	1,24	4,65	1,47	2 586
II/12	пироксеновый андезит	не измененный, со спокойным полем ΔT	88,28	342,56	1,25	0,27	2,46	0,68	6,27	1,26	5,03	0,72	7 829
II/13	пироксеновый андезит	вероятно отчасти гидротермально измененный	-10,45	187,63	1,53	0,25	3,82	0,58	8,09	1,19	5,30	0,65	715
II/14	амфиболово-биотитовый андезит	не измененный	52,33	467,97	1,66	0,30	3,85	0,85	8,40	1,24	5,12	1,37	4 592
II/15	амфиболово биотитовый андезит	со спокойным полем ΔT, вероятно орчасти гидротермально измененный	7,70	181,33	1,58	0,45	3,59	0,91	7,98	1,64	5,16	0,87	5 119
II/16	амфиболово-гиперстеновый андезитовый порфир типа «Белуй»	пропилитизация, рудный магнетит	205,50	172,48	1,07	0,18	2,01	0,42	5,30	0,75	4,97	0,66	232
II/17	кварцево-диоритовый порфир – область Бан. Бела	пропилитизация, адуларизация	-10,49	158,98	2,57	0,75	3,79	1,17	8,66	1,33	3,50	0,76	349

Таблица 1 (продолжение)

№ поро- роды (ком- плекс)	Обозначение породы	Состояние породы с точки зрения изменений	Аномалии ΔТ		Концен- трации К (%)		Концен- трации U (промилле)		Концен- трации Th (промилле)		Отношение концен- траций Th/K		Число величин в ком- плексе n
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
III. Центральная зона Явория													
III/21	эксплозивно- эффузивный комплекс пироксен ± амфиболовый андезит	алунитизация, силицификация, хлоритизация	-220,33	198,28	1,35	0,24	2,58	0,50	8,36	1,06	6,39	1,55	1 237
III/22	гиалиновый комплекс пироксеновых андезитов	не измененный	-139,46	412,74	1,39	0,27	2,09	0,53	6,78	1,10	4,93	0,72	1 136
III/23	то же, что III/21	не измененный	-103,97	383,06	1,52	0,28	2,67	0,65	8,27	1,58	5,47	0,95	2 085
III/24	экструзивный комплекс пи- роксено-амфи- боловых андезитов	вероятно небольшие изменения по краям экструзии	-32,65	382,68	1,38	0,26	2,37	0,66	7,11	2,01	5,21	1,13	1 202
IV. Рудная зона Кремница													
IV/31	пироксеновый андезит	ареальная пропилитизация	35,03	105,60	1,56	0,40	2,73	0,77	8,55	2,16	5,65	1,54	3 202
IV/32	пироксеновый андезит	кали-трахит холма Чертов копец и Коперницы	51,03	70,79	2,41	1,01	3,01	0,77	9,34	1,87	4,35	1,54	115
IV/33	пироксеновый андезит с расчлененным полем ΔТ	не измененный	89,95	428,19	1,13	0,32	2,35	0,93	5,78	2,34	5,04	1,18	3 771

Таблица 1 (продолжение)

IV/34	пироксеновый андезит со спокойным полем ΔТ Стратифициро- ванный комплекс	не измененный	-96,52	153,37	1,08	0,40	2,08	1,11	5,34	3,28	4,70	1,39	3 196
IV/35	пироксен.-амфибо- лово-биотитовый андезит с расчлененным полем ΔТ	не измененный	40,86	266,51	1,38	0,38	2,60	0,78	8,24	2,21	5,99	1,19	8 746
IV/36	то же, что IV/35 со спо- койным полем ΔТ	вероятно слабо измененный	21,32	113,59	1,46	0,36	3,61	1,07	9,28	2,38	0,36	1,00	1 215
IV/37	амфиболово- биотитовый андезит	не измененный	146,85	472,83	1,59	0,27	3,28	1,03	10,17	1,64	6,43	0,85	881
IV/38	риолит	К-метасоматоз	-3,43	69,72	2,55	0,62	5,04	1,16	16,93	2,43	6,79	1,49	1 218
IV/39	риолит	не измененный	13,60	90,88	2,44	0,58	4,70	1,05	14,44	2,57	6,06	1,21	2 294
IV/40	риолит со сравнительно монотонным полем ΔТ	не измененный	-32,32	125,29	1,70	0,50	3,54	1,18	10,92	4,04	6,31	1,15	3 187
IV/41	риолит с расчлененным полем ΔТ	не измененный (в основании андезиты)	232,13	234,88	2,01	0,48	3,92	0,97	14,11	3,85	6,92	0,83	580
IV/42	базальтоидный андезит	не измененный	138,98	376,41	1,06	0,46	1,98	0,91	6,24	3,18	5,81	1,27	2 499
													75 352

Year	Production (million tons)	Consumption (million tons)	Imports (million tons)	Exports (million tons)	Stocks (million tons)
1970	11.1	11.1	0.0	0.0	0.0
1971	11.2	11.2	0.0	0.0	0.0
1972	11.3	11.3	0.0	0.0	0.0
1973	11.4	11.4	0.0	0.0	0.0
1974	11.5	11.5	0.0	0.0	0.0
1975	11.6	11.6	0.0	0.0	0.0
1976	11.7	11.7	0.0	0.0	0.0
1977	11.8	11.8	0.0	0.0	0.0
1978	11.9	11.9	0.0	0.0	0.0
1979	12.0	12.0	0.0	0.0	0.0
1980	12.1	12.1	0.0	0.0	0.0
1981	12.2	12.2	0.0	0.0	0.0
1982	12.3	12.3	0.0	0.0	0.0
1983	12.4	12.4	0.0	0.0	0.0
1984	12.5	12.5	0.0	0.0	0.0
1985	12.6	12.6	0.0	0.0	0.0
1986	12.7	12.7	0.0	0.0	0.0
1987	12.8	12.8	0.0	0.0	0.0
1988	12.9	12.9	0.0	0.0	0.0
1989	13.0	13.0	0.0	0.0	0.0
1990	13.1	13.1	0.0	0.0	0.0
1991	13.2	13.2	0.0	0.0	0.0
1992	13.3	13.3	0.0	0.0	0.0
1993	13.4	13.4	0.0	0.0	0.0
1994	13.5	13.5	0.0	0.0	0.0
1995	13.6	13.6	0.0	0.0	0.0
1996	13.7	13.7	0.0	0.0	0.0
1997	13.8	13.8	0.0	0.0	0.0
1998	13.9	13.9	0.0	0.0	0.0
1999	14.0	14.0	0.0	0.0	0.0
2000	14.1	14.1	0.0	0.0	0.0
2001	14.2	14.2	0.0	0.0	0.0
2002	14.3	14.3	0.0	0.0	0.0
2003	14.4	14.4	0.0	0.0	0.0
2004	14.5	14.5	0.0	0.0	0.0
2005	14.6	14.6	0.0	0.0	0.0
2006	14.7	14.7	0.0	0.0	0.0
2007	14.8	14.8	0.0	0.0	0.0
2008	14.9	14.9	0.0	0.0	0.0
2009	15.0	15.0	0.0	0.0	0.0
2010	15.1	15.1	0.0	0.0	0.0
2011	15.2	15.2	0.0	0.0	0.0
2012	15.3	15.3	0.0	0.0	0.0
2013	15.4	15.4	0.0	0.0	0.0
2014	15.5	15.5	0.0	0.0	0.0
2015	15.6	15.6	0.0	0.0	0.0
2016	15.7	15.7	0.0	0.0	0.0
2017	15.8	15.8	0.0	0.0	0.0
2018	15.9	15.9	0.0	0.0	0.0
2019	16.0	16.0	0.0	0.0	0.0
2020	16.1	16.1	0.0	0.0	0.0
2021	16.2	16.2	0.0	0.0	0.0
2022	16.3	16.3	0.0	0.0	0.0
2023	16.4	16.4	0.0	0.0	0.0
2024	16.5	16.5	0.0	0.0	0.0
2025	16.6	16.6	0.0	0.0	0.0
2026	16.7	16.7	0.0	0.0	0.0
2027	16.8	16.8	0.0	0.0	0.0
2028	16.9	16.9	0.0	0.0	0.0
2029	17.0	17.0	0.0	0.0	0.0
2030	17.1	17.1	0.0	0.0	0.0

Ivan Repčok

Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track)

3 tabuľky, 1 mapka, anglické a ruské resumé

Abstract. Dating by fission track method resulted in 57 new data on the age of some Central Slovakian neovolcanic rocks, including andesite from Börzsöny (North Hungary). The data are compared to stratigraphy of Central-Slovakian neovolcanic rocks, based mostly on palynological data and on some Ar/K and fission track data.

Úvod

Na základe niekoľkoročných geologických výskumov v oblasti stredoslovenských neovulkanitov bola rozpracovaná ich stratigrafia (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Autori vychádzali z palinologicky definovanej stratigrafickej pozície sedimentov vnútorných kotlín v oblasti neovulkanitov a sedimentov medzi vulkanickými horninami. Geologicky definovaná sukcesia vulkanitov jednotlivých pohorí a jej vzťahy k vyššie spomenutým sedimentom umožnili získať ucelený obraz o stratigrafii stredoslovenských neovulkanitov; tento sa podľa možnosti doplnil výsledkami rádiometrického datovania (Ar/K- a „fission track“-metóda). Pri korelácii vychádzali autori z posledného návrhu rádiometrickej časovej škály pre neogén paratetýdy (D. Vass 1978).

Autor tohoto príspevku rozpracoval metodiku datovania (stopy delenia uránu) a za posledných päť rokov urobil v oblasti stredoslovenských neovulkanitov približne 120 datovaní touto metódou. Výsledky týchto datovaní sú v správach autora (I. Repčok 1975, 1976, 1978a, 1980a), časť z nich bola publikovaná (I. Repčok 1977, 1978b, 1980b, 1981). V tomto príspevku sú zhrnuté všetky doterajšie datovania metódou stôp po delení uránu a sú porovnávané s vyššie spomenutou stratigrafiou stredoslovenských neovulkanitov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979 a V. Konečný—J. Lexa 1979). Pri predkladaní výsledkov datovania touto metódou budeme postupovať podľa jednotlivých pohorí s udaním nevyhnutnej geologickej charakteristiky a dostupných biostratigrafických a rádiometrických údajov.

Metóda datovania

Metóda stôp po delení uránu „fission track“ (v ďalšom len FT-metóda) bola vypracovaná v roku 1963 (P. B. Price—R. M. Walker 1963). Doposiaľ bolo v svetovej odbornej literatúre publikovaných okolo 1200 prác, ktoré aplikovali túto metódu. Na Slovenskej akadémii vied v Bratislave sa ňou zaoberá J. Král (1977, 1979). Nakoľko FT-metóda bola autorom v našej literatúre už podrobne opísaná (I. Repčok 1977), na tomto mieste spomenieme len najdôležitejšie údaje.

Podmienky leptania :	amfiboly	cca 6 minút,
	biotity	1—2 minúty,
	vulk. sklo	30 sekúnd;

všetko v 38 % HF, pri izbovej teplote.

Skúmané vzorky minerálov boli ožiarené v jadrovom reaktore Ústavu jadrového výskumu v Reži; tu bola stanovená integrálna dávka tepelných neutrónov, kontrolovaná autorom pomocou NBS štandardov. Integrálne dávky tepelných neutrónov sú udané v tabuľke 1 pri každej vzorke.

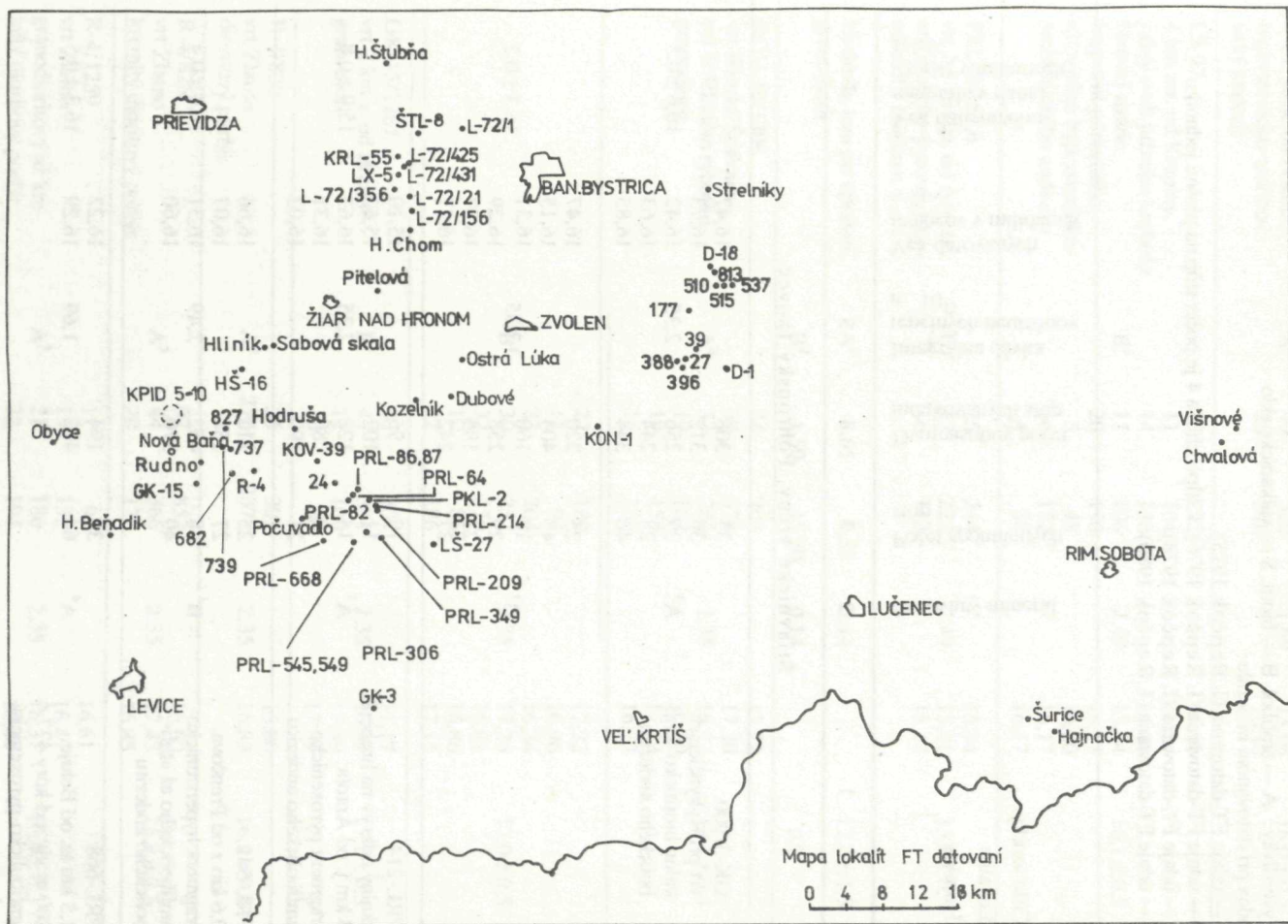
Vek (t) bol vypočítaný pomocou rovnice

$$t = \frac{p_s}{p_i} \cdot \frac{n \cdot \sigma \cdot I}{\lambda_r} \quad (\text{G. A. Wagner 1972})$$

- kde p_s — počet spontánnych stôp,
 p_i — dvojnásobný počet indukovaných stôp,
 n — integrálna dávka tepelných neutrónov,
 σ — účinný prierez delenia ^{235}U ($582 \cdot 10^{-24} \text{cm}^2$),
 I — pomer izotopov $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($7,26 \cdot 10^{-3}$),
 λ_r — konštanta rozpadu ^{238}U ($6,85 \cdot 10^{-17} \text{rok}^{-1}$).

Výsledky datovania FT-metódou, stručná geologická charakteristika a stratigrafická pozícia

FT-datovania stredoslovenských neovulkanitov sa robili na mineráloch hornín (amfiboly, biotity, vulkanické sklo) Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca, Kremnických vrchov, Javoria (len vrt KON-1), Poľany, sv. od Rimavskej Soboty; spomenieme tu i datovanie z Kamenice nad Hronom, ako aj z pohoria Börzsönyi (Maďarsko) a bazanitoidov z Hajnačky a Šurice v Cerovej vrchovine. Výsledky FT-datovaní sú v tabuľke 1, kde je udané: číslo vzorky, lokalizácia, názov horniny, datovaný minerál, počet spontánnych a dvojnásobný počet indukovaných stôp v analyzovaných jedincoch, integrálna dávka tepelných neutrónov, vek analyzovaných jedincov a priemerný vek daného minerálu v danej vzorke. Porovnania s predpokladanou, resp. doloženou stratigrafickou pozíciou (fauna, flóra, Ar/K-a FT-datovania), sú v tab. 2 a 3.



Tabuľka 1. Výsledky datovania hornín stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission track“

Vysvetlivky: A — amfibol, B — biotit, S — vulkanické sklo
index pri datovanom minerále:

1 — údaje FT-datovania (I. Repčok 1975)

2 — údaje FT-datovania (I. Repčok 1976), v stĺpcoch 3 a 4 je počet stôp na plošnú jednotku

3 — údaje FT-datovania (I. Repčok 1978)

4 — údaje FT-datovania (I. Repčok 1980)

Číslo vzorky Lokalita Hornina	Datovaný minerál	Počet spontánnych stôp	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Integrálna dávka tepelných neutrónov $n \cdot 10^{15}$	Vek datovaných jedincov v miliónoch rokov	Vek datovaného minerálu v danej vzórke v miliónoch rokov
1	2	3	4	5	6	7
Štiavnické vrchy, Pohronský Inovec						
GK-3/900 vrt pri Rykynčiciach valún biotiticko-amfi- bolického andezitu	A ³	35	308		16,47	16,6 ± 0,3
		36	312		16,73	
		29	256	2,35	16,42	
		28	244		16,63	
		40	344		16,85	
	B ³	25	220		16,47	16,3 ± 0,2
		45	404		16,15	
		18	160	2,35	16,31	
		29	258		16,29	
		21	186		16,37	
27	242		16,17			
PRL-214 skalný odkryv na hrebeni, 3 km j. od Antola fragment pyroxenicko- amfibolického andezitu	A ³	10	96		15,10	15,9 ± 0,8
		11	102		15,63	
		14	122	2,35	16,63	
		9	80		16,31	
		21	190		16,02	
PRL-545 0,6 km z od Prenčova, fragment hyperstenicko- amfibolického až amfi- bolického andezitu	B ⁴	23	212		16,66	16,4 ± 0,4
		27	258		16,07	
		48	452	2,49	16,31	
		40	370		16,60	
PRL-668 1,5 km sz. od Beluje, 200 m vjv. od kóty 477,4 amfibolicko-pyroxenický andezit	A ⁴	30	194		16,22	16,3 ± 0,5
		64	412	1,69	16,29	

Tabuľka 1 (pokračovanie)

PRL-209 4 km južne od Antola, hyperstenicko-amfibolický andezit	A ⁴	77 49 38	502 320 246	1,69	15,99 15,96 16,10	16,0±0,3
LŠ-27 4 km zsz. od Krupiny, južný svah južného hrebeňa Sixovej stráne fragment pórovitého, sklovitého hyperstenicko- amfibolického andezitu	B ⁴	23 11 14 11 20 5 16 4	222 104 136 106 190 48 152 38	2,49	15,91 16,24 15,81 15,94 16,17 16,00 16,17 16,17	16,1±0,5
PKL-2/167,6 vrt 2,5 km jjz. od Antola, amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom	B ⁴	25 23 16	244 222 162	2,49	15,74 15,91 15,17	15,6±0,5
Hodruša, lom pri úpravni granodiorit	A ² B ²	8,65 1,50	4,57 15,20	0,14 0,14		17,2±1,5 0,9
KOV-39/1306 vrt Banská Štiavnica, pri Evičkinom rybníku granodiorit	A ³	24 69 33 19 19 15	202 578 286 162 158 130	2,35	17,22 17,30 16,73 17,00 17,43 16,73	17,1±0,4
	B ³	22 11 23 30 32 10 22	180 94 204 252 276 86 186	2,35	17,22 16,96 16,34 17,26 16,81 16,86 17,15	17,0±0,5
GK-15/1267 vrt 2 km v. od Brehov granodiorit	B ³	36 45 12 6	304 384 100 50	2,35	17,17 16,99 17,39 17,39	17,2±0,3
R-4/820 vrt Zlatno dioritový porfýr	A ³	35 276	302 2378	2,35	16,80 16,83	16,8±0,4
R-4/826 vrt Zlatno kremitý dioritový porfýr	A ³	97 44 20	852 366 172	2,35	16,50 17,43 16,85	16,9±0,5
R-4/1259 vrt Zlatno granodioritový až kre- mitý dioritový porfýr	A ³	11 15 21 22 16	96 132 186 194 144	2,35	16,61 16,47 16,37 16,44 16,11	16,4±0,3

Tabuľka 1 (pokračovanie)

Číslo vzorky Lokalita Hornina	Datovaný minerál	Počet spontánných stôp	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Integrálna dávka tepelných neutrónov n . 10 ¹⁵	Vek datovaných jedincov v miliónoch rokov	Vek datovaného minerálu v danej vzorke v miliónoch rokov
1	2	3	4	5	6	7
zárez cesty 2 km jz. od Kozelníka biotiticko-amfibolický andezit	A ²	11,49	6,66	0,15		16,0 ± 1,4
	B ²	3,97	5,81	0,15		6,3 ± 0,6
pieskovňa južne od obce Dubové biotiticko-amfibolický andezit	A ²	10,16	5,87	0,15		15,8 ± 1,3
	B ²	4,00	2,41	0,15		15,2 ± 1,2
južný koniec hrebenka Dielec jjz. od Ostrej Lúky biotiticko-amfibolický andezit	B ²	6,19	4,03	0,07		7,1 ± 0,7
zárez cesty 1,5 km se- verne od obce Počúvadlo sklovitý, biotiticko- amfibolický andezit	A ²	5,60	3,15	0,15		15,8 ± 1,3
	B ²	4,85	2,93	0,15		15,0 ± 1,2
HŠ-16/60 vrt jz. od Bzenice, južne od M. Podzámčia amfibolicko-biotitický andezit	B ²	2,34	1,40	0,15		15,4 ± 1,2
827 údolie potoka Richnava, 1,5 km vjv. od Voznice amfibolicko-biotitický andezit	A ³	55	302		16,80	16,4 ± 1,0
		14	122	2,35	16,63	
	B ³	11	94		16,96	16,0 ± 0,3
		15	142		15,31	
		29	262		16,04	
		15	136		15,99	
		32	296	2,35	15,67	
		8	72		16,11	
		24	218		15,96	
PRL-86 1 km jv. od Ilije biotiticko-amfibolicko- pyroxenický andezit	B ³	14	126		16,11	15,0 ± 1,0
		37	354	2,35	15,15	
		14	144		14,10	
		18	178		14,66	

Tabuľka 1 (pokračovanie)

PRL-64 1 km južne od Ilije sklovitý, biotiticko- amfibolický andezit		41	374		15,89		
		29	270		15,57		
	A ³	48	482	2,35	14,44	15,7 ± 1,0	
		22	192		16,61		
		63	572		15,96		
24 ryha 350 m jv. od kóty 717,1, severne od Sitna biotiticko-amfibolický andezit		30	280		15,53		
	A ³	15	148	2,35	14,70	15,1 ± 0,4	
		30	290		15,00		
		22	208		15,33		
		15	144		15,10		
	B ³	69	690	2,35	14,49	15,0 ± 0,4	
		16	154		15,06		
		82	780		15,24		
		68	672		14,67		
	737 Chmelovská, 1 km ssv. od Drastvice amfibolicko-biotitický andezit		92	936		14,25	
		59	570		15,00		
B ³		15	156	2,35	13,94	14,8 ± 0,8	
		32	298		15,57		
		18	178		14,66		
PRL-87 zárez cesty 80 m jz. od kóty 530,4, 1 km jv. od Ilije biotiticko-amfibolický andezit		28	192		15,20		
	A ⁴	26	176	1,69	15,40	15,5 ± 0,3	
		114	754		15,76		
		30	296		15,57		
	B ⁴	27	274	2,49	15,13	15,4 ± 0,3	
		45	444		15,57		
PRL-82 skalné odkryvy na hre- beni, 800 m sv. od kóty 775,6 (Malé Sitno) sklovitý, biotiticko- amfibolický andezit		13	88		15,40		
	A ⁴	188	1266	1,69	15,48	15,4 ± 0,3	
		43	292		15,35		
		42	284		15,42		
		83	820		15,55		
	B ⁴	77	758	2,49	15,60	15,6 ± 0,3	
		37	358		15,87		
		60	602		15,31		
	KPI-D-9 zárez novej lesnej cesty na j. svahu Pastierskej, svv. od kóty 473,8, severne od Novej Bane amfibolicko-biotitický andezit		62	430		15,03	
		A ⁴	45	304	1,69	15,43	15,3 ± 0,3
		50	342		15,24		
		17	158		15,66		
B ⁴		14	130	2,36	15,68	15,5 ± 0,3	
		16	148		15,74		
		14	134		15,21		
KPI-D-10 lokalita a hornina tá istá ako vz. KPI-D-9		56	374		15,61		
	A ⁴	108	736	1,69	15,30	15,5 ± 0,3	
		78	530		15,34		
		112	764		15,65		

Tabuľka 1 (pokračovanie)

Číslo vzorky Lokalita Horina	Datovaný minerál	Počet spontánných stôp	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Integrálna dávka tepelných neutronov n. 10 ¹⁵	Vek datovaných jedincov v miliónoch rokov	Vek datovaného minerálu v danej vzorke v miliónoch rokov
1	2	3	4	5	6	7
	B ⁴	3 8 20 11	28 74 186 104	2,36	15,60 15,74 15,65 15,40	15,6 ± 0,3
skalný odkryv, Hliník nad Hronom — Kalvária extrúzia ryolitu	B ²	4,27	2,69	0,15		14,7 ± 1,3
Sabova skala ryolitové vulkanické sklo	S ¹	1070	13900	3,00		14,3 ± 1,4
KPI-D-6 zárez cesty na v. svahu Pastierskej, v. od kóty 582,3, s. od Novej Bane fluidálny felzitický ryolit	B ⁴	25 12 4 17	240 122 42 172	2,36	14,79 14,32 13,86 14,39	14,4 ± 0,5
KPI-D-8 tá istá lokalita ako vzorka KPI-D-6 ryolitové sklo	S ⁴	27 52 17	298 576 190	2,49	13,91 13,86 13,76	13,8 ± 0,3
PKL-1/46,9 vrt PKL-1 (hĺbka 46,9 m) severne od obce Beluj, 2 km južne od Sitna pemzový tuf	A ³	15 10 20 31 35 21 8 8	152 96 198 296 340 204 74 76	2,35	14,30 15,11 14,64 15,17 14,91 14,91 15,67 15,27	15,0 ± 0,7
PRL-306 bralá na hrebeni 2 km sv od Prenčova, 500 sv. od kóty 619,1 (Hlava) pyroxenický andezit	B ⁴	22 31 32	236 326 338	2,49	14,32 14,60 14,54	14,5 ± 0,3
PRL-349 odkryv na severnom svahu Slnného vrchu, 1 km severne od Krnišova pyroxenický andezit	B ⁴	6 21 11 7 26 9 10	64 224 118 74 276 98 106	2,49	14,40 14,40 14,32 14,53 14,47 14,10 14,49	14,4 ± 0,3

Tabuľka 1 (pokračovanie)

kameňolom Obyce ignimbrit	A ²	3,44	4,49	0,15		7,2 ± 0,6
	B ²	3,89	5,99	0,15		6,1 ± 0,5
682 bralá 300 m jz. od kóty 834,1 Drastvica ignimbrit	A ³	39	486		11,63	
		25	312		11,61	
		62	778	2,35	11,55	11,4 ± 0,6
		23	280		11,90	
		25	338		10,73	
	B ³	20	260		11,15	
		30	354		12,28	
		14	186		10,91	
		31	382		11,76	
		18	216	2,35	12,08	11,4 ± 0,9
		19	266		10,35	
	S ³	18	232		11,24	
		25	334		10,85	
122		1726		10,24		
142		1830		11,25		
173		2112	2,35	11,87	10,8 ± 1,0	
779 Vavrišová, severovýchodný svah, 450 m sz. od kóty 583,1 ignimbrit	A ³	108	1520		10,30	
		104	1472		10,24	
		5	56		12,94	
		12	142		12,25	
		35	404	2,35	12,56	12,5 ± 0,6
	B ³	45	546		11,95	
		9	100		13,04	
		24	278		12,51	
		25	308		11,76	
		12	146	2,35	11,91	12,0 ± 0,6
S ³	14	164		12,37		
	18	228		11,44		
	135	1576	2,35	12,42	12,4 ± 0,6	
KPI-D-2 Obyce, kameňolom 550 m jjz. od kóty 339,2 ignimbrit	A ⁴	33	248		13,87	
		13	102	1,69	13,28	13,4 ± 0,5
		54	403		13,09	
	B ⁴	45	532		12,31	
		46	518	2,36	12,93	13,1 ± 0,7
		18	204		12,84	
		66	696		13,80	
KPI-D-3 lokality tá istá ako vzorka KPI-D-2 ignimbrit	A ⁴	105	812		13,48	
		60	468	1,69	13,36	13,3 ± 0,5
		66	536		12,83	
		39	308		13,20	
	B ⁴	17	192	2,36	12,89	13,3 ± 0,4
		30	324		13,48	

Tabuľka 1 (pokračovanie)

Číslo vzorky Lokalita Hornina	Datovaný minerál	Počet spontánných stôp	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Integrálna dávka tepelných neutronov n · 10 ¹⁵	Vek datovaných jedincov v miliónoch rokov	Vek datovaného minerálu v danej vzórke v miliónoch rokov
1	2	3	4	5	6	7
KPI-D-4 lokalita tá istá ako vzorka KPI-D-2 ignimbrit	A ⁴	37	292	1,69	13,21	13,4 ± 0,3
		105	816		13,41	
	B ⁴	7	76	2,36	13,41	13,2 ± 0,4
		7	78		13,06	
		24	270		12,94	
		17	190		13,02	
		17	186		13,30	
		3	32		13,65	
KPI-D-5 zárez cesty na južnom svahu kóty Jonah (670,3), 50 m jv. od kóty 518,4, severne od Novej Bane pemzový ignimbrit	A ⁴	57	618	2,36	13,43	13,4 ± 0,3
		55	596		13,43	
		51	552		13,45	
	B ⁴	28	306	2,36	13,32	13,2 ± 0,4
		26	296		12,79	
		32	342		13,62	
		27	298		13,19	
KPI-D-12 Hronský Beňadik, kame- ňolom na severnom úpä- tí kóty 283,7 (Háj) pemzový tuť ignimbri- tovej formácie	A ⁴	50	578	2,49	13,29	13,5 ± 0,3
		73	822		13,64	
		35	398		13,51	
		35	394		13,64	
	B ⁴	29	310	2,36	13,62	13,4 ± 0,5
37		396	13,60			
28		316	12,90			
17		188	13,16			
Rudno ⁿ /Hronom Husárovskô ryolit z kontaktu s andezitom	S ¹			3,00		12,3 ± 1,0
	B ²	13,1	10,0	0,15		12,1 ± 1,0
Pitelová perlitický ryolit	B ²	0,8	11,0	0,15		0,67 ± 0,05

Tabuľka 1 (pokračovanie)

Kremnické vrchy						
L-72/1 odkryv v záreze cesty 1 km južne od Kordík valún amfibolicko-hy- perstenického andezitu zo súvrstvia tufitic- kých pieskocov a zlepcov	A ³	13	114	2,35	16,52	16,2±0,6
		14	128		15,86	
	B ³	19	170	2,35	16,20	16,2±0,5
		18	160		16,31	
		28	256		15,85	
18		164	15,91			
16		144	16,11			
23	200	16,67				
LX-5/197,0 vrt 4 km sv. od Kremnice pyroxenický andezit s amfibolom	A ⁴	27	248	2,36	15,85	15,9±0,6
LX-5/105,0 vrt 4 km sv. od Kremnice amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom	A ⁴	22	204	2,36	15,82	15,8±0,3
		16	142		15,76	
		19	176		15,84	
	B ⁴	15	148	2,49	15,57	15,7±0,3
		12	116		15,89	
16		156	15,75			
L-72/156 bralá v doline Ihračského potoka, 2 km sv. od Ihráča amfibolicko-pyroxenický andezit	B ⁴	48	318	1,69	15,73	15,6±0,4
		27	184		15,30	
		44	292		15,71	
L-72/425 skalnatý hrebeň 1,7 km východne od Krahúf pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom	B ⁴	17	176	2,49	14,63	15,1±0,4
		19	194		15,64	
		34	342		15,27	
		11	110		15,36	
		31	318		14,97	
24	244	15,11				
Horný Chom, skalná stena, cca 1 km od Ihráča sklovitý, pyroxenicko- biotiticko-amfibolický andezit	A ²	19,35	11,16	0,15		16,1±0,4
	B ²	3,35	2,59	0,15		11,9±1,1
KRL-55 1 km s. od Krahúf amfibolicko-biotitický andezit	A ³	32	296	2,35	15,67	15,5±1,0
		32	288		16,11	
		19	198		13,93	
		63	564		16,19	
		38	350		15,74	
	44	416		15,33		

Tabuľka 1 (pokračovanie)

Číslo vzorky Lokalita Horňa	Datovaný minerál	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Integrálna dávka tepelných neutrónov n. 10 ¹⁵	Vek datovaných jedincov v miliónoch rokov	Vek datovaného minerálu v danej vzorke v miliónoch rokov
1	2	3	4	5	6	7
	B ³	31 17 13 18	288 158 124 170	2,35	15,60 15,60 14,88 15,35	15,4 ± 0,5
L-72/431 1 km v. od Krahúf amfibolicko-biotitický andezit	A ³	16 13 16	142 122 142	2,35	16,33 15,45 16,33	16,0 ± 0,6
	B ³	27 38 34 45	246 348 314 412	2,35	15,91 15,83 15,70 15,83	15,8 ± 0,2
L-72/21 dajka 1 km východne od Kremnického štítu amfibolicko-biotitický andezit až dacit	A ³	8 21 42 14 23 16 21 32 51 46	76 198 382 132 206 144 196 304 468 422	2,35	15,26 15,37 15,94 15,37 16,18 16,11 15,53 15,26 15,80 15,80	15,7 ± 0,5
	B ⁴	14 10 8	132 98 80	2,49	15,70 15,11 14,80	15,2 ± 0,5
A-50 kameňolom východne 1 km od Hornej Štubne hyperstenicko-amfibolický andezit	A ⁴	51 25	540 266	2,49	14,51 14,44	14,5 ± 0,3
	B ⁴	9 19 8 16	96 200 86 168	2,49	14,40 14,59 14,29 14,63	14,5 ± 0,4
ŠTL-8 lárový prúd východne od Turčeka, západný svah Vlčieho vrchu amfibolicko-pyroxen, andezit	A ³	25 8 10 11 20	220 70 102 102 178	2,35	16,47 16,57 14,21 15,63 16,29	15,8 ± 0,8

Tabuľka 1 (pokračovanie)

L-72/356		19	172		16,01	
dajka na severnom svahu		16	146		15,88	
Kremnického štítu	B ³	13	114	2,35	16,53	15,9 ± 0,9
ryolit		6	58		14,99	
		9	82		15,91	
Javorie a Poľana						
KON-1/1648,0 m		35	358		14,47	
vrť, lokalita Banisko,		21	230		13,52	
2 km jz. od Kalinky		20	240		12,33	
monzonodiorit	B ⁴	10	108	2,40	13,71	14,3 ± 1,5
		11	114		14,28	
		23	244		13,95	
		16	146		16,22	
		22	204		15,96	
KON-1/1656,0 m		7	68		15,24	
monzonodiorit		11	110		14,80	
		17	166		15,26	
	B ⁴	8	82	2,40	14,14	14,7 ± 0,6
		9	94		14,17	
		15	154		14,42	
		16	164		14,44	
		18	176		15,14	
KON-1/1676,8 m		4	42		13,80	
monzonodiorit		20	212		13,67	
		11	128		12,46	
		11	142		11,23	
	B ³	9	100	2,35	13,04	13,2 ± 0,8
		16	174		13,33	
		8	84		13,80	
		11	112		14,24	
		10	112		12,94	
KON-1/1720,8 m		8	80		14,80	
monzonodiorit	B ⁴	8	84	2,40	14,10	14,5 ± 0,4
		9	90		14,80	
		8	82		14,44	
KON-1/1810,5 m	B ⁴	103	1118	2,40	vypo- čítan- é z 12 zrn	13,6 ± 1,4
monzonodiorit						
27		5	44		16,47	
východne od Zv. Slatiny,		17	148		16,65	
500 m vvj. od kóty 656,8		6	52	2,35	16,73	16,6 ± 0,3
(Rohy)	A ³	42	360		16,91	
extrúzia amfibolického		12	104		16,73	
andezitu		17	150		16,43	

Tabuľka 1 (pokračovanie)

Číslo vzorky Lokalita Horňa	Datovaný minerál	Počet spontánných stôp	Dvojnásobný počet indukovaných stôp	Integrálna dávka tepelných neutronov n . 10 ¹⁵	Vek datovaných jedincov v miliónoch rokov	Vek datovaného minerálu v danej vzórke v miliónoch rokov
1	2	3	4	5	6	7
177 6 km ssz. od Detvy, 700 m ssz od kóty 586,3 (Šiagiho kopa) extrúzia amfibolického andezitu ± pyroxén	A ³	84	812		14,93	
		30	282		15,42	
		71	712	2,35	14,45	15,5 ± 1,0
		76	678		16,25	
		274	2416		16,44	
39 800 m jjv. od kóty 596,6 (Perina), sz. od Detvy extrúzia amfibolicko pyroxenického andezitu	A ³	19	172		16,01	
		20	180		16,11	
		9	80	2,35	16,31	15,9 ± 0,8
		18	174		14,99	
		23	214		15,58	
	B ⁴	18	160		16,31	
		55	40		15,27	
		44	32		15,27	
		54	38	0,18	15,78	15,45 ± 0,4
		83	60		15,36	
388 1 km zsz. od kóty 656,8 (Rohy) východne od Zvolenskej Slatiny pyroxenicko-amfibolický andezit	A ³	93	66		15,64	
		47	34		15,35	
		20	182		15,93	
		18	160		16,31	
		30	288	2,35	15,10	15,6 ± 0,8
396 1 km južne od kóty 656,8 (Rohy), východne od Zvolenskej Slatiny amfibolický andezit ± pyroxén	A ³	13	120		15,70	
		7	70		14,49	
		18	160		16,31	
		16	142		16,33	
		32	316		14,69	
D-1/140,2 m vrt 1,5 km vvj. od Detvy fragment pyroxenicko- amfibolického andezitu z pyroklastického prúdu	A ⁴	53	516	2,35	14,88	15,4 ± 0,9
		26	256		14,73	
		41	370		16,06	
		10	74		14,09	
		20	154	1,69	13,53	13,7 ± 0,3
D-1/154,6 m vrt 1,5 km vvj. od Detvy fragment hypoerstenicko- amfibolického andezitu z epiklastického pieskovca	A ⁴	27	208		13,53	
		36	408		13,55	
		56	636		13,52	
		30	330	2,49	13,96	13,7 ± 0,3
		12	134		13,75	

Tabuľka 1 (pokračovanie)

D-1/197,3 m		20	150		13,98	
vrt 1,5 km vvj. od Detvy		40	310		13,55	
fragment pyroxenicko-	A ⁴	22	170	1,69	13,60	13,6 ± 0,4
amfibolického andezitu		48	372		13,55	
z pemzovo-popolového tufu		54	432		13,10	
	B ⁴	30	228		13,72	
		23	178	1,69	13,47	13,6 ± 0,3
		35	270		13,51	
D-1/6,0—12,0 m		29	232		13,03	
vrt 1,5 km vvj. od Detvy		27	218		12,98	
fragment biotitického	B ⁴	28	232	1,69	12,58	12,9 ± 0,3
plagioklasového ryodacitu		62	496		13,03	
z epiklastík						
D-18/114,0 m		6	48		13,03	
vrt 1 km sz. od osady		7	56		13,03	
Kyslinsky	B ⁴	11	90	1,69	12,74	12,9 ± 0,3
biotitický plagioklasový		8	64		13,03	
ryodacit z úlomkovitého		8	66		12,64	
lávového prúdu		13	104		13,03	
D-18/193,2 m		20	160		13,03	
vrt 1 km sz. od osady		15	116		13,48	
Kyslinsky	B ⁴	12	96	1,69	13,03	13,1 ± 0,3
fragment biotitického		14	114		12,80	
plagioklasového ryodacitu						
z bazálnej časti lávového						
prúdu						
813		14	110		13,27	
200 m sz. od kóty 827,3,		13	106		12,78	
sz. od osady Kyslinsky	B ⁴	11	88	1,69	13,03	13,0 ± 0,3
sklovitý biotitický pla-		11	88		13,03	
gioklasový ryodacit z		10	80		13,03	
lávového prúdu						
130		67	558		12,52	
opustený kameňolom pri		85	670		13,25	
v okraji obce Strelníky	B ⁴	11	88	1,69	13,03	12,9 ± 0,4
sklovitý, biotitický pla-		7	56		13,03	
gioklasový ryodacitový truf						
510		16	170		13,64	
zárez cesty na Kyslinsky,		32	328		14,14	
sz. od Šútovky	B ³	29	318	2,35	13,22	13,7 ± 0,6
biotitický ryolitový		25	266		13,62	
porfýr (dajka)						
515		109	92		13,15	
zárez cesty 1,6 km južne		83	70		13,16	
od kóty Mičiná, 1,5 km	B ⁴	48	40	0,18	13,32	13,2 ± 0,3
západne od kóty Pofana		104	88		13,12	
dajka ryodacitu		88	74		13,20	

Tabuľka 1 (pokračovanie)

537		38	456		12,80	
Horná Zálomská, 500 m sv.	A ⁴	24	280	2,49	13,16	12,9 ± 0,3
od kóty 970,3		55	660		12,80	
dajka amfibolicko-hyper-		42	508		12,70	
stenicko-biotitického						
kremitého andezitu	B ⁴	25	200	1,69	13,03	12,8 ± 0,3
		26	212		12,78	
		10	82		12,71	
		40	326		12,79	

Neovulkanity sv. od Rim. Soboty

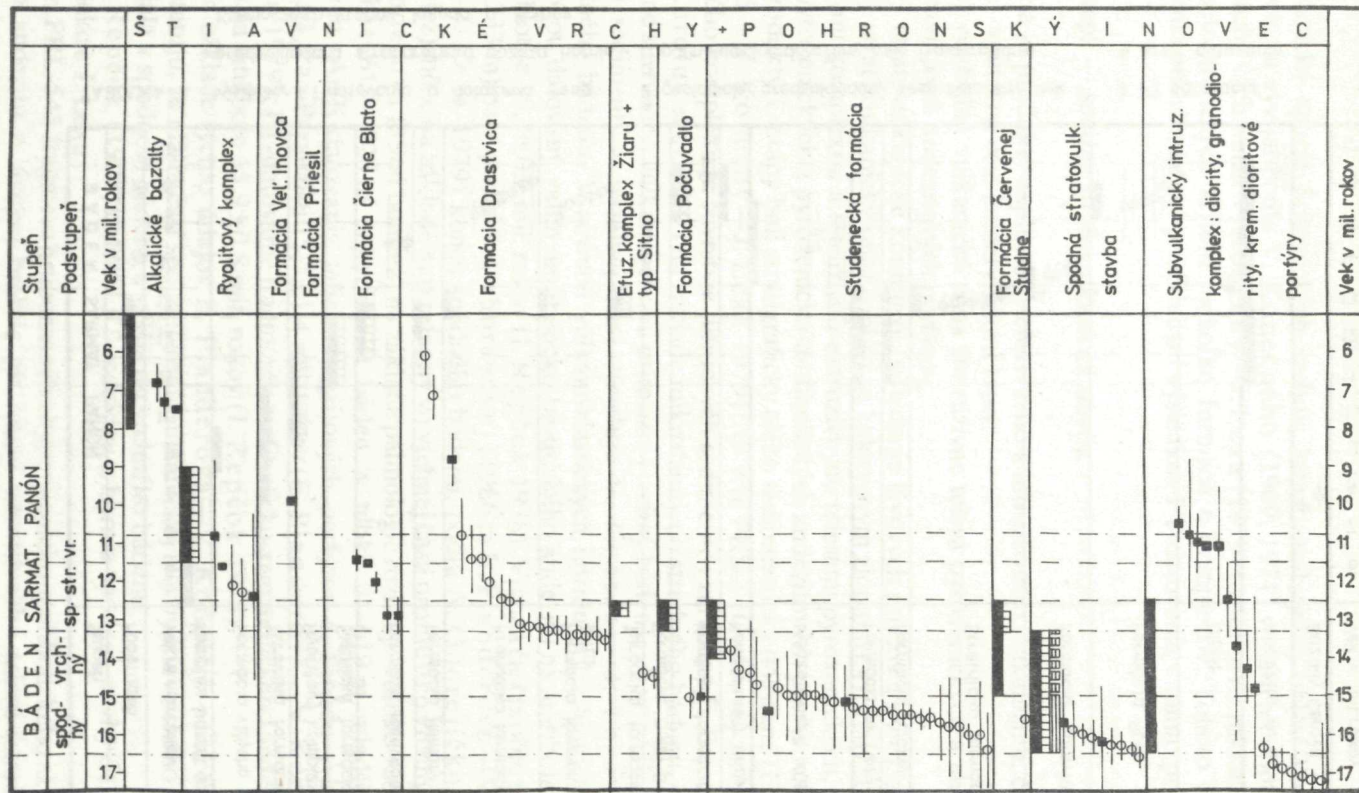
KML-24		10	90		16,17	
odkryv na z. svahu kóty	A ⁴	16	142	2,36	16,40	16,4 ± 0,6
384,7, 1 km ssv. od		20	182		16,00	
Višňového		12	102		17,13	
valún amfibolicko-pyroxen-						
ického andezitu z epiklastických vulkanických zlepcov						
KML-3b		30	256		17,00	
odkryv 1,5 km jz od obce	A ⁴	16	144	2,36	16,17	16,2 ± 0,8
Chvalová		11	104		15,40	
fragment pyroxenického		17	154		16,07	
andezitu z pyroklastického prúdu						

Börzsönyi (severné Maďarsko)

Börzsönyi, západný okraj		24	228		16,17	
erozívnej kaldery, vrcholová časť hrebeňa	A ⁴	16	150	2,49	16,38	15,2 ± 0,2
dajka pyroxenicko-amfibolického andezitu		21	200		16,13	
		85	814		16,04	
		70	660		16,29	

Cerová vrchovina

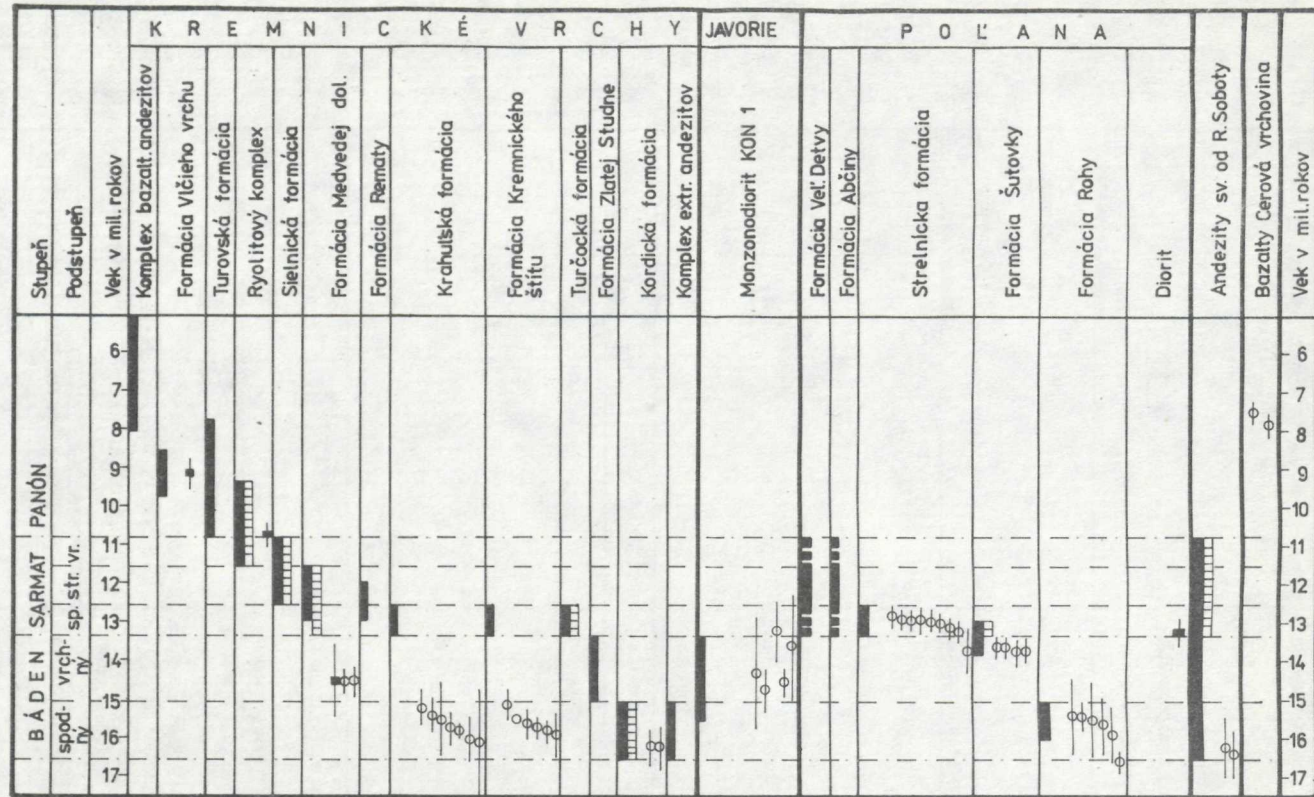
Hajnačka, dajka na západnej strane hradného kopca	A ⁴	4	80	2,49	7,68	7,5 ± 0,3
nefelinický bazanit		9	180		7,68	
		13	272		7,34	
		22	446		7,57	
		6	128		7,20	
Šurice, dajka na západnej strane Sovieho vrchu	A ⁴	24	328	1,69	7,63	7,8 ± 0,
nefelinický bazanit		13	168		8,06	
		20	268		7,78	
		6	80		7,82	
		73	978		7,78	



TABUĽKA 2. Výsledky FT datovania a doložená, resp. predpokladaná stratigrafická pozícia hornín štiavnického vulkanického aparátu

■ geologicky predpokladaný, resp. doložený vek
 □ palinologicky doložený vek (+makroflóra)
 ○ faunisticky doložený vek

⊕ FT datovania
 ⊕ Ar/K datovania



TABULKA 3. Výsledky FT datovania a doložená, resp. geologický predpokladaný, resp. doložený vek ϕ FT datovania predpokladaná stratigrafická pozícia hornín \square palinologicky doložený vek (+makroflóra) \blacksquare Ar/K datovania

Kremnických vrchov, Javoria a Poľany

Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec

Vulkanický aparát Štiavnických vrchov, ktorý zasahuje aj oblasť Pohronského Inovca, sa vyvíjal podľa V. Konečného (1969, 1971) v piatich definovateľných etapách; v ich rámci V. Konečný—J. Lexa (1979) rozlišujú na základe litologico-petrografických kritérií niekoľko formácií a komplexov. Tohoto členenia sa budeme pridržovať pri predkladaní výsledkov FT-datovania v tomto príspevku.

1. etapa — *spodná stratovulkanická stavba*.

Tvorí ju produkty explozívno-efuzívneho a intruzívneho vulkanizmu, člení sa na

A) vnútornú časť kaldery, ktorú tvorí

a) centrálna vulkanická zóna (intruzívne telesá pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitových porfýrov,

b) stratovulkanické komplexy (striedanie lávových prúdov a pyroklastík);

B) stratovulkanický plášť (oblasť za kalderovým zlomom), tvorený stratovulkanickými komplexmi a intruzívno-extruzívnymi telesami pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitových porfýrov.

Produkty 1. etapy boli stratigraficky alebo rádiometricky doložené (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979): vo vrte PKŠ-1 (Gondovo) na báze vulkanického komplexu je súvrstvie tufitických sedimentov zaradené E. Brestenskou (in K. Karolus et al. 1977) na základe mikrofauny do stredného bádenu, vyššie bolo zistené súvrstvie s vulkanogénnou prímiesou (vrchný bádenu); vo vrte GK-3 (Rykyňčice) sedimenty v bazálnej časti zaraďuje V. Konečný—J. Lexa (1979) do spodného bádenu. V súvrství vulkanoklastických hornín bol z hĺbky 900 m FT-metódou datovaný valún amfibolicko-biotitického andezitu na amfibole $16,6 \pm 0,3$ a na biotite $16,3 \pm 0,2$ mil. rokov (I. Repčok 1978). Vrchná časť profilu tohoto vrtu (0—233 m) patrí podľa R. Lehotayovej (1966 in E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) koncu spodného bádenu, podľa A. Ondrejčikovej (1966 tamtiež) môže na základe makrofauny vo vrchnej časti profilu ísť o vrchný bádenu; E. Planderová (1966 tamtiež) na základe palinológie rozlišuje v hĺbke 828 m karpat, v hĺbke 619—828 m najspodnejší bádenu, v hĺbke 0—619 m mladšie obdobie bádenu. Ar/K-datovania telies andezitových porfýrov z Tanádu vykazujú vek $16,2 \pm 1,5$ a z Paradaisu $15,7 \pm 1,4$ mil. rokov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979); FT-datovanie fragmentu amfibolicko-pyroxenického andezitu (PRL-214) na amfibole $15,9 \pm 0,8$ mil. rokov (I. Repčok 1978).

Na základe týchto údajov E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) konštatujú, že nižšia časť spodnej stratovulkanickej stavby štiavnického aparátu sa vyvíjala v spodnom bádenu a vyššia do vrchného bádenu.

I. Repčok (1980) datoval FT-metódou z hornín spodnej stavby ďalšie vzorky z kolekcie J. Lexu:

vz. PRL-545 fragment hrubozrnného hyperstenicko-amfibolického až amfibolického andezitu z lávovej brekcie pri okraji extruzívneho telesa (starší horizont komplexu 1. etapy):

biotit $16,4 \pm 0,4$ mil. rokov, zo zárezu potoka, 0,6 km západne od Prenčova, 300 m vsv. od kóty 402,4 (Zlatý vrch);

vz. PRL-668 amfibolicko-pyroxenický andezit z lávového prúdu do strednej časti vulkanického komplexu 1. etapy:

amfibol $16,3 \pm 0,5$ mil. rokov,

skalný odkryv 1,5 km sz. od Beluja, 200 m vjv. od kóty 477,4;

vz. PRL-209 hrubozrnný hyperstenicko-amfibolický andezit z okraja extruzívneho telesa situovaného v rámci vulkanického komplexu 1. etapy (stratigraficky pravdepodobne v strede komplexu):

amfibol $16,0 \pm 0,3$ mil. rokov,

skalný odkryv na hrebene, 4 km južne od Antola, 600 m sz. od kóty 509,4 (Štádlov);

vz. LŠ-27 fragment pórovitého, sklovitého, hyperstenicko-amfibolického andezitu z pyroklastického prúdu (vyššia časť komplexu 1. etapy):

biotit $16,1 \pm 0,5$ mil. rokov,

4 km zsz. od Krupiny (1–2 km od Ficbergu), svah južného hrebeňa Sixovej stráne, 650 m zsz. od samoty Stará Hora.

Tieto údaje sú v zhode so zaradením 1. etapy vývoja vulkanického aparátu Štiavnických vrchov do obdobia spodný bádén—vrchný bádén. Na základe FT-údajov by bolo vhodné presunúť hornú hranicu do stredného bádenu.

2. etapa — formácia Červenej Studne

Predstavuje spodnú časť výplne štiavnickej kaldery, tvorí ju: na báze lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, v strednej časti tufiticko-lignitické sedimenty, palinologicky zaradené do spodnej časti spodného sarmatu (E. Plandrová—V. Konečný—J. Lexa 1979), pri okraji hruboušlomkovitý epiklastický materiál. Obdobie tvorenia kaldery kladie V. Konečný a J. Lexa (1979) do vrchného bádenu až spodného sarmatu. Z hornín tejto formácie datoval FT-metódou I. Repčok (1980) jednu vzorku z kolekcie J. Lexu:

vz. PKL-2 mierne pórovitý, červenkastý amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom zo spodnej lávovej brekcie prúdu (báza výplne štiavnickej kaldery — pravdepodobne súčasná s prvými prejavmi subsidencie):

biotit $15,6 \pm 0,5$ mil. rokov,

vrt PKL-2, hĺbka 167,5 m, j. od samoty Rovňa, 2,5 km jjz. od Antola.

Autor tohoto príspevku na základe FT-datovania hornín Studeneckej formácie,* doplneného ďalšími datovaniami formácie Červenej studne, považuje za reálne posunúť čas jej utvárania do vrchnej časti spodného bádenu.

Do obdobia záveru vývoja spodnej stavby a pred intrúzie kremidioritových porfýrov kladie V. Konečný a J. Lexa (1979) formovanie subvulkanického intruzívneho komplexu (dioritov-granodioritov) s prienkami do stratovulkanického komplexu. L. Rozložník (1969) kladie vznik granodioritovo-dioritového telesa do laramskej fázy. L. Štohl (1976) na základe Ar/K-datovaní rôznych autorov udáva

* Výraz „studenecká“ užívame namiesto spisovného tvaru „studenská“ na presné odlišenie lokality Studenec od lokality Studená.

priemerný vek 16,3 mil. rokov. Doterajšie Ar/K-datovania sú rozdielne, od 10,5 do 19,5 mil. rokov (tab. 2).

I. Repčok (1976) FT-datovaním amfibolu z granodioritu (vzorka z kameňolomu pri úpravni v Hodruši, z kolekcie J. Lexu) zistil vek $17,2 \pm 1,5$ mil. rokov; na biotite bolo zistené značné omladenie. Je pravdepodobné, že doterajšie Ar/K-datovania sú ovplyvnené rôznym množstvom omladeného biotitu, keď bolo datovanie robené na celej hornine. Ďalšie FT-datovania granodioritov: vrt KOV-39 z hĺbky 1306 m — amfibol $17,1 \pm 0,4$, biotit $17,0 \pm 0,5$ mil. rokov; vrt GK-15 z hĺbky 1267 m — biotit $17,2 \pm 0,3$ mil. rokov (I. Repčok 1978). K tomu poznamenávame, že autor (I. Repčok 1971) poukazuje na neogénny vek granodioritu (vrt KOV-39) pomocou stupňa undulózneho zhášania kremeňa.

Vo vrte R-4 (Zlatno) boli datované amfiboly na týchto horninách: dioritový porfýr (820 m) $16,8 \pm 0,4$; kemitodioritový porfýr (826 m) $16,9 \pm 0,5$ a granodioritový až kemitý dioritový porfýr (1259 m) $16,4 \pm 0,3$ mil. rokov (I. Repčok 1978).

3. etapa — studenecká formácia

Extrúziívno-efuzívny komplex amfibolicko-biotitických andezitov a ich pyroklastík, tvorí hlavnú výplň štiavnickej kaldery. V oblasti Banskej Štiavnice leží v nadloží formácie Červenej Studne, inde priamo v nadloží produktov 1. etapy (V. Konečný—J. Lexa 1979).

Ar/K-metódou bola datovaná extrúzia amfibolicko-biotitického andezitu pri Antole na $15,2 \pm 1,0$ mil. rokov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

FT-metódou datoval I. Repčok (1976) biotiticko-amfibolické andezity 3. etapy takto: dajka v záreze cesty asi 2 km jz. od Kozelníka — amfibol $16,0 \pm 1,4$ mil. rokov, biotit $6,3 \pm 0,6$ mil. rokov (omladenie spôsobené pravdepodobne blízkymi bazaltmi); fragment biotiticko-amfibolického andezitu z pieskovne južne od obce Dubové, biotit $15,2 \pm 1,2$ a amfibol $15,8 \pm 1,3$ mil. rokov (z kolekcie J. Forgáča); fragment sklovitého biotiticko-amfibolického andezitu z pyroklastického prúdu v záreze cesty 1,5 km severne od obce Počúvadlo, amfibol $15,8 \pm 1,3$ a biotit $15,0 \pm 1,2$ mil. rokov (z kolekcie J. Lexu); amfibolicko-biotitický andezit z vrtu HŠ-16 (z hĺbky 60 m), jz. od Bzenice, južne od osady Malé Podzámčie, biotit $15,4 \pm 1,2$ mil. rokov (z kolekcie J. Forgáča).

V roku 1978 pribudli ďalšie FT-údaje (I. Repčok 1978): porfyrický amfibolicko-biotitický andezit (827) z údolia potoka Richnava v podloží ignimbritov Kojatína — amfibol $16,4 \pm 1,0$, biotit $16,0 \pm 0,3$ mil. rokov (z kolekcie A. Brlaya); biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezit (PRL-86) lávového prúdu na báze výplne kaldery zo skalného odkryvu 1 km jv. od Ilije, biotit $15,0 \pm 1,0$ mil. rokov (z kolekcie J. Lexu); sklovitý biotiticko-amfibolický andezit (PRL-64) z vrchnej časti výplne kaldery, zo skalného odkryvu 1 km južne od Ilije, amfibol $15,7 \pm 1,0$ mil. rokov (z kolekcie J. Lexu); lávový prúd biotiticko-amfibolického andezitu z najvyššej časti kaldery, ryha v doline potoka 350 m jv. od kóty 717,1, severne od Sitna — amfibol $15,1 \pm 0,4$, biotit $15,0 \pm 0,4$ mil. rokov; amfibolicko-biotitický andezit (737), lokalita Chmelovská, 1 km ssv. od Drastvice, z tesného styku s nadložnými ignimbritmi, biotit $14,8 \pm 0,8$ mil. rokov (z kolekcie A. Brlaya).

Po zhodnotení pozície studeneckej formácie a podľa palinologických údajov ju

E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) zaraďujú do vrchného bádenu až spodného sarmatu. Ar/K-datovania a vyššie spomenuté FT-údaje vek studeneckej formácie posúvajú v zmysle škály D. Vassa (1978) do spodného bádenu. Vyššie spomenutí autori poukazujú na rozdiel medzi Ar/K- a FT-datovaniami na jednej strane a palinologickými údajmi na strane druhej. Tento rozdiel je zrejmy nielen vo výplni štiavnickej kaldery, ale i vo výplni kremnickej priekopovej priepadliny.

V roku 1980 dával autor ďalšie vzorky studeneckej formácie z kolekcie J. Lexu: vz. PRL-87 uloženiny pemzového prúdu biotiticko-amfibolického andezitu (stredný horizont 3. etapy vo výplni štiavnickej kaldery):

amfibol $15,5 \pm 0,3$,

biotit $15,4 \pm 0,3$ mil. rokov,

zo zárezu cesty 80 m jz. od kóty 530,4, 1 km jv. od Ilije;

vz. PRL-82 sklovitý biotiticko-amfibolický andezit z hrubej epiklastickej vulkanickej brekcie v nadloží prúdu biotiticko-amfibolického andezitu (najvyšší horizont 3. etapy vo výplni štiavnickej kaldery j. od Ilije):

amfibol $15,4 \pm 0,3$,

biotit $15,6 \pm 0,3$ mil. rokov

zo skalných odkryvov na hrebeni, 800 m sv. od kóty 775,6 (Malé Sitno).

Z oblasti Pohronskeho Inovca boli FT-metódou datované dve vzorky z kolekcie K. Karolusa (I. Repčok 1980):

vz. KPI-D-9 amfibolicko-biotitický andezit:

amfibol $15,3 \pm 0,3$,

biotit $15,5 \pm 0,3$ mil. rokov;

vz. KPI-D-10 amfibolicko-biotitický andezit:

amfibol $15,5 \pm 0,3$,

biotit $15,6 \pm 0,3$ mil. rokov;

obe vzorky sú zo zárezu novej cesty na svahu Pastierskej, svv. od kóty 473,8, s. od Novej Bane.

Tieto údaje podľa názoru autora opodstatňujú zaradiť horniny studeneckej formácie do vyššej časti spodného bádenu. Autor sa domnieva, že palinologicky doložený vek nie je reálnym vekom studeneckej formácie, ale že je len odrazom klimatických zmien spôsobených väčšou nadmorskou výškou založenia medzihorských jazerných panvičiek, blízkeho horského reliéfu a chladnomilnejšej flóry, ktorá na ňom rástla.

Do obdobia vrchný bádenu—spodný sarmat zaraďuje E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) extrúziu plagioklasového ryolitu pri Hliníku, datovanú Ar/K-metódou na $15,4 \pm 0,1$ a FT-metódou (I. Repčok 1976) na biotite na $14,7 \pm 1,3$ mil. rokov. Sem môžeme zaradiť i vulkanické sklá Sabovej skaly FT-metódou datované na $14,3 \pm 1,4$ mil. rokov (I. Repčok 1975). Z kolekcie K. Karolusa boli datované dve vzorky, ktoré podľa autora možno vekovo zaradiť k vyššie spomenutým ryolitom (I. Repčok 1980):

vz. KPI-D-6 fluidálny felzitický ryolit:

biotit $14,4 \pm 0,5$ mil. rokov,

zo zárezu cesty na východnom svahu Pastierskej (kóta 656,8), východne od kóty 582,3 severne od Novej Bane;

vz. KPI-D-8 ryolitové sklo $13,8 \pm 0,3$ mil. rokov.
z tej istej lokality ako vzorka KPI-D-6, zo styku ryolitovej dajky s andezitovým komplexom, cca 2 m od ryolitov.

Tieto dve datovania považujeme v rámci presnosti FT-metódy za zhodné. Datované vzorky môžeme priradiť k „hlinickemu“ typu ryolitov v zmysle J. Lexu (1969). Výsledky datovania ryolitov tohoto typu sú v tabuľke 2 na prvých piatich miestach zľava pri horninách studeneckej formácie.

4. etapa — vrchná stratovulkanická stavba

Predstavuje explozívno-efuzívne produkty pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu (+biotit). Vulkanizmus tejto etapy kladie V. Konečný a J. Lexa (1979) do spodného až vrchného sarmatu, rozlišujú tu:

Formáciu Počúvadlo, ktorá zahŕňa produkty počiatočného explozívneho vulkanizmu (popolovo-pemzové tufy, ignimbrity) amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom a sporadické prúdy hyperstenického andezitu.

Ar/K-metódou tu bol datovaný pemzový tuf (Biely Kameň) pri Iliji na $15,0 \pm 0,5$ mil. rokov (V. Konečný—J. Lexa 1979), a FT-metódou pemzový tuf na amfibole $15,0 \pm 0,7$ mil. rokov z vrtu PKL-1 (z hĺbky 46,9 m) severne od Beluje, 2 km južne od Sitna (I. Repčok 1978).

Sedimenty hrabičovskej panvičky s polohami redeponovaných tufov (v jv. časti Vtáčnika) sú paralelizované s formáciou Počúvadlo a na základe zhodnotenia mikroflóry zodpovedajú spodnému sarmatu (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Močiarska panvička je na základe makroflóry zaraďovaná tiež do spodného sarmatu (V. Sitár 1970 in E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Sarmatský vek pre močiarsku panvičku udáva i J. Seneš (1979) na základe flóry a diatomácií.

E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) na základe vyššie spomenutých biostratigrafických dát udávajú spodnosarmatský vek formácie Počúvadlo, hoci rádiometrické údaje hovoria o veku na rozhraní spodného a vrchného bádenu. K tomu poznamenávame, že klimatické zmeny v strednom a vrchnom miocéne neodrážajú len vek, ale sú i odrazom vertikálnej členitosti terénu.

Komplex lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom (typ Sitno a efuzívny komplex Žiaru) predstavuje sukcesiu väčšieho počtu lávových prúdov hlavne v západnej časti kaldery a na stratovulkanickom svahu. V jv. oblasti sú to relikty ojedinelých prúdov na explozívnych produktoch formácie Počúvadlo. V jeho nadloží leží formácia Drastvica (V. Konečný—J. Lexa 1979).

Podľa pozície komplexu prúdov typu Sitno na produktoch formácie Počúvadlo a komplexu Žiaru na sedimentoch hrabičovskej panvičky prislúcha týmto komplexom zaradenie do vrchnej časti spodného sarmatu (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Prvé výsledky FT-datovania prúdov tohoto komplexu na vzorkách z kolekcie

J. Lexu nepotvrdzujú ich zaradenie do vrchnej časti spodného sarmatu, ale do vrchného bádenu (I. Repčok 1980):

vz. PRL-306 pyroxenický andezit s amfibolom a biotitom typu Sitno (doskovitý lávový prúd 4. etapy):

biotit $14,5 \pm 0,3$ mil. rokov,

skalné bralá na hrebeni 2 km sv. od Prenčova, 500 m sv. od kóty 619,1 (Hlava);

vz. PRL-349 doskovitý pyroxenický andezit s amfibolom a biotitom:

biotit $14,4 \pm 0,3$ mil. rokov,

1 km s. od Krníšova, s. svah Slnného vrchu.

Formácia Drastvica zahrňuje produkty explozívneho vulkanizmu amfibolico-pyroxenických andezitov s biotitom (v nadloží prúdov typu Sitno), ktoré tvoria ignimbritový príkrov východozápadného smeru od Rudna nad Hronom po Obyce, a masy pemzovo-popolových tufov na južnom okraji Štiavnických vrchov (V. Konečný—J. Lexa 1979). Ignimbrity doposiaľ považované podľa mineralogicko-petrografického zloženia za andezitové, majú podľa Streckeisenovej klasifikácie dacitové zloženie (K. Karolus—E. Karolusová 1978).

Doterajšie datovania ignimbritov formácie Drastvica boli veľmi rozdielne:

Obyce — Ar/K — $8,8 \pm 0,7$ mil. rokov (V. Konečný—J. Lexa 1979);

FT-biotit $6,1 \pm 0,5$ a amfibol $7,2 \pm 0,6$ mil. rokov (I. Repčok 1976);

Drastvica — FT — vulkanické sklo $10,8 \pm 1,0$, biotit $11,4 \pm 0,9$,

amfibol $11,4 \pm 0,6$ mil. rokov (I. Repčok 1978);

Vavrišová — FT — vulkanické sklo $12,4 \pm 0,6$, biotit $12,0 \pm 0,6$,

amfibol $12,5 \pm 0,6$ mil. rokov (I. Repčok 1978).

Datovania z Obýc sú v rozpore s biostratigraficky doloženým spodnosarmatským vekom sedimentov ležiacich v nadloží ignimbritov formácie Drastvica (M. Vaňová 1955 in K. Karolus 1955, E. Brestenská 1970, 1971 — všetko v práci E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). FT-datovania z Drastvice a Vavrišovej sú ovplyvnené tepelným účinkom blízkych ryolitov (I. Repčok 1978).

V roku 1980 autor datoval FT-metódou tri vzorky ignimbritov z kameňolomu pri Obyciach z kolekcie K. Karolusa:

vz. KPI-D-2 — amfibol $13,4 \pm 0,5$,

biotit $13,1 \pm 0,7$;

vz. KPI-D-3 — amfibol $13,3 \pm 0,5$,

biotit $13,3 \pm 0,4$;

vz. KPI-D-4 — amfibol $13,4 \pm 0,3$,

biotit $13,2 \pm 0,4$ mil. rokov.

Ďalej boli z tejto oblasti FT-metódou datované ďalšie vzorky z kolekcie K. Karolusa (I. Repčok 1980):

vz. KPI-D-5 pemzový ignimbrit:

amfibol $13,4 \pm 0,3$,

biotit $13,2 \pm 0,4$ mil. rokov,

zo zárezu cesty na južnom svahu kóty Johan (670,3), 50 m jv. od kóty 518,4, severne od Novej Bane;

vz. KPI-D-12 pemzový tuf ignimbritovej formácie :

amfibol $13,5 \pm 0,3$,

biotit $13,4 \pm 0,5$ mil. rokov,

z kameňolomu pri Hronskom Beňadiku, sz. úpätie kóty 283,7 (Háj).

K. Karolus—E. Karolusová (1978) považujú ignimbrity a ich pemzové tufy za produkty magmy rovnakého zloženia. Pemzové tufy sú v oblasti medzi Hronským Beňadikom, Psiarmi, Rybníkom a Čajkovom prikruté sedimentmi spodného sarmatu (E. Brestenská 1970 in K. Karolus—E. Karolusová 1978) s vložkami pelitických tufitov s odtlačkami spodnosarmatskej makrofauny (K. Karolus et al. 1977, K. Karolus—M. Vaňová 1973).

Nových desať FT-datovaní ignimbritov a ich pemzových tufov z kolekcie K. Karolusa (I. Repčok 1980) vykazuje hodnotu $13,3 \pm 0,5$ mil. rokov, čo je v zhode s vyššie spomenutým biostratigraficky doloženým vekom nadložných sedimentov spodného sarmatu.

Formácia Čierne Blato — explozívno-efuzívny komplex pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov v južnej časti stratovulkánu leží v nadloží formácie Počúvadlo. V južnej časti dominujúce lávové prúdy boli Ar/K-datované na lokalite Horša na $12,9 \pm 0,5$ a Brhlovce na $12,9 \pm 0,5$ mil. rokov. V podloží lávových prúdov boli datované ryodacitové tufy na $12,0 \pm 0,3$ mil. rokov. F. Němejc (1967 in E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) udáva makroflóru brhlovských tufov z obdobia vrchný báden—spodný sarmat. S touto formáciou sú paralelizované lávové prúdy pyroxenického andezitu južne od Prenčova (Tepličky) datované Ar/K na $11,5$ a z lokality Ficberg pri Krupine na $11,4 \pm 0,3$ mil. rokov. Z tejto formácie neboli FT-metódou datované žiadne vzorky.

Formácia Priesil, tvorená prevažne komplexom lávových efúzií pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, je uložená v nadloží formácie Drastvica na južnom okraji Štiavnických vrchov. Horniny tejto formácie neboli datované. Formácia Priesil je pravdepodobne v analogickej stratigrafickej pozícii ako formácia Čierne Blato (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Formácia Veľkého Inovca, tvorená prevažne efúziami lát sklovitých a leukokrátnych andezitov vo vrcholovej časti a na západnom svahu Inovca, leží v nadloží formácie Priesil i formácie Drastvica. Zatiaľ je k dispozícii len jedno Ar/K-datovanie pyroxenického andezitu sv. od Zlatých Moraviec pri Obyciach $9,9 \pm 0,2$ mil. rokov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

5. etapa — ryolitový vulkanizmus

Ryolitový vulkanizmus predstavujú najmä dajky a extrúzie ryolitov (sanidínové ryolity bohaté na kremeň) pri južnom okraji Žiarskej kotliny i vulkanoklastiká. Štruktúrne sa viaže na mladé sj. zlomy. Obdobie aktivity zaraďuje E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) a V. Konečný—J. Lexa (1979), podobne

ako v Kremnických vrchoch, do vrchného sarmatu až panónu (doložené v Kremnických vrchoch palinologicky a Ar/K-datovaním).

Ar/K-metódou boli datované ryolity od Kozelníka na $12,4 \pm 2,2$ a $10,8 \pm 2,0$ mil. rokov (A. K. Bojko et al. a B. V. Merlič—S. M. Spitkovskaja, obe in J. Štohl 1976).

FT-metódou bola datovaná vzorka zo styku ryolitu s andezitom (Husárovsô pri Rudne nad Hronom z kolekcie A. Brlaya) na vulkanickom skle $12,3 \pm 1,0$ (I. Repčok 1975) a na biotite $12,1 \pm 1,1$ mil. rokov (I. Repčok 1976). Tieto údaje sú v zhode s predpokladaným vekom.

Alkalický bazaltový vulkanizmus predstavuje produkty finálnej aktivity, charakterizované tvorbou malých struskových kónusov s lávovými prúdmi (pri Novej Bani). Ďalej sem patria neky pri Banskej Štiavnici (Kalvária, Kysihýbel) a relikty lávových prúdov v Bacúrovskej doline. Alkalické bazalty boli považované za pliocénne až kvartérne (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Na panónsky vek bazaltov v Bacúrovskej doline nepriamo poukazuje datovanie andezitu FT-metódou na biotite $7,1 \pm 0,7$ mil. rokov z Ostrej Lúky z kolekcie J. Forgáča (I. Repčok 1976), kde blízke bazalty mohli spôsobiť omladenie.

Na štvrtohorný vek bazaltov pri Pitelovej upozorňuje nepriamo I. Repčok (1976) datovaním biotitu v perlitickom ryolite na biotite na $0,67 \pm 0,05$ mil. rokov (omladenie spôsobené tepelným vplyvom skrytých bazaltov).

Prvé priame datovania bazaltovitých hornín sa dostávajú na verejnosť v súčasnosti.

J. Kantor—V. Wiegerová (v tlači) udávajú pre bazanitoidy z okolia Banskej Štiavnice vek okolo 7,5 mil. rokov (Ar/K).

K. Balogh—A. Mihaliková—D. Vass (v tlači) datujú Ar/K-metódou na celých horninách: nefelinický bazanit od Kysihýbla na $6,77 \pm 0,48$ a alkalický olivinický bazalt z Banskej Štiavnice $7,29 \pm 0,4$ mil. rokov. Izochrónny vek udávajú o niečo vyšší (nepresahuje 8,1 mil. rokov — vrchný panón).

Kremnické vrchy

Pri predkladaní výsledkov FT-datovania z hornín Kremnických vrchov sa budeme pridrižovať členenia na formácie a komplexy podľa J. Lexu (V. Konečný—J. Lexa 1979, E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979):

Komplex extrúzií amfibolicko-hyperstenických andezitov ± granát

Je považovaný za spodnobádenský, nebol doposiaľ priamo rádiometricky datovaný.

Kordícka formácia

Predstavuje súvrstvie epiklastických vulkanických zlepcov, pieskovcov, prachovcov a ílovcov s hojným nevulkanickým materiálom. V spodnej časti prechádza do

súvrstvia pieskovcov a ílovcov bez vulkanického materiálu. Na základe preplavených foriem je toto súvrstvie zaraďované do spodného oligocénu, egeru, resp. spodného miocénu (J. Knésl et al. 1973 in E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Analýza dobre zachovaných a bohatých peľových spoločenstiev získaných u ílovcových plôch vrchnej časti formácie pri Kordíkoch a z vrtu LX-5 východne od Kremnice jednoznačne poukazuje na spodnobádenský vek kordíckej formácie, čo potvrdzuje aj R. Lehotayová (in E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

I. Repčok (1978) datoval FT-metódou vzorku L-72/1 z kolekcie J. Lexu z odkryvu v záreze cesty 1 km južne od Kordík, valún amfibolicko-hyperstenického andezitu zo súvrstvia tufitických pieskovcov a zlepcov na amfibole $16,2 \pm 0,6$ a biotite $16,2 \pm 0,5$ mil. rokov. Tieto údaje sú v zhode s predpokladaným i biostratigrafickým doloženým spodnobádenským vekom kordíckej formácie.

Formácia Zlatej Studne

Tvorí ju rozsiahle reliktu stratovulkánu pyroxenických andezitov, v strednej časti pohoria reprezentované efuzívno-intruzívnym komplexom, inde typickým strato-vulkanickým komplexom. Priame biostratigrafické a rádiometrické údaje nie sú k dispozícii. Formáciu Zlatej Studne zaraďuje J. Lexa do vrchného bádenu.

Turčocká formácia

Predstavuje spodnú časť výplne kremnickej priekopovej prepadliny. Leží na denu-dovanom povrchu formácie Zlatej Studne; prekrýva ju efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Kremnického štítu a tvorí ju pestrá asociácia leukokrátnych pyroxenických a bazaltoidných andezitov a ich autochtónnych a rede-ponovaných pyroklastík. Na základe palinologických údajov z vrtovej LX-5 a LX-10 je turčocká formácia považovaná za spodnosarmatskú (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Rádiometrické údaje zatiaľ chýbajú.

Formácia kremnického štítu

Tvorí ju efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov vo vrchnej časti výplne kremnickej priekopovej prepadliny. Prekrýva turčockú formáciu a prerážajú ju biotiticko-amfibolické andezity krahuľskej formácie, ktorá je považovaná za spodnosarmatskú; z toho vyplýva pre formáciu Kremnického štítu spodnosarmatský vek (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Z hornín formácie Kremnického štítu boli z kolekcie J. Lexu FT-metódou datované tieto vzorky (I. Repčok 1980):

vz. LX-5/197,0 pyroxenický andezit s amfibolom zo spodných lávových prúdov formácie kremnického štítu:

amfibol $15,9 \pm 0,6$ mil. rokov,

z vrtu LX-5 (z hĺbky 197,0), 4 km sv. od Kremnice;

vz. LX-5/105,0 amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom zo spodných lávových prúdov formácie Kremnického štítu;

amfibol $15,8 \pm 0,3$,
biotit $15,7 \pm 0,3$ mil. rokov,
z vrtnu LX/5 (z hĺbky 105,0 m), 4 km sv. od Kremnice;
vz. L-72/156 doskovitý amfibolicko-pyroxenický andezit z lávového prúdu formácie kremnického štítu:
biotit $15,6 \pm 0,4$ mil. rokov,
bralá v doline Ihráčskeho potoka, 2 km sv. od Ihráča, sz. od kóty 1012,5 (Horný Chom);
vz. L-72/425 pórovitý pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom, z najvrchnejšieho lávového prúdu formácie Kremnického štítu:
biotit $15,1 \pm 0,4$ mil. rokov,
zo skalného hrebeňa 1,7 km od Krahuľ.

Tieto údaje sú v rozpore s vyššie spomenutým zaradením formácie Kremnického štítu do spodného sarmatu. V zmysle škály D. Vassa (1978) zodpovedajú vyššej časti spodného bádenu. Na tomto mieste znova poznamenávame, že palinologické údaje sú odrazom klimatických zmien, ktoré nevyplývajú len z veku, ale i z vertikálnych zmien vulkanického reliéfu v strednom miocéne, na ktoré upozorňuje aj E. Planderová (1962) vo svojich skorších prácach. Na nejednoznačnosť používania flóry pre rekonštrukciu klimatických pomerov v neogéne poukazuje A. I. Anatoljeva (1979).

Krahuľská formácia

Tvoria ju extruzívne telesá biotiticko-amfibolických andezitov a podradne vulkanoklastické horniny. Extrúzie prerážajú cez horniny formácie Kremnického štítu spodnosarmatského veku, pokrývajú ich len produkty ryolitového vulkanizmu vrchnosarmatského až panónskeho veku (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Horniny tejto formácie (z kolekcie J. Lexu) boli FT-metódou nedávno datované takto (I. Repčok 1976, 1978):

Pyroxenicko-biotiticko-amfibolický andezit z lokality Horný Chom na amfibole $16,1 \pm 1,4$ a biotite $11,9 \pm 1,1$ mil. rokov (omladený blízkymi vladšími ryolitmi).

Amfibolicko-biotitický andezit (KRL-55) z extrúzie 1 km severne od Krahuľ na amfibole $15,5 \pm 1,0$ a biotite $15,4 \pm 0,5$ mil. rokov.

Amfibolicko-biotitický andezit (L-72/431) z okrajovej časti tej istej extrúzie 1 km východne od Krahuľ, na amfibole $16,0 \pm 0,6$ a biotite $15,8 \pm 0,2$ mil. rokov.

Dajka amfibolicko-biotitického andezitu až dacitu, 1 km východne od Kremnického štítu na amfibole $15,7 \pm 0,5$ mil. rokov (L-72/21). Z tej istej vzorky datoval I. Repčok (1980) FT-metódou biotit $15,2 \pm 0,5$ mil. rokov.

Tieto FT-datovania (vrchná časť spodného bádenu) sa nezhodujú so spodnosarmatským vekom krahuľskej formácie, predpokladaným na základe palinologicky doloženého spodnosarmatského veku turčockej formácie, ktorá leží v jej podloží i v podloží formácie Kremnického štítu, a na základe palinologického zaradenia nadložnej formácie Medvedej doliny do vrchnej časti spodného sarmatu. K vyriešeniu tohoto problému prispeje rádiometrické datovanie hornín formácie Zlatej Studne, turčockej formácie, formácie Rematy a sielnickej formácie.

Formácia Rematy

Tvoria ju relikty stratovulkánu pyroxenických andezitov v západnej časti pohoria ; je považovaná za sarmatskú (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Formácia Medvedej doliny

Tvoria ju relikty stratovulkánu pyroxenických andezitov v severnej časti pohoria. E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) udávajú Ar/K-datovanie jedného z lávových prúdov tejto formácie $14,5 \pm 1,0$ mil. rokov, ale na základe bohatej mikroflóry z bazálneho súvrstvia pod Flochovou ju zaraďujú do vrchnej časti spodného sarmatu.

Z tejto formácie datoval I. Repčok (1980) FT-metódou jednu vzorku z kolekcie J. Lexu:

vz. A-50 hyperstenicko-amfibolicky andezit (najmladší z lávových prúdov formácie Medvedej doliny):

ambibol $14,5 \pm 0,3$,

biotit $14,5 \pm 0,4$ mil. rokov,

kameňolom 1,5 km v. od Hornej Štubne, pri kóte 783,3.

Tieto nové FT-údaje, ako aj vyššie spomenuté Ar/K-datovanie, poukazujú na nezhodu s palinologickým zaradením formácie Medvedej doliny.

Sielnická formácia

Tvorí ju komplex lávových prúdov, pyroklastických prúdov, svetlých epiklastík amfibolicko-pyroxenických andezitov s vysokým obsahom pemzy a vulkanicko-sedimentárnych hornín predpokladaného stredno- až vrchnosarmatského veku (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Toto zaradenie sa opiera o zistenie, že sielnická formácia leží v údolí Železnej Breznice v nadloží spodnosarmatského vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia overeného vrtom FŽB-1 (J. Forgáč 1972). Zaradenie sielnickej formácie na základe veku vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia z vrtu FŽB-1 je otázne, nakoľko vek tohoto súvrstvia nie je jednoznačne preukázaný.

Ryolitový komplex

Tvoria ho extrúzie, dajky, prúdy a vulkanoklastické horniny ryodacitového a ryolitového zloženia, vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku, ktorý je doložený palinologicky a Ar/K-datovaním ryolitu od Starej Kremničky na $10,7 \pm 0,3$ mil. rokov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Turovská formácia

Predstavuje súvrstvie autochtónnych a redeponovaných pyroklastík tmavých afani-

tických andezitov v jv. časti pohoria, je považovaná za panónsku (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Formácia Vlčieho vrchu

Tvoria ju reliktu malého stratovulkánu bazaltovitých andezitov (v s. časti pohoria) strednopanónskeho veku, je doložená Ar/K-datovaním jedného z lávových prúdov formácie $9,1 \pm 0,4$ mil. rokov. (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Z tejto formácie datoval autor FT-metódou (I Repčok 1978) vzorku z lávového prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu z najvrchnejšej časti lávového prúdu, východne od Turčoka na západnom svahu Vlčieho vrchu (z kolekcie J. Lexu). Na amfibole bol zistený vek $15,8 \pm 0,8$ mil. rokov. Tento údaj zatiaľ nevieme interpretovať, bude treba urobiť ďalšie datovanie.

Komplex afanitických bazaltovitých andezitov

Predstavujú ho prieniky, dajky, kupy a lávové prúdy vrchnopanónskeho až pontského veku (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Javorie

Z oblasti Javoria boli FT-metódou datované (z kolekcie A. Mihalikovej a V. Konečného) vzorky z intruzívneho telesa typu diorit-porfýr až monzonodiorit z vrtu KON-1, lokalita Banisko, 2 km jz. od Kalinky (V. Konečný—A. Mihaliková 1977). Intrúzia preniká do hornín hyaloklastitovej formácie Blýskavica a do intruzívno-extruzívnych hornín formácie Rohy, čo znamená, že je mladšia než vyššia časť spodného bádenu (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Výsledky datovania hornín formácie Rohy udávame v nasledujúcej časti o Poľane.

I. Repčok (1978) datoval FT-metódou biotit z monzonodioritu na $13,2 \pm 0,8$ mil. rokov (KON-1, hĺbka 1676,8 m), čo interpretoval ako pravdepodobný vek premeny.

Novšie (I. Repčok 1980) boli FT-metódou datované ďalšie vzorky z monzonodioritov vrtu KON-1:

hĺbka 1648,0 m — biotit $14,3 \pm 1,5$

hĺbka 1656,0 m — biotit $14,7 \pm 0,6$

hĺbka 1720,8 m — biotit $14,5 \pm 0,4$

hĺbka 1818,5 m — biotit $13,6 \pm 1,4$ mil. rokov.

Z týchto údajov a z pozorovaní spontánných stôp delenia uránu v jednotlivých lupienkoch biotitov usudzujeme, že ide o vek premeny, alebo vek novotvorených biotitov. V tabuľke 1 môžeme vidieť i pár lupienkov s vyšším vekom, na základe ktorých predpokladáme vek monzonodioritu na cca 15,5 mil. rokov. Výsledky datovania monzonodioritov vrtu KON-1 sú graficky zobrazené v tabuľke 3.

Pokusy datovať amfiboly z týchto hornín metódou FT boli, vzhľadom na veľké premeny a deštrukciu hornín, neúspešné.

I. Husenica (in. L. Dublan et al. 1979) zaradil vulkanizmus Poľany do II. ryolitovej a III. andezitovej fázy v zmysle M. Kuthana. M. Kuthan et al. (1963) a M. Pulec (1966 in G. P. Bagdasarjan et al. 1977) zaradili stratovulkanický komplex Poľany do bádenu až sarmatu. V. Konečný a L. Dublan (tamtiež) na základe Ar/K-datovaní a na základe palinologických, petrografických a geologických evidencií kládli vulkanický komplex Poľany do nadložia produktov pohoria Javoria; to znamenalo, že sa stratovulkanický komplex Poľany utváral pravdepodobne vo vrchnom sarmate až panóne. Predpoklad, že stratovulkanický komplex Poľany leží na stratovulkanickom komplexe pohoria Javoria, posunul paleomagnetickú sukcesiu polarít lávových prúdov najmladšieho efúzívneho komplexu Poľany až na 7,5 mil. rokov (O. Orlický 1976 in L. Dublan et al. 1979). I. Repčok (1978 a 1981 v tlači) FT-datovaním niekoľkých vzoriek andezitov patriacich k formácii Rohy prispel k zmene názoru na časové postavenie stratovulkanických komplexov pohoria Javoria a Poľany. Nové zistenia o Ar/K-datovanom prúde ($11,1 \pm 0,4$ mil. rokov) oproti údajom v práci G. P. Bagdasarjana et al. (1977), že sa prúd nenachádza v podloží extrúzií formácie Rohy, ale tvorí výplň paleo-údolia zarezaného v horninách formácie Rohy (L. Dublan et al. 1979), priviedli V. Konečného a J. Lexu (1979) k názoru, že stratovulkán Poľany sa utváral prinajmenej v strednom alebo v spodnom sarmate. Otáznym ostáva priestorové zaradenie formácie Rohy, ktorá teraz patrí do vyššej časti spodného bádenu: E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) zaraďujú formáciu Rohy do vulkanickej stavby pohoria Javoria; podľa L. Dublana (in. V. Konečný—J. Lexa 1979) formácia Rohy spája štruktúry Javorina a Poľany do jedného vulkanicko-štruktúrneho celku.

Pri predkladaní výsledkov FT-datovania komplexu Poľany (tabuľka 1 a 3) budeme vychádzať z posledného členenia podľa L. Dublana (et al. 1979):

Formácia Rohy

Buduje ju komplex intruzívno-extruzívnych telies andezitov. E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) zaraďujú na základe FT-datovania (I. Repčok 1978) extrúzie formácie Rohy do vyššej časti spodného bádenu: extrúzia amfibolického andezitu, 500 m vvj. od kóty Rohy, východne od Zvolenskej Slatiny — amfibol $16,6 \pm 0,3$ (vz. 27); amfibolický andezit (\pm pyroxén) z extrúzie 700 m ssz. od kóty 586,3 (Šiagiho kopa), 6 km ssz. od Detvy — amfibol $15,5 \pm 1,0$ (vz. 177); amfibolicko-pyroxenický andezit z extrúzie 800 m jjv. od kóty 596,6 (Perina), sz. od Detvy — amfibol $15,9 \pm 0,8$ mil. rokov (vz. 39). Vo vzorke 39 datoval Ft-metódou I. Repčok (1980) biotit $15,45 \pm 0,4$ mil. rokov.

Ďalšie dve FT-datovania: amfibolicko-pyroxenický andezit, 1 km zzs. od kóty 656,8 (Rohy) — amfibol $15,6 \pm 0,8$ (vz. 388) a amfibolický andezit \pm pyroxén, 1 km j. od kóty Rohy — amfibol $15,4 \pm 0,9$ mil. rokov (I. Repčok 1978, 1981 v tlači; vz. 396) boli V. Konečným a J. Lexom (1979) priradené k hyaloklastitovej formácii Blýskavica pohoria Javorie, ktorá bola Ar/K-datovaná na $15,6 \pm 0,6$ mil. rokov.

Pokusy datovať ďalšie dve vzorky z formácie Rohy z vrtu D-4 boli neúspešné vzhľadom na veľkú hustotu spontánnych stôp a intenzívne premeny týchto hornín (I. Repčok 1980).

Formácia Šútovka

Vyčlenil ju L. Dublan (et al. 1979) — spojil komplex Lvoze a komplex Kurienec. Formácia Šútovky leží v nadloží formácie Rohov a v podloží strelnickej formácie. Podlozie strelnickej formácie vo vrte D-1 (1,5 km vj. od Detvy) zaradené palinologicky (E. Planderová 1975 in L. Dublan et al. 1979) do spodného sarmatu považuje L. Dublan (ústne oznámenie) za ekvivalentné formácii Šútovka. I. Repčok (1980) datoval z vrtu D-1 FT-metódou horniny podložia strelnickej formácie (z kolekcie I. Dublana):

hĺbka 140,2 m — fragment pyroxenicko-amfibolického andezitu z pyroklastického prúdu:

amfibol $13,7 \pm 0,3$,

hĺbka 154,6 m — fragment hyperstenicko-amfibolického andezitu z epiklastického pieskovca:

amfibol $13,7 \pm 0,3$,

hĺbka 197,3 m — fragment pyroxenicko-amfibolického andezitu z pemzovo-populového tufu:

amfibol $13,6 \pm 0,4$,

biotit $13,6 \pm 0,3$ mil. rokov.

Datovanie podložných hornín strelnickej formácie FT-metódou posúva palinologicky doložený spodnosarmatský vek do vrchnej časti vrchného bádenu.

Strelnícka formácia

Člení sa na (L. Dublan et al. 1979):

1. explozívny komplex Bečov:

a) pyroklastické horniny a tufy,

b) epiklastické horniny;

2. efuzívno-extruzívno-vulkanicko-sedimentárny komplex Bobrovo budovaný extrúziami ryodacitov, lávovými prúdmi, vulkanicko-sedimentárnymi horninami a pravdepodobne i niekoľkými intrúziami ryodacitových porfýrov.

Z hornín strelnickej formácie datoval FT-metódou I. Repčok (1980) niekoľko vzoriek z kolekcie L. Dublana:

vz. D-1/6,0—12,0 m — fragment biotitického plagioklasového ryodacitu z epiklastických hornín komplexu Bečov:

biotit $12,9 \pm 0,3$,

vrt D-1, 1,5 km vj. od Detvy;

vz. D-18/144,0 m — biotitický plagioklasový ryodacit komplexu Bobrovo, z úlomkovitého lávového prúdu:

biotit $12,9 \pm 0,3$,

vrt D-18, 1 km sz. od osady Kyslinky;

vz. D-18/193,2 m — fragment biotitického plagioklasového ryodacitu z bazálnej časti lávového prúdu:

biotit $13,1 \pm 0,3$;

vz. 813 sklovitý biotitický plagioklasový ryodacit z lávového prúdu:

biotit $13,0 \pm 0,3$,

sz. od osady Kyslínky, 200 m sz. od kóty 827,3;

vz. 130 sklovitý, biotitický plagioklasový ryodacitový tuf:

biotit $12,9 \pm$ mil. rokov,

z opusteného kameňolomu pri okraji obce Strelníky.

Vyššie spomenuté FT-datovania hornín strelníckej formácie spresňujú jej zaradenie do spodného sarmatu.

L. Dublan (et al. 1979) opisuje prienik dajky biotitického plagioklasového ryodacitu formáciou Šutovka. Túto dajku FT-metódou datoval I. Repčok (1978 a 1981 v tlači) na biotite na $13,7 \pm 0,6$ mil. rokov (zo zárezu cesty na Kyslínky, sz. od Šutovky) a L. Dublan (l. c.) ju zaradil do strelníckej formácie (vz. 510).

Do strelníckej formácie sa zaraďuje i ďalšia dajka (L. Dublan et al. 1979), ktorú datoval I. Repčok (1980):

vz. 515 — dajka ryodacitu:

biotit $13,2 \pm 0,3$ mil. rokov,

zo zárezu cesty 1,6 km j. od kóty Mičiná, 1,5 km z. od kóty Poľana.

Do komplexu Bobrovo (strelnícka formácia) zaradil L. Dublan (l. c.) tri malé telesá rôzneho petrografického zloženia, ktoré prerážajú komplex Dudáš (v poslednom členení L. Dublana stratigraficky bližšie nezaradený). Z týchto telies I. Repčok (1980) FT-metódou datoval jednu vzorku z kolekcie L. Dublana:

vz. 537 — dajka amfibolicko-hyperstenicko-biotitického kemitého andezitu:

amfibol $12,9 \pm 0,3$,

biotit $12,8 \pm 0,3$ mil. rokov,

Horná Zálomská, 500 m sv. od kóty 970,3.

Na základe tohto datovania možno intruzívne prieniky cez komplex Dudáš počítať k strelníckej formácii (L. Dublan, l. c.) a bola stanovená horná veková hranica komplexu Dudáš (spodný sarmat, skôr vrchná časť vrchného bádenu vzhľadom na jeho značnú propylitizáciu).

Horniny formácie Abčiny (prevažne vulkanoklastické) a formácie Veľkej Detvy (prevažne produkty efuzívneho vulkanizmu a intrúzie dioritov) neboli doposiaľ FT-metódou datované. Dioritová intrúzia v centrálnej časti Poľany bola Ar/K-metódou datovaná na $13,2 \pm 0,4$ mil. rokov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Neovulkanity severovýchodne od Rimavskej Soboty

Vulkanickým komplexom v tejto oblasti sa čiastočne zaoberal M. Maheľ (1953 in J. Mello et al. 1976); zistil v ňom reliktu aglomerátov a tufov. M. Marková—M. Vaňová (1954) rozlišujú v rámci vulkanického komplexu tufy, tufity, aglomeráty a jedno teleso andezitu. M. Kuthan (in O. Fusán et al. 1962) rozlišuje

pyroklastická pyroxenických andezitov v tufitovom, prechodnom a tufovom vývoji. Čiastočne sa zaoberá ich genézou, paleogeografiou a zdrojom vulkanického materiálu. Zaraďuje tento komplex na základe analógie do svojej II. andezitovej fázy bádenského veku, napriek údajom F. Němejca (in O Fusán et al. 1962) o flóre sarmatského veku v bazálnom súvrství pri Vyšnej Pokoradzi. Sarmatský vek flóry potvrdzuje V. Sitár (ústne oznámenie in J. Mello et al. 1976).

J. Lexa (in J. Mello et al. 1976) na základe príbuznosti litológie vulkanického komplexu a petrografie andezitov s bádenským vulkanizmom južného a stredného Slovenska necháva túto otázku otvorenú a zaraďuje tento vulkanický komplex do obdobia bádén—sarmat.

I. Repčok (1980) datoval FT-metódou dve vzorky z tohoto komplexu z kolekcie J. Lexu:

vz. KML-24 — valún amfibolicko-pyroxenického andezitu z hrubých epiklastických vulkanických zlepcov:

amfibol $16,4 \pm 0,6$ mil. rokov,

z plošného odkryvu na z. svahu kóty 384,7, 1 km ssv. od Višňového;

vz. KML-3b — fragment pyroxenického andezitu s amfibolom z pyroklastického prúdu:

amfibol $16,2 \pm 0,8$ mil. rokov,

odkryv 1,5 km jz. od obce Chvalová.

FT-datovania umožňujú zaradiť tento vulkanický komplex do spodného bádenu, čo nie je v zhode s vyššie doloženým sarmatským vekom určeným na základe makroflóry.

Börzsönyi (severné Maďarsko)

Na požiadanie J. Lexu (pre ujasnenie vývojového modelu vulkanizmu) bola FT-metódou datovaná dajka pyroxenicko-amfibolického andezitu, ktorá preráža najmladší stratovulkanický komplex pohoria Börzsönyi. Existujú totiž rozpory medzi Ar/K-datovaním a stratografiou tohoto komplexu: proces utvárania börzsönského paleovulkánu podľa biostratigrafických údajov totiž nepresahoval 1—2 mil. rokov (časť zóny NN 5), podľa paleomagnetických údajov trval 0,5 až 0,7 mil. rokov, ale podľa Ar/K-datovaní 8 mil. rokov (Z. Balla—L. Korpaš—J. Congradi 1977). Títo autori na základe štatistického spracovania 35 Ar/K-datovaní a na základe biostratigrafických a paleomagnetických údajov došli k záveru, že korelačnú schému vnútrokarpatských vulkánov možno úspešne vypracovať len pri súčasnej a masovej aplikácii troch nezávislých metód: biostratigrafickej, rádiologickej (štatistickou analýzou) a geologickej. Vyššie spomenutú dajku podľa J. Lexu (písomné oznámenie) datoval K. Balogh Ar/K-metódou na 16,0 mil. rokov (na celej hornine). Vzorka z tejto dajky, ktorú nám poskytol J. Lexa, pochádza zo západného okraja erozívnej kaldery —z vrcholovej časti hrebeňa.

FT-metódou bol datovaný (I. Repčok 1980):

amfibol $16,2 \pm 0,2$ mil. rokov.

Na tomto mieste spomenieme FT-datovanie amfibolického andezitu z bloku zlepcov odkrytých v lome pri ceste z Kamenice nad Hronom do Salky — na

amfibole $15,7 \pm 1,4$ mil. rokov (I. Repčok 1976). Vzorka patrí do vulkanicko-de-tritického komplexu Kováčovských kopcov (možnosť paralelizácie s vulkanitmi pohoria Börzsönyi) zakrytého morskými slieňmi spodnobádenského veku s polohami morskej fauny; Ar/K-metódou ju datoval G. P. Bagdasarjan na $15,2 \pm 1,2$ mil. rokov (D. Vass 1978).

Cerová vrchovina

Alkalické bazalty sa vyskytujú na území Slovenska ako rozsiahlejšie relikty v Cerovej vrchovine, ďalej na sz. okraji Lučenskej kotliny a menej v oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

J. Kantor—V. Wiegerová (v tlači) udávajú pre tieto horniny z okolia Banskej Štiavnice, Podrečian a Maškovej Ar/K-metódou zistený vek blízky hodnote 7,5 mil. rokov a z okolia Fiľakova (Bulhary) 2,5 mil. rokov.

K. Balogh—A. Mihaliková—D. Vass (v tlači) v rámci alkalickej série vyčleňujú: alkalické bazalty, alkalicko-olivínové bazalty a bazanity; a predkladajú Ar/K-datovania (na celých horninách, v mil. r):

Brehy	nefelinický bazanit	$0,53 \pm 0,16$
Fiľakovo	nefelinický bazanit	$2,30 \pm 0,47$
Bulhary	nefelinický bazanit	$2,19 \pm 0,16$
Ragáč	alk.-olivínický bazalt	$1,39 \pm 0,12$
Veľké Dravce	nefelinický bazanit	$1,90 \pm 0,3$
Hajnačka	nefelinický bazanit	$2,58 \pm 0,22$
Mášková	alkalický bazalt	$4,90 \pm 0,24$
Podrečany	alk.-olivínický bazalt	$6,44 \pm 0,27$
Kysihýbel	nefelinický bazanit	$6,77 \pm 0,48$
B. Štiavnica	alk.-olivínický bazalt	$7,29 \pm 0,4$

Okrem vyššie spomenutých vekov udávajú títo autori izochrónny vek, ktorý je vo väčšine prípadov nižší, len pri vzorkách z Hajnačky, Kysihýbla a Banskej Štiavnice trochu vyšší.

Z hornín Cerovej vrchoviny boli FT-metódou datované dve vzorky z kolekcie D. Vassa (I. Repčok 1980):

Hajnačka

Skalná stena na západnej strane hradného kopca predstavuje diatrému, ktorá preráža sedimenty egeru (V. Konečný—J. Lexa 1976 in K. Balogh—E. Mihaliková—D. Vass, l.c.). Brekciovitú výplň diatrémy prerážajú viaceré dajky bazanitu, ktoré obsahujú úlomky kremeňa z okolitých sedimentov a úlomky kryštálických hornín podložia. Vek jednej z dajok je podľa Ar/K-datovania $2,58 \pm 0,22$ mil. rokov. Tento vek je vyšší než vek iných bazanitov datovaných Ar/K-metódou v tejto oblasti. Autori hľadajú vysvetlenie v kontaminácii fragmentmi starších hornín.

FT-metódou bol bazanit z Hajnačky datovaný takto:
amfibol $7,5 \pm 0,3$ mil. rokov.

Tento údaj sa rozchádza s vyššie spomenutým Ar/K-datovaním, preto si všimneme poznámky o veku bazanitov v širšom okolí Fiľakova a fauny z Hajnačky (O. Fejfar 1964 in K. Balogh et al., l.c.): „Kosti cicavcov v okolí Hajnačky sa nachádzajú v pieskovochoch, tufitických pieskovochoch a lapilových bazaltových tufoch. Táto fauna bola pôvodne zaradená do spodného pleistocénu, resp. do spodného villafranchu. V súčasnosti je radená do zóny MN 16, čo je najmladšia neogénna zóna v chronológii na základe cicavcov. Vulkanické horniny, v ktorých sa nachádzajú kosti cicavcov neboli radiometricky datované. Laterálne vzťahy k najbližšie ležiacim Ar/K-datovaným bazaltom (Ragáč, Hajnačka) sa nedajú sledovať, pretože boli úplne rozrušené mladšími procesmi sklzavania“.

Na tomto mieste sa zmienime o poznatku V. Konečného (ústne oznámenie), že stupeň deštrukcie reliktov bazaltovitých hornín nie je na všetkých lokalitách rovnaký. Napríklad na lokalite Ragáč je nižší než pri Hajnačke a Šuriciach. Podľa V. Konečného je stupeň deštrukcie vulkanického aparátu pri Hajnačke podobný ako na Kalvárii pri Banskej Štiavnici, kde bol Ar/K-metódou zistený vek okolo 7,5 mil. rokov (J. Kantor—V. Viegerová, v tlači).

Šurice

Z tejto lokality bola FT-metódou datovaná dajka bazanitu, ktorá preráža diatrému budujúcu Soví vrch, na
amfibole $7,8 \pm 0,3$ mil. rokov.

FT-údaje z Hajnačky a Šuríc nás vedú k záveru, že v oblasti Cerovej vrchoviny sa okrem vrchnopliocénnych a spodnopleistocénnych vyskytujú aj bazaltovité horniny vrchnopanónskeho veku.

Záver

V článku sú zhrnuté všetky doterajšie (staršie i najnovšie) datovania hornín stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track), včítane andezitu z Börzsönyi (severné Maďarsko), andezitov sv. od Rimavskej Soboty a bazaltovitých hornín Cerovej vrchoviny. Spolu je to 115 datovaní (amfibolitov, biotitov a vulkanických skiel), ktoré vznikli z približne 600 datovaní minerálnych jedincov (tabuľka 1, 2 a 3). Výsledky FT-datovaní sú porovnávané so stratigrafiou stredoslovenských neovulkanitov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979), ktorá sa opiera hlavne o palinologické údaje, a niektoré Ar/K- a FT-datovania tiež s časovou škálou neogénu D. Vassa (1978). Na mapke je znázornená lokalizácia odberu vzoriek hornín pre datovanie FT-metódou. V závere zhrnieme výsledky FT-datovania podľa jednotlivých pohorí.

Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec

Z produktov spodnej vulkanickej stavby — 1. etapa — bolo FT-metódou datovaných sedem vzoriek s výsledkom 15,9 až 16,6 mil. rokov. Tento údaj korešponduje s predpokladaným i biostratigraficky doloženým spodno- až vrchnobádenským vekom 1. etapy vývoja štiavnického vulkanického aparátu (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979), no vrchná hranica by nemala prekročiť stredný bádén.

2. etapa vývoja (formácia Červenej studne) je doložená datovaním andezitu z lávového prúdu na báze výplne štiavnickej kaldery — $15,6 \pm 0,5$ mil. rokov, čo posúva predpokladaný i palinologicky doložený vrchnobádenský až spodnosarmatský vek do vrchnej časti spodného bádenu. Tento vek bude podľa názoru autora v budúcnosti doložený ďalšími datovaniami.

Doterajšie Ar/K-datovania intruzívneho komplexu dioritov-granodioritov jednoznačne dokazujú jeho miocénny vek, ale ich veľký rozptyl (na celých horninách) 10,5 až 19,5 mil. rokov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979, J. Štohl 1976) neumožňuje presnejšiu stratifikáciu. Doterajšie štyri FT-datovania — 17,0 až 17,2 mil. rokov — poskytujú nádej na presnejšiu stratifikáciu, ale vzhľadom na zložitý proces stabilizácie granitoidných hornín treba urobiť viac rádiometrických analýz na jednotlivých mineráloch. Vyššie spomenuté výsledky datovania granitoidných hornín FT-metódou potvrdzujú výsledky FT-datovania mladších granodioritových až dioritových porfýrov z vrtnu R-4 (Zlatno) — 16,4 až 16,9 mil. rokov.

3. etapa vývoja štiavnického vulkanického aparátu je FT-datovaniami doložená takto: Studenecká formácia — 19 údajov od 15,0 do 16,0 mil. rokov, ktoré posúvajú jej vek z predpokladaného a palinologicky doloženého vrchného bádenu až spodného sarmatu do vrchnej časti spodného bádenu. Z týchto údajov môžeme usudzovať, že palinologicky doložený vek studeneckej formácie nie je jej reálnym vekom, ale len odrazom klimatických zmien. Tieto klimatické zmeny spôsobovala väčšia nadmorská výška založenia medzihorských jazerných panvičiek a blízke horské reliéfy (s chladnomilnejšou flórou). Na základe FT-údajov možno k studeneckej formácii priradiť i ryolity od Hliníka a severne od Novej Bane (štyri údaje od 13,8 do 14,7 mil. rokov) — „hlinícky“ typ v zmysle J. Lexu (1969). FT-datovania hornín studeneckej formácie sú v zhode s jej ojedinelými Ar/K-datovaniami (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

4. etapa vývoja štiavnického vulkanického aparátu je FT-datovaniami doložená takto: Formácia Počúvadlo — pemzový tuf $15,0 \pm 0,7$ mil. rokov, v zhode s Ar/K-datovaním $15,0 \pm 0,5$ mil. rokov. Tieto údaje sú v rozpore s palinologicky doloženým spodnosarmatským vekom hrabičovskej panvičky, ktorá je vekovo paralelizovaná s formáciou Počúvadlo (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) a sarmatským vekom: močiarskej panvičky (J. Seneš 1979). Komplex lávových prúdov typu Sitno bol doložený prvými FT-údajmi $14,5 \pm 0,3$ a $14,4 \pm 0,3$ mil. rokov, čo posúva ich palinologicky doložený vek — vrchná časť spodného sarmatu (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) do strednej časti vrchného bádenu. Desiat nových datovaní FT-metódou na ignimbritoch formácie Drastvica s hodnotou $13,3 \pm 0,5$ mil. rokov je v zhode s biostratigraficky doloženým vekom

nadložných sedimentov spodného sarmatu (E. Brestenská 1970 in K. Karolus—E. Karolusová 1978, K. Karolus et al. 1977, K. Karolus—M. Vaňová 1973). Skoršie datovania ignimbritov z Obýc boli neinterpretovateľné (I. Repčok 1976); od Drastvice a Vavrišovej boli tepelne omladené blízkymi rhyolitmi (I. Repčok 1980b, 1978).

5. etapa — rhyolitový vulkanizmus zaradovaný E. Planderovou—V. Konečným—J. Lexom (1979) do vrchného sarmatu až panónu je doložený FT-datovaním: vek rhyolitu od Rudna nad Hronom na vulkanickom skle $12,3 \pm 1,0$ (I. Repčok 1975) a na biotite $12,1 \pm 1,1$ mil. rokov (I. Repčok 1976). Tieto údaje sú v zhode s predpokladaným vekom.

Kremnické vrchy

Vek kordíckej formácie je doložený FT-datovaním valúnu andezitu z vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia pri Kordíkoch na amfibole $16,2 \pm 0,6$ a na biotite $16,2 \pm 0,5$ mil. rokov (I. Repčok 1978), čo je v zhode s novšie doloženým spodnobádenským vekom tejto formácie (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Amfibolicko-pyroxenické andezity formácie Kremnického štítu, ktoré ležia na palinologicky doloženej spodnosarmatskej turčockej formácii a sú považované za spodnosarmatské (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979), boli FT-metódou datované na 15,1 až 15,9 mil. rokov (5 datovaní). Tieto údaje posúvajú vek hornín formácie Kremnického štítu do strednej časti spodného bádenu (podľa škály D. Vassa 1978), čo je v rozpore so spodnosarmatským vekom predpokladaným na základe palinologických údajov.

Biotiticko-amfibolické andezity krahufskej formácie, ktoré prerážajú v podobe extrúzií horniny formácie Kremnického štítu, sú považované tiež za spodnosarmatské (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Sedem FT-datovaní na 15,2 až 16,1 mil. rokov hovorí za ich spodnobádenský vek, čo je v rozpore s predpokladaným spodnosarmatským vekom. Veková blízkosť hornín formácie Kremnického štítu a krahufskej formácie bola FT-datovaním dokázaná.

Z formácie Medvedej doliny, zaradenej bez ohľadu na Ar/K-datovanie ($14,5 \pm 1,0$ mil. rokov) na základe bohatej mikroflóry z bazálneho súvrstvia tejto formácie pod Flochovou do vrchnej časti spodného sarmatu (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979), bol FT-metódou datovaný hyperstenicko-amfibolický andezit (Horná Štubňa) na amfibole $14,5 \pm 0,3$ a na biotite $14,5 \pm 0,4$ mil. rokov. Tu sa znova stretávame s rozdielom medzi palinologickým a rádiometrickým (Ar/K- i FT-) datovaním.

Pre komplexnejšie zhodnotenie FT-datovaní, ako i celkového časového zaradenia jednotlivých formácií Kremnických vrchov, chýbajú rádiometrické datovania podložného komplexu amfibolicko-hyperstenických andezitov, hornín formácie Zlatej Studne, turčockej formácie, formácie Rematy, sielnickej a turowskej formácie, ktoré bude treba čo najskôr urobiť.

Javorie

Vo vrte KON-1 pri Kalinke bol FT-metódou datovaný monzonodiorit z hĺbky 1648,0 až 1810,5 m na biotite od 13,2 do 14,7 mil. rokov (5 datovaní). V tomto prípade ide o vek premeny, alebo vek novotvoreného biotitu.

Poľana

Doterajšie FT-datovania 15,4 až 16,6 mil. rokov (I. Repčok 1978, 1981 v tlači), ktoré zaraďujú formáciu Rohy do spodného bádenu, boli doplnené údajom $15,45 \pm 0,4$ mil. rokov (I. Repčok 1980). FT-metódou datované andezity východne od Zvolenskej Slatiny: vzorka 388 — $15,6 \pm 0,8$ a vzorka 396 — $15,4 \pm 0,9$ mil. rokov (I. Repčok 1978, 1981 v tlači) priradil V. Konečný—J. Lexa (1979) k hyaloklastitovej formácii Blýskavica pohoria Javorie, ktorá bola Ar/K-datovaná na $15,6 \pm 0,6$ mil. rokov.

Podložie strelnickej formácie zachytené vo vrte D-1 (pri Detve) doložené palinologicky ako spodnosarmatské (E. Planderová in G. P. Bagdasarjan et al. 1977) bolo Ft-metódou datované na 13,6—13,7 mil. rokov, čo zodpovedá vrchnej časti vrchného bádenu (I. Repčok 1980) podľa škály D. Vassa (1978).

Horniny zaraďované L. Dublanom et al. (1979) do strelnickej formácie boli datované na 12,8 až 13,2 mil. rokov (I. Repčok 1980), čo zodpovedá spodnému sarmatu.

Neovulkanity severovýchodne od Rimavskej Soboty

Z tejto oblasti boli datované dve vzorky: valún andezitu od Višňového na amfibole $16,4 \pm 0,6$ a fragment andezitu z pyroklastického prúdu na Chvalovej na amfibole $16,2 \pm 0,8$ mil. rokov (spodný bádenu), čo je v rozpore s nálezmi spodnosarmatskej flóry (F. Němejc, V. Sitár in J. Mello et al. 1976).

Börzsönyi (severné Maďarsko)

FT-datovanie dajky pyroxenicko-amfibolického andezitu zo západného okraja erozívnej kaldery potvrdilo na amfibole jej spodnobádenský vek $16,2 \pm 0,2$ mil. rokov (I. Repčok 1980).

Cerová vrchovina

FT-datovanie dajky nefelinického bazanitu, ktorá preráža diatrému pri Hajnačke, prinieslo údaj $7,5 \pm 0,3$ (na amfibole) a dajky bazanitu od Šuríc $7,8 \pm 0,3$ mil. rokov (na amfibole), čo je v rozpore s Ar/K-datovaním (K. Balogh—A. Mihaliko-

vá—D. Vass (v tlači) a vyžaduje dôsledne preveriť bazanitu na spomenutých lokalitách a ich vzťah k ostatným bazanitom a bazaltom Cerovej vrchoviny, ako aj k faune z Hajnačky.

Autor záverom ďakuje RNDr. A. Mihalikovej, RNDr. K. Karolusovi, CSc., RNDr. J. Lexovi, CSc., RNDr. V. Konečnému, CSc., pg. L. Dublanovi, pg. A. Brlayovi a RNDr. J. Forgáčovi, CSc., za hmotný a dokumentačný materiál, ako aj za ochotu k mnohým diskusiám. Autor ďalej ďakuje RNDr. Ing. J. Kantorovi, CSc., za umožnenie rozpracovania FT-metódy, O. Hložkovej za separácie a prípravu preparátov, A. Maderovej za zhotovenie grafických príloh a pracovníkom reaktorového laboratória Ústavu jadrového výskumu v Řeži za ožiarenie vzoriek, Ing. P. Pitrmannovi za stanovenie integrálnej dávky tepelných neutrónov.

Do tlače odporučil J. Forgáč.

Literatúra

- ANATOLJEVA, A. I. 1979: Metod aktualizma v geologii (na primere izučeniya krasnocvetnykh terrigenykh otloženij). V knihe: „Metodologičeskije i filosofskije problemy geologii“. Novosibirsk, Izdatel'stvo „Nauka“, 255—276.
- BAGDASARJAN, G. P.—DUBLAN, L.—KONEČNÝ, V.—PLANDEROVÁ, E. 1977: Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany. Geol. Práce, Správy, 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—145.
- BALLA, Z.—KORPAŠ, L.—ČONGRADI, J. 1977: Istorija formirovanija i vozrast Běrženskovo i Dunazugskovo paleovulkanov. Acta geol. Acad. Sc. Hung., 21, Budapest, 399—407.
- BALOGH, K.—MIHALIKOVÁ, A.—VASS, D. (in press): Radiometric dating of basalts in southern and central Slovakia. Západné Karpaty, sér. geológia 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—126.
- DUBLAN, L. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Poľana. Geofond, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1972: Záverečná správa z vrtu FŽB-1, lokalita: Železná Breznica, Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1962: Vysvetlivky k listu Rimavská Sobota, 1 : 200 000. Geofond, Bratislava.
- KANTOR, J.—WIEGEROVÁ, V. (v tlači): Radiometrické veky niektorých bazaltov Slovenska podľa $^{40}\text{A}/^{40}\text{K}$ metódy. Geol. Zbor. Geologica carpath., SAV, Bratislava.
- KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E. 1978: Petrológia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Pohronskom Inovci. Západné Karpaty, sér. mineralógia petrografia, geochémia, metalogenéza 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—178.
- 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. et al. 1977: Vysvetlivky k neovulkanicko-geologickej mape 1 : 50 000 (Kozárovce, Levice, Bátovce, Blhovec). Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). Mineralia slov., 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 177—196.
- KONEČNÝ, V. 1971: Evolutionary Stages of the Banská Štiavnica Caldera and its Postvolcanic Structures. Bull. Volcan., 35, 1, Napoli, 95—116.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—MIHALIKOVÁ, A. 1977: Štruktúrny vrt KON-1. Geofond, Bratislava.
- KRÁL, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath., 28, 2, Bratislava, 269—276.
- KRÁL, J. 1979: Stopy po štiepení uránu — aplikácie a možnosti. Mineralia slov., 11, 2, Bratislava, 159—166.
- LEXA, J. 1969: Dva typy ryolitov v stredoslovenských neovulkanitoch. Mineralia slov., 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 220—227.
- MARKOVÁ, M.—VAŇOVÁ, M. 1954: Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Chvalovej. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 86—88.

- MELLO, J. et al. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR. List M-35-125-A-d (Kameňany). Geofond, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1962: Poznámky k vývoju flóry a ku klimatickým zmenám v neogéne na Slovensku. Geol. Práce, Zošit, 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—156.
- PLANDEROVÁ, E.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Stratigrafia neovulkanitov stredného Slovenska. Geofond, Bratislava.
- PRICE, P. B.—WALKER, R. M. 1963: Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. J. Geophys. Res., 68, 16, Richmond, Va., 4847—4862.
- REPČOK, I. 1971: Stupeň undulózneho zhášania kremeňa niektorých granitoidov Západných Karpát. Geol. Práce, Správy, 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—171.
- REPČOK, I. 1975: Príprava metodík na datovanie mladých formácií a zisťovanie termálnej histórie geologických objektov podľa stôp po spontánnom delení uránu. Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1976: Fission track metóda, aplikácie na mladé procesy a formácie (I. etapa). Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—196.
- REPČOK, I. 1978a: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission track“ (II. etapa). Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1978b: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Správy, 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—76.
- REPČOK, I. 1980a: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou fission track (III. etapa). Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1980b: Nové údaje o veku hornín Štiavnických vrchov získané metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Správy, 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava,
- REPČOK, I. 1981 (v tlači): O stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany (diskusia). Geol. Práce, Správy, 00, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 00—00.
- ROZLOŽNÍK, L. 1969: Nové poznatky o štruktúre banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Mineralia slov., 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 167—176.
- SENEŠ, J. 1979: Géochronologie des stratotypes des étages du Miocène inférieure et moyen de la Paratethys centrale utilisables pour la corrélation globale. Geol. Zbor. Geológica carpath. 30, 1, SAV, Bratislava, 99—108.
- ŠTOHL, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—40.
- VASS, D. 1978: World neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976). Geol. Práce, Správy, 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197-236.
- WAGNER, G. A. 1972: Spalt-Spuren-Alter von Mineralen und natürlichen Gläsern: eine Übersicht. Fortschr. Mineral., 49, Stuttgart, 114—145.

Ivan Repčok

Dating of some Central-Slovakian neovolcanic rocks by the fission track method

Summary of the Slovak text

Dating by the fission track method resulted in 57 new data about the age of some Central-Slovakian neovolcanic rocks. The article is a summary of all the existing results of dating of the Central-Slovakian neovolcanic rocks by the fission track method as well as data on andesite from the Börzsönyi Mountains (North Hungary), andesites from Rimavská Sobota and basaltoid rocks of the Cerová vrchovina Mts. The

results of FT dating are compared with stratigraphical data on the Central-Slovakian neovolcanic rocks (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) based mostly on palynology and on the results of Ar/K and FT datings, and also with the Neogene time scale (D. Vass (1978)). The results are arranged according to the mountain ranges respectively.

The Štiavnické vrchy hills and the Pohronský Inovec Mts.

Among the products of the lower volcanic structure (1st stage) 7 samples were dated by FT method to 15,9—16,6 m.y. which is in accordance with presumed and biostratigraphically documented Lower to Upper Badenian age of the 1st stage of the development of the Štiavnica volcanic apparatus (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) so that the upper boundary should not overpass the Middle Badenian.

The 2nd stage of the development (the Červená Studňa Formation) is documented by the FT dating of andesite from a lava flow on the base of filling of the Štiavnica caldera. The andesite is dated to $15,6 \pm 0,5$ m.y. and so the presumable and palynologically documented Upper Badenian to Lower Sarmatian age is shifted to the upper part of the Lower Badenian.

The existing results of the Ar/K dating of the intrusive complex of diorite—granodiorites prove unambiguously its Miocene age but their great dispersion (dating of whole rocks) between 10,5 and 19,5 m.y. (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979, J. Štohl 1976) prevents a more accurate stratification. The existing four FT datings 17,0 to 17,2 m.y. are indicative of more accurate stratification but more radiometrical analyses on the individuals minerals will be inevitable because of the intricate stabilization process of granitoid rocks. The above mentioned results of FT dating of granitoid rocks are confirmed by the results of FT dating of younger granodiorite to diorite porphyries from the borehole R-4 (Zlatno) to 16,4—16,9 m.y.

The 3rd stage of the development of the Štiavnica volcanic apparatus is documented by FT dating of the Studenec Formation to 15,0—16,00 m.y. (19 datings) and the presumable and palynologically proved Upper Badenian to the Lower Sarmatian age of the Formation is shifted to the upper part of the Lower Badenian. So the palynologically documented age of the Studenec Formation is not its actual age but only a reflection of climatic changes. The climatic changes were caused by higher position of lake basins above sea level and by the close mountain relief (with frigophilous flora). On the basis of the FT data also rhyolites from Hliník and north of Nová Baňa (13,8—14,7 m.y., 4 datings) — the so called „Hliník type“ according to J. Lexa (1969) may be ranged to the Studenec Formation. The FT datings of rocks of the Studenec Formation are in accordance with some Ar/K datings (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

The 4th stage of the development of the Štiavnica volcanic apparatus is dated by FT method as follows: pumiceous tuff of the Počúvadlo Formation $15,0 \pm 0,7$ m.y. in accordance with Ar/K dating $15,0 \pm 0,5$ m.y. These data are contradictory to the palynologically documented Lower Sarmatian age of the Hrabčiov basin parallelized to the Počúvadlo Formation (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) and to the Sarmatian age of the Močiar basin (J. Seneš 1979). A complex of lava flows of the Sitno type was documented by the first FT data $14,5 \pm 0,3$ and $14,4 \pm 0,3$ m.y. and their palynologically proved age — upper part of the Lower Sarmatian (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) is shifted to the middle part of the Upper Badenian. Ten new datings of ignimbrites of the Drastvica Formation to $13,3 \pm 0,5$ m.y. by the FT method are in accordance with the biostratigraphically proved Lower Sarmatian age of the overlying sediments (E. Brestenská in K. Karolus—E. Karolusová 1978, K. Karolus—M. Vaňová 1973, K. Karolus et al. 1977). Earlier datings of ignimbrites from Obyce were uninterpretable (I. Repčok 1976) and those from Drastvica and Vavrišová were rejuvenated by the close rhyolites (I. Repčok 1978, 1980a).

The 5th stage — rhyolite — rhyolite volcanism, ranged by E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) to the Upper Sarmatian — Pannonian is documented by rhyolite from Rudno nad Hronom on volcanic glass dated to $12,3 \pm 1,0$ m.y. (I. Repčok 1975) and on biotite to $12,1 \pm 1,1$ m.y. (I. Repčok 1978) by FT method. These data agree with the ages presumed.

The Kremnické vrchy hills

The age of the Kordíky Formation is documented by an andesite pebble from volcanosedimentary beds near Kordíky dated on hornblende to $16,2 \pm 0,6$ m.y. and on biotite to $16,2 \pm 0,5$ m.y. (I. Repčok 1978)

by FT method. These data are in accordance with the newer data on the Lower Badenian age of this formation (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979).

Hornblende—pyroxenic andesites from the formation of the Kremnický štít (peak) resting on palynologically dated Lower Sarmatian Turčok Formation and regarded as Lower Sarmatian (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) were dated to 15,1—15,9 m.y. (5 datings) by FT method. The age of rocks of the Kremnický štít (peak) is then shifted to the middle part of the Lower Badenian (according to D. Vass's 1978 time scale) which is contradictory to the Lower Sarmatian age presumed on the basis of palynological data.

Biotite—hornblende andesites of the Krahule Formation, extruding in the Kremnický štít (peak) Formation rocks are also referred to as Lower Sarmatian (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). This is contradictory to 7 dating by FT method, proving their Lower Badenian age: 15,2—16,1 m.y. The relationship of rocks of the Kremnický štít (peak) and Krahule Formations was proved by FT dating.

The Medvedia dolina (valley) Formation was ranged — without respect of Ar/K dating ($14,5 \pm 1,0$ m.y.) — to the upper part of the Lower Sarmatian (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979) according to plentiful microflora from the basal beds of the Formation below Flochová. Andesite from this formation was, however, dated by FT method on hornblende to $14,5 \pm 0,3$ m.y. and on biotite to $14,5 \pm 0,4$ m.y. So there is a difference again between the palynological and radiometrical (Ar/K and FT) ages.

The complex valuation of datings and of the general chronological ranging of the individual formations of the Kremnické Vrchy (hills) is not possible without radiometrical dating of the basement complex of hornblende — hypersthene andesites, of the rocks of the Zlatá Studňa Formation, the Turčok Formation, the Remata, Sielnica and the Turovce Formations. The datings should be made as soon as possible.

The Javorie Mts.

From borehole KON-1 near Kalinka monsonodiorite from the depths of 1648—1810,5 m was dated by FT method on biotite to 13,2 to 14,7 m.y. (5 datings). In this case it is the age of metamorphism or the age of newly formed biotite.

Poľana

The result of former dating by FT method — 15,4 to 16,6 m.y. (I. Repčok 1978, 1981 in print) ranging the Rohy Formation to the Lower Badenian are now completed by the datum $15,45 \pm 0,4$ m.y. Andesites dated by FT method (samples 388, 396) to 15,6 and 15,4 m.y. were ranged by V. Konečný—J. Lexa (1979) to the hyaloclastite Blýskavica Formation in the Javorie Mts. (dated by Ar/K to $15,6 \pm 0,6$ m.y.).

Basement of the Strelníky Formation reached by the borehole D-1 (near Detva, palynologically dated to Lower Sarmatian (E. Planderová in G. P. Bagdasarjan et al. 1977) was dated to 13,6—13,7 m.y. by FT method. This is the upper part of the Upper Badenian (I. Repčok 1980) in D. Vass's (1978) time scale.

Rocks ranged by L. Dublan (et al. 1979) to the Strelníky Formation were dated by FT method to 12,8—13,2 m.y.

Neovolcanic rocks NE of Rimavská Sobota

Two samples were dated: an andesite pebble and an andesite fragment to 16,4 a 16,2 m.y. which is contradictory to the finds of Lower Sarmatian flora (F. Němejic and V. Sitár in J. Mello et al. 1976).

Börzsönyi (North Hungary)

FT dating of a dyke of pyroxene—hornblende andesite on hornblende from the western periphery of erosive caldera proved its Lower Badenian age: $16,2 \pm 0,2$ m.y. (I. Repčok 1980).

The Cerová vrchovina Mts.

FT dating of a dyke of nepheline basanite, penetrating a diatreme near Hajnačka resulted in $7,5 \pm 0,3$ —m.y. (on hornblende) and of a basanite dyke at Šurice — $7,8 \pm 0,3$ m.y. (on hornblende). This is contradictory to Ar/K dating (K. Balogh—A. Miháliková—D. Vass in print) and so it is necessary to examine basanites on these localities as well as their relation to other basanites and basalts of the Cerová vrchovina Mts. and to fauna from Hajnačka.

Translation: E. Jassingerová.

Иван Репчок

Датирование некоторых центральнословацких неовулканитов методом «треки деления» (“fission track”)

Резюме

В результате применения метода треков деления (в дальнейшем сокращенно ТД) для определения возраста некоторых центральнословацких неовулканитов получено 57 новых данных. В предлагаемой статье приводятся все проведенные до настоящего времени датирования центральнословацких неовулканитов методом ТД, а также андезитов гор Бёржён (северная Венгрия), андезитов области Римавской Соботы и базальтоидных пород Церовой возвышенности. Результаты датирования методом ТД сопоставляются со стратиграфическими данными (Е. Пландерова—В. Конечный—Я. Лекса 1979), основанными главным образом на палинологических исследованиях, на некоторых определениях методами Ar/K и ТД, а также со шкалой неогена (Д. Ваш 1978). Результаты излагаются для каждой горной области по-отдельности.

Штиавницкие горы и Погронский Иновец

Возраст 7 образцов нижнего вулканического сооружения (1-й этап), определенный методом ТД, выражается в пределах от 15,9 до 16,6 млн. лет. Эти данные соответствуют предполагаемому и биостратиграфически доказанному ниже-верхнебаденскому возрасту 1-го этапа развития штиавницкого вулканического аппарата (Е. Пландерова—В. Конечный—Я. Лекса 1979, причем верхняя граница была бы не выше среднего бадена.

2-й этап развития (формация Червена Студня) установлен датированием методом ТД возраста андезита лавового потока в основании выполнения штиавницкой кальдеры в $15,6 \pm 0,5$ млн. лет. Из этого следует, что 2-й этап не развивался в верхнем бадене—нижнем сармате, как это предполагалось на основании палинологических исследований, а в верхней части нижнего бадена.

Все произведенные до настоящего времени определения возраста интрузивного комплекса диорит-гранодиоритов методом Ar/K однозначно доказывают, что он миоценовый, но вследствие широких пределов (датировались породы в целом) — от 10,5 до 19,5 млн. лет — (Е. Пландерова—В. Конечный—Я. Лекса 1979, Я. Штол 1976) более точную стратификацию установить нельзя. Данные произведенных до настоящего времени четырех определений методом ТД выражаются числами в 17,0—17,2 млн. лет, и можно надеяться, что удастся более точно установить стратификацию. Следует, однако, иметь в виду, что придется произвести несколько радиометрических анализов отдельных минералов, так как стабилизация гранитоидных пород — процесс сложный. Приведенные выше результаты датирования гранитоидных пород методом ТД подтверждаются результатами, полученными этим же методом, для молодых гранодиоритовых и диоритовых порфиров буровой скважины R-4 (Златно): 16,4—16,9 млн. лет.

3-й этап развития штиавницкого вулканического аппарата установлен методом ТД: возраст Студенешкой формации, определенный 19 данными, равняется 15,0—16,0 млн. лет. Следовательно эту формацию нужно отнести не к верхнему бадену—нижнему сармату, как это предполагалось на

основании палинологических исследований, а к верхней части нижнего бадена. Из этого можно заключить, что палинологические данные свидетельствуют не о реальном возрасте Студенечкой формации, а об изменениях климата, которые произошли в результате образования межгорных озерных бассейнов на более значительной высоте н.у.м., вблизи горного рельефа (холодолюбивая фауна). На основании данных, полученных методом ТД, к Студенечкой формации можно отнести риолиты Глиника и района к северу от Новой Бани (4 определения: от 13,8 до 14,7 млн. лет) — «глинистый тип» Я. Лексы (1969). Наше определение возраста горных пород Студенечкой формации соответствует единичным определениям методом Аг/К (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979).

4-й этап развития штиавницкого вулканического аппарата представляется следующим по данным метода ТД: формация Почувадло пемзовый туф $15,0 \pm 0,7$ млн. лет, что соответствует определению методом Аг/К: $15,0 \pm 0,5$ млн. лет. Эти данные противоречат палинологическим, по которым Грабичовский бассейн нижнесарматский — по возрасту его параллелизует с формацией Почувадло (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979), — а возраст Мочиарского бассейна — сарматский (Я. Сенеш 1979). По первым определениям методом ТД возраст комплекса лавовых потоков типа Ситно равняется $14,5 \pm 0,3$ и $14,4 \pm 0,3$ млн. лет, следовательно он соответствует не верхней части нижнего сармата по палинологическим определениям (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979), а средней части верхнего бадена. Согласно 10-ти новым датированиям методом ТД возраст игнимбритов формации Драствица $13,3 \pm 0,5$ млн. лет, что соответствует биостратиграфическим данным, по которым возраст осадочных отложений кровли — нижний сармат (Э. Брестенска in К. Каролус — Е. Каролусова 1978, К. Каролус — М. Ванёва 1973, К. Каролус и др. 1977). Более ранние датирования игнимбритов из Обиц (И. Репчок 1976) не могли быть интерпретированы, а игнимбриты Драствиц и Вавришовой были термически омоложены близкими риолитами (И. Репчок 1978, 1980а).

5-й этап — риолитовый вулканизм. Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса (1979) относят его в верхнему сармату-паннону. По определению методом ТД возраст вулканического стекла риолита сел. Рудно-на-Гроне равняется $12,3 \pm 1,0$ млн. лет (И. Репчок 1975), биотита $12,1 \pm 1,1$ млн. лет (И. Репчок 1976). Эти данные соответствуют предполагаемому возрасту.

Кремницкие горы

Возраст Кордицкой формации доказан датированием методом ТД андезита гальки вулcano-осадочного комплекса пункта Кордики: амфибол $16,2 \pm 0,6$, биотит $16,2 \pm 0,6$ млн. лет (И. Репчок 1978), что соответствует новейшим данным — нижнебаденскому возрасту этой формации (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979).

Амфиболо-пироксеновые андезиты формации Кремницкого штита,* залегающие на Турчоцкой формации, нижнесарматский возраст которой доказан палинологически, относили также к нижнему сармату (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979). Однако определения методом ТД дают $15,1$ – $15,9$ млн. лет (5 датирований). Следовательно породы Кремницкого штита относятся к средней части нижнего бадена (по шкале Д. Ваша 1978). Опять противоречие с палинологическими данными.

Эффузивные тела биотито-амфибиловых андезитов, которые секут породы кремницкого штита, также считаются нижнесарматскими (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979). Однако 7 датирований — $15,2$ – $16,1$ млн. лет — говорят в пользу нижнебаденского возраста. Возрастная близость пород Кремницкого штита и Крагулькой формации была доказана датированием методом ТД.

Формация Медведей долины была отнесена к верхней части нижнего сармата (Е. Пландерова — В. Конечный — Я. Лекса 1979) на основании богатой микрофлоры в базальных слоях этой формации под Флюховой, причем датирование методом Аг/К ($14,5 \pm 1,0$ млн. лет) не было принято во внимание. Возраст андезита (Горна Штубня) был определен методом ТД по амфиболу — $14,5 \pm 0,3$, и биотиту — $14,5 \pm 0,4$ млн. лет. Снова приходится отметить разницу между определениями возраста по палинологическим и радиометрическим (Аг/К и ТД) данным.

* Заповедник

Для более комплексной оценки датирования методом ТД общего положения во времени отдельных формаций Кремнических гор не хватает радиометрического определения возраста подстилающего комплекса амфиболо-гиперстеновых андезитов, пород формаций Златой Студни, Турчоцкой, Рематы, Сиельницкой и Туровской. необходимо безотлагательно восполнить этот недостаток.

Яворие

Возраст образцов монцодиоритов, извлеченных с глубины 1648,0–1810,5 м буровой скважины KON-1 близ Калинки, был определен в 13,2–14,7 млн. лет (5 датирований). В данном случае определение указывает на возраст изменения или новообразования биотита.

Поляна

По произведенным до настоящего времени определениям методом ТД возраст формации Роги равняется 15,4–16,6 млн. лет (И. Репчок 1978, 1981 в печати), и она отнесена к нижнему бадену. Дополнительное датирование дало $15,45 \pm 0,4$ млн. лет. Андезиты (образцы 388 и 396), возраст которых определен методом ТД в 15,6 и 15,4 млн. лет, отнесены В. Конечным и Я. Лексой (1979) к гиалокластической формации Блискавицы среднегорья Явория (метод Ag/K дал результаты: $15,6 \pm 0,6$ млн. лет).

Возраст основания Стрельницкой формации в буровой скважине Д-1 (близ Детвы), отнесенного к нижнему сармату по палинологическим данным (Е. Пландерова и Г. П. Багдасарьян и др. 1977), определен методом ТД в 13,6–13,7 млн. лет, что соответствует верхней части верхнего бадена (И. Репчок 1980) по шкале Д. Ваши (1978).

Возраст горных пород, относимых Л. Дубланом (и др. 1979) к Стрельницкой формации, был определен методом ТД в 12,8–13,2 млн. лет.

Неовулканы области, расположенной к СВ от Римавской Сobotы

Возраст двух образцов – гальки и обломка андезита – был определен в 16,4 и 16,2 млн. лет, что противоречит находкам нижнесарматской флоры (Ф. Немейц и В. Ситар in Я. Мелло и др. 1976).

Бёржён (северная Венгрия)

Возраст амфибола пироксеново-амфиболового андезита дайки западного края эрозионной кальдеры, определенный методом ТД, равняется $16,2 \pm 0,2$ млн. лет (И. Репчок 1980), то соответствует нижнему бадену.

Церова возвышенность

Результаты датирования методом ТД дайки нефелинового базанита, которая сечет диатрему близ Гайначки, указали на возраст в $7,5 \pm 0,3$ млн. лет (амфибола), а дайки базанита у Шуриц $7,8 \pm 0,3$ млн. лет (амфибола). Эти данные не соответствуют датированию методом Ag/K (К. Балог–А. Мигаликова–Д. Ваш – в печати). Следует пересмотреть определения возраста базанитов в упомянутых пунктах, их отношение к остальным базанитам и базальтам Церовой возвышенности, а также к фауне Гайначки.

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой

Štefan Suchý

Mineralogicko-geochemická charakteristika rumelky na ložisku Rudňany

6 tab. v texte, 1 obr. v texte, 7 fotogr. tab. (I—VII), anglické a ruské resumé

Abstract. The author deals with mineralogical-geochemical characteristic of cinnabar in the deposit Rudňany in the Spiško-gemerské rudohorie (ore mountains). Presented are the latest data on the form of cinnabar occurrence in the deposit and the results of qualitative and quantitative determinations of chemical composition of cinnabar and some of its physical properties.

Oblasť rudnianskeho rudného poľa bola predmetom štúdia celého radu autorov. Boli to predovšetkým J. H. Bernard (1961), K. Mandáková—L. Drnzíková—J. Hudáček (1971), V. Konečný (1973), J. Popreňák—P. Grecula—J. Mihalov (1973), L. Drnzíková (1973), I. Rojkovič (1977) a ďalší.

Jednou z najnovších prác zaoberajúcich sa paragenézou a sukcesiou minerálov rudnianskych žíl, je práca I. Rojkoviča (1977). Autor na základe veľmi podrobných štúdií zistil nasledovné skutočnosti:

Mineralizácia sa vyvíjala v piatich periódach dvoch etáp.

I. etapa sideritová:

1. mineralizačná perióda fuchsitová;
2. mineralizačná perióda sideritovo-barytová;

II. etapa kremeňovo-sulfidická:

3. mineralizačná perióda kremeňovo-turmalínová;
4. mineralizačná perióda sulfidická;
5. mineralizačná perióda rumelková.

Postupnosť vylučovania minerálov v jednotlivých periódach je nasledovná:

1. mineralizačná perióda fuchsitová: mastenec — rutil — magnezit — dolomit — violarit — pyrit(1) — millerit — hauchecornit — gersdorfit(1) — kobaltín(1) — galenit(1) — sfalerit(1) — fuchsit — kremeň(1);

2. mineralizačná perióda sideritovo-barytová: kremeň(2) — siderit(1) — ankerit(1) — baryt(1);

3. mineralizačná perióda kremeňovo-turmalínová: kremeň(3) — turmalín — hematit — magnetit (mušketovit);

4. mineralizačná perióda sulfidická:

a) pyrit(2) — gersdorfit(2) — kobaltín(2) — arsenopyrit;

b) chalkopyrit(2) — kremeň(4) — pyrit(3) — chalkopyrit(3) — bornit — galenit(2) — tetradrit — stibioenargit — Bi rýdzi — bizmutín (horobetsuit) — sfalerit(2) — markazit ? — chalkozín — digenit;

5. mineralizačná perióda rumelková: kremeň(5) — ankerit(2) — baryt(2) — kalcit — pyrit(4) — chalkopyrit(4) — rumelka — Hg—Fe—S minerál.

Rumelka tvorí buď samostatné žilky a impregnácie, alebo vystupuje v kremeňovo(5)-ankeritových(2) žilkách sprevádzaných barytom(2), kalcitom a sulfidmi, pyritom(4) a chalkopyritom(4). Rumelka je vzhľadom ku karbonátom mladšia. Chalkopyrit(4) s ňou tvorí žilky v pyrite (4) a tiež ju lemuje. Hg—Fe—S-minerál predstavuje reakčný lem rumelky na jej styku so spekularitom, podobne ako pyrit(4), ktorý rumelka tiež uzatvára.

Hoci rumelka nepatrí k minerálom zastúpeným na ložisku vo väčšom množstve, jednako patrí k minerálom bežným a vo väčšej-menšej miere je rozšírená na celom ložisku. Jej výskyty možno pozorovať na II. horizonte na Poráči, ale aj v úrovni XIX. horizontu v okolí jamy Mier; zriedka však tvorí väčšie koncentrácie. V minulosti sa najväčšie koncentrácie rumelky nachádzali v úrovni X. horizontu v strednej časti ložiska. Dnes sú už vyťažené. V súčasnosti najväčšie akumulácie rumelky môžeme pozorovať v úrovni XIII. horizontu v západnej časti ložiska.

Najčastejšie vystupuje rumelka v siderite, zriedkavejšie v baryte, kremeni, alebo v kremeňovo-karbonátových žilkách. Pomerne často stretávame rumelku v podobe popraškov, povlakov alebo tenkých žiliek na puklinách okoložilných hornín alebo žilnej výplne. V tejto forme ide o skrytokryštalickú rumelku tehlovočervenej farby, bez lesku, ktorá vystupuje väčšinou samostatne, bez sprievodných minerálov (tab. I, II).

V miestach väčšej koncentrácie ide vždy o kryštalickú rumelku karmínovočervenej farby, skleneného lesku. Väčšie akumulácie rumelky bývajú často v asociácii s kremeňom, barytom, spekularitom, prípadne chalkopyritom a pyritom. Rumelka preniká vhodnými štruktúrami, najmä miestami tektonicky porušenými, a tvorí akumulácie v sideritovej a sideritovo-barytovej žilnej výplni, kde vytvára žilky a agregáty zriedkavo dosahujúce veľkosť niekoľkých cm v priemere. Stáva sa tak najmä v miestach intenzívneho drvenia žilnej výplne (napr. v mieste odberu vzoriek R-365, R-378).

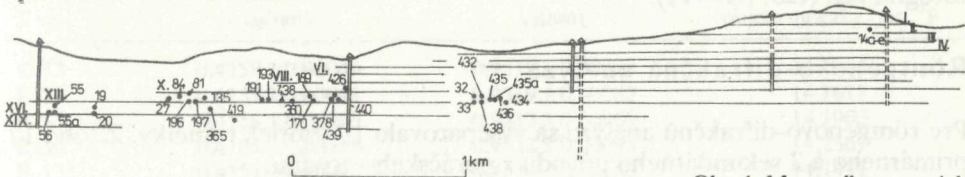
Žila je tektonicky porušená a jej jednotlivé časti sú voči sebe často posunuté. Rumelka prenikajúca týmto systémom tvorí obyčajne najväčšie akumulácie v tektonicky ohraničených vrcholových častiach týchto segmentov žily. Vyššie spomínané, v minulosti najväčšie akumulácie rumelky v úrovni X. horizontu boli práve v tejto štruktúre (L. Faith osobná informácia, 1977). Podobné pomery boli v miestach odberu vzoriek R-33, R-365, R-378, kde bola možnosť priameho pozorovania.

Pri sledovaní rumelky na ložisku sa merali smery plôch, na ktorých rumelka vystupuje. Najčastejšie bol nameraný smer SZZ—JVV (t. j. 280°—300°), zriedkavejšie SVV—JZZ (50°—70°). Treba však mať na zreteli, že v miestach intenzívnejšieho drvenia žilnej výplne, resp. okolitých hornín, vystupuje rumelka na puklinách rôzneho smeru, a tam je určenie generálneho smeru veľmi problematické.

Všade, kde sa rumelka nachádza v pomerne hojnejšom množstve, sme odobrali vzorky; mapa odberu vzoriek je zároveň náčrtom priestorového rozšírenia rumelky na žile Droždiak (obr. 1).

Pre úplnosť treba ešte spomenúť sekundárnu rumelku z najvrchnejších partií na Poráči (poráčsky gosán). Je to prášková rumelka svetločervenej farby, ktorá podľa

J. H. Bernarda (1961) vznikla rozkladom tetraedritu bohatého na Hg a vystupuje spolu s Fe- a Sb-okrami.



Obr. 1 Mapa odberu vzoriek

Výber vzoriek pre mineralogický výskum

Pre mineralogicko-geochemický výskum sa odobralo 36 vzoriek zo všetkých v súčasnosti dostupných častí žily Droždiak (obr. 1) a 6 vzoriek zo žily Zlatník.

Prevažná väčšina vzoriek sa študovala mikroskopicky, v predchádzajúcom a odrazenom svetle. Nakoľko sa rumelka v rudnianskych žilách vyskytuje len v malom množstve, iba 19 vzoriek poskytovalo materiál pre separáciu. Všetky tieto vzorky sa študovali röntgenometrickými metódami. Iba 11 vzoriek sa hodilo na kvalitatívnu spektrochemickú, kvantitatívnu chemickú analýzu a stanovenie mernej hmotnosti. Vzorky sa separovali na elektromagnetickom separátore a pod binokulárom.

Mikroskopický opis rumelky a jej vzťah kokolitým minerálom

V odrazenom svetle je rumelka sivá. V porovnaní s hematitom má hnedofialový, v porovnaní s tetraedritom modrastý odtieň. Hojné vnútorné reflexy zastierajú silné efekty anizotropie. Na miestach, kde sú tieto reflexy zriedkavejšie, možno pozorovať anizotropiu (svetlosivá—tmavosivá) a dvojodraz aj bez imerzného oleja.

Rumelka býva v žilnej výplni väčšinou rozptýlená, a to v podobe drobných nepravidelných zŕn i drobných žiliek. Agregáty sú prevažne malých rozmerov, len veľmi výnimočne do niekoľkých cm v priemere. Zrná v agregátoch sú alotriomorfné a prevažne mozaikovite usporiadané.

V siderite vytvára rumelka drobné zrná, agregáty a žilky vystupujúce hlavne pozdĺž hraníc medzi zrnami, pozdĺž štiepatelnosti a na puklinách, ale často tvorí žilky, ktoré pretínajú aj štiepatelnosť. Často preniká tými istými puklinami v siderite ako staršie minerály (napr. baryt a kremeň). Vo väčších agregátoch rumelky možno pozorovať uzatváranie kataklázovaných zŕn sideritu, kremeňa, ako i sulfidov, najmä pyritu. U rumelky pritom pozorovať časté obtekanie kataklázovaných zŕn starších minerálov a väčšinou aj ich intenzívne zatlačanie.

V staršom kremeň je rumelka buď rozptýlená, alebo ho pretína v podobe žiliek, resp. lemujúc tenšie žilky kremeňa. V kremeňovo-ankeritových žilkách je rumelka obyčajne jemne rozptýlená, pričom sa drobné zrná často sústreďujú v prúžkoch pozdĺž i medzi zrnami ankeritu. Rozmery jej zŕn v týchto prípadoch dosahujú veľkosť prevažne do 0,01 mm, zriedkavejšie 0,1 mm, pričom pozorovať ich prispôsobivosť tvaru medzier, tvaru zŕn a štiepatelnosti ankeritu, ktorý zatláča.

Vystupuje v úzkej paragenéze hlavne s pyritom, chalkopyritom, menaj tetraedritom. Tieto bývajú v rumelke často uzatvárané, resp. ich rumelka pretína vo forme žiliek. Starší pyrit, často kataklázovaný, je rumelkou uzatváraný, alebo pretínaný jej žilkami, mladší pyrit vystupuje s rumelkou v úzkej paragenéze a tvorí tiež reakčné

lemy na styku rumelky s hematitom. Niektoré typické ukážky sú zachytené na fotografiách (tab. III—VI).

Röntgenovo-difrakčná analýza

Pre röntgenovo-difrakčnú analýzu sa vyseparovalo 19 vzoriek rumelky. Z toho 17 primárneho a 2 sekundárneho pôvodu z poráčskeho gosanu.

Vzorky analyzoval M. Vondrovic na Ústave anorganickej chémie SAV na prístroji Philips, za použitia Cu antikatódy.

Z výsledkov röntgenovo-difrakčnej analýzy vyplývajú nasledovné skutočnosti:

1. namerané hodnoty sa iba veľmi málo líšia od hodnôt uvádzaných v literatúre;
2. vo všetkých prípadoch analyzovaných vzoriek ide o rumelku (cinabarit) — trigonálnu modifikáciu HgS;
3. vo vzorkách sekundárnej rumelky z poráčskeho gosanu sa na röntgenograme zistili veľmi výrazné čiary tetraedritu.

Výpočet mriežkových parametrov

Pre všetky vzorky rumelky študované röntgenovo-difrakčnou analýzou sa počítali mriežkové parametre podľa programu "Program Powder. A program for the refinement of cell dimension and for the indexing of powder photographs. Original version by O. Lindqvist and F. Wengelin (CF ARKIV FOR KEMI 28 1967/179). — Adopted for CDC 3300 in Bratislava by J. Lindgren, Gothenburg, Sweden".

Tabuľka 1 Reflexie použité pre výpočet mriežkových parametrov rumelky

H	K	L	θ — vypočítané	d — vypočítané
1	0	1	13,25850	3,36132
0	0	3	14,08966	3,16669
1	0	2	15,60389	2,86596
1	0	3	18,93321	2,37591
1	1	0	21,81071	2,07487
1	1	1	22,35226	2,02708
1	0	4	22,89629	1,98142
1	1	2	23,91873	1,90139
2	0	1	25,88878	1,76559
1	1	3	26,37162	1,73551
2	0	2	27,30264	1,68065
0	0	6	29,13584	1,58334
2	0	3	29,55612	1,56282
2	0	4	32,54576	1,43297
1	1	5	33,37724	1,40126
2	1	0	34,57876	1,35832
2	1	1	34,98141	1,34465
2	1	2	36,17745	1,30597
1	0	7	37,38608	1,26963
1	1	6	37,76698	1,25871
2	1	3	38,13731	1,24833

Tabuľka 2 Mriežkové parametre študovaných vzoriek

č. vz.	$a_0(\text{nm})$	$c_0(\text{nm})$	objem mriežky (nm^{-3})
R-32	$0,4158 \pm 0,00049$	$0,9519 \pm 0,00098$	14,1964
R-33	$0,4154 \pm 0,00041$	$0,9519 \pm 0,00082$	14,1615
R-55	$0,4158 \pm 0,00035$	$0,9513 \pm 0,00069$	14,1902
R-56	$0,4161 \pm 0,00018$	$0,9532 \pm 0,00096$	14,2367
R-125	$0,4151 \pm 0,00078$	$0,9516 \pm 0,00150$	14,1421
R-170	$0,4152 \pm 0,00066$	$0,9509 \pm 0,00130$	14,1348
R-189	$0,4154 \pm 0,00048$	$0,9509 \pm 0,00096$	14,1459
R-191	$0,4158 \pm 0,00036$	$0,9506 \pm 0,00072$	14,1776
R-196	$0,4158 \pm 0,00036$	$0,9521 \pm 0,00072$	14,1972
R-360	$0,4158 \pm 0,00022$	$0,9525 \pm 0,00045$	14,2013
R-364	$0,4158 \pm 0,00026$	$0,9516 \pm 0,00052$	14,1922
R-365	$0,4158 \pm 0,00023$	$0,9519 \pm 0,00045$	14,1976
R-378	$0,4155 \pm 0,00027$	$0,9516 \pm 0,00054$	14,1684
R-420	$0,4156 \pm 0,00037$	$0,9524 \pm 0,00074$	14,1838
R-425	$0,4157 \pm 0,00052$	$0,9518 \pm 0,00104$	14,1802
R-432	$0,4156 \pm 0,00069$	$0,9516 \pm 0,00138$	14,1715
R-436	$0,4156 \pm 0,00022$	$0,9524 \pm 0,00045$	14,1854
R-Ex-1	$0,4147 \pm 0,00075$	$0,9514 \pm 0,00150$	14,1080
R-Ex-2	$0,4153 \pm 0,00053$	$0,9511 \pm 0,00106$	14,5008

Röntgenové difrakčné záznamy boli vyhotovené za nasledovných podmienok: žiarenie: Cu, kV: 40, mA: 30, filter: Ni, posuv papiera mm/hod: 1200, rýchlosť goniometra/min: 2°, vlnová dĺžka žiarenia: 0,154498 nm.

Pre výpočet sa použilo 21 reflexií, ktoré sa uvádzajú v tab. 1.

Výsledky výpočtu mriežkových parametrov sa uvádzajú v tab. 2.

Na porovnanie uvádzam niekoľko vybraných údajov o rozmeroch mriežkových parametrov rumelky podľa rôznych autorov.

	$a_0(\text{nm})$	$b_0(\text{nm})$	$c_0(\text{nm})$
V. I. Michejev (1957)	0,4156	0,4156	0,9512
H. Strunz (1957)	0,4154	0,4154	0,9516
A. N. Winchell (1953)	0,416	0,416	0,954

Diskusia o výsledkoch röntgenometrického výskumu

Z uvedených výsledkov výpočtu mriežkových parametrov vyplývajú nasledovné skutočnosti:

1. hodnoty mriežkových parametrov u jednotlivých vzoriek v rámci študovanej skupiny sa menia iba veľmi málo vzhľadom na iba nepatrné zmeny chemického zloženia študovaných vzoriek, a to u vzoriek kryštalickej rumelky karmínovočervenej farby, ako aj vzoriek tehlovočervenej rumelky z puklín;

2. pomerne výraznejšia odchýlka sa zistila iba u vzorky R-Ex-1, sekundárnej rumelky z poráčskeho gosanu.

Chemické zloženie študovaných vzoriek

Chemické zloženie rumelky je veľmi jednoduché. Ide o minerál vo všeobecnosti veľmi čistý. Prevažná väčšina autorov, ktorí sa rumelkou zaoberajú, sa zhoduje v názore, že okrem Se a Te, ktoré môžu izomorfne nahradzovať S, sú všetky ostatné vedľajšie prvky viazané na heterogénne prímеси.

U vzoriek s dostatočným množstvom materiálu sa vykonala kvalitatívna spektrochemická a kvantitatívna chemická analýza. Analýzy vyhotovili v chemickom laboratóriu Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves.

Výsledky kvalitatívnej spektrochemickej analýzy sa uvádzajú v tab. 3. Vzorky sa analyzovali na spektrografe PGS-2 so striedavým oblúkovým generátorom ABR-3, expozícia 61 sec, štrbina 0,008 mm, elektródy Kablo Topoľčany, spektogr. dosky WU2.

Kvantitatívnu chemickú analýzu sa stanovovali prvky: Hg, S, Ag, Bi, Sb, As. Okrem toho sa atómovou absorbnou spektroskopiou stanovovalo u týchto vzoriek Cd. Výsledky analýz sa uvádzajú v tab. 4.

Tabuľka 3 Výsledky kvalitatívnej spektrochemickej analýzy

vz. č.	Ag	Al	Ba	Bi	Ca	Cr	Cu	Fe	Hg	Mg	Mn	Na	Si	Zn	Zr
R-32	2	2	2	2	2	1	2	2	5	2	2	2	2	2	2
R-33	2	2	2	1	2	1	2	2	5	2	2	2	2	2	1
R-55	2	2	2	1	3	2	2	2	5	2	1	2	2	2	1
R-56	2	2	2	1	3	1	2	2	5	2	1	2	2	2	2
R-125	2	2	2	1	2	1	2	2	5	2	2	2	2	2	1
R-196	2	2	2	1	2	1	2	2	5	2	2	2	2	2	1
R-360	1	2	1	2	2	2	2	2	5	2	—	2	2	2	2
R-365	2	2	2	1	2	1	2	2	5	2	—	2	2	2	1
R-378	2	2	1	1	2	1	2	2	5	2	—	2	2	2	1
R-420	2	2	2	2	2	1	2	2	5	2	2	2	2	2	1
R-425	2	2	1	1	2	1	2	2	5	2	—	2	2	2	1

Vysvetlivky:

5 = n %, 4 = n-0, n %, 3 = 0, n-0, 0n %, 2 = 0, 0n-0, 00n %, 1 = problematické

Tabuľka 4 Výsledky kvantitatívnej chemickej analýzy

č. vz.	Hg %	S %	Ag %	Bi %	Sb %	As %	Cd ppm
R-32	86,10	13,75	—	—	—	—	—
R-33	86,20	13,60	st	st	st	st	0,01
R-55	86,20	13,80	—	—	—	—	—
R-56	86,20	13,77	—	—	—	—	—
R-125	86,10	13,80	—	—	—	—	—
R-196	86,10	13,80	—	—	—	—	—
R-360	85,90	13,75	—	—	—	—	—
R-365	86,10	13,75	st	st	st	st	0,05
R-378	86,20	13,72	st	st	st	st	0,07
R-420	85,80	14,71	—	—	—	—	—
R-425	86,20	13,71	st	st	st	st	0,02

Diskusia o chemickom zložení študovaných vzoriek

Výsledky chemických analýz poukazujú na to, že ide o minerál veľmi čistý, s veľmi nízkou variabilitou chemického zloženia. Dá sa predpokladať, že všetky zistené vedľajšie prvky sa viažu na submikroskopické heterogénne prímеси. Na základe mikroskopických, chemických a ďalších štúdií možno približne predpokladať, na ktoré heterogenity sa jednotlivé prvky viažu. Prakticky všetky zistené vedľajšie prvky sú v množstvách, ktoré nepresahujú 0,0n%.

Fe — jeho hlavná časť je viazaná na inklúzie sideritu v rumelke. Časť sa môže viazať na spekularit, pyrit a chalkopyrit, ktoré sa často vyskytujú v asociácii s rumelkou.

Mg — jeho pôvod v rumelke je pravdepodobne z inklúzií ankeritu; časť môže byť viazaná na inklúzie sideritu, resp. silikátov.

Ba — celý jeho obsah je viazaný na uzavreniny barytu.

Cu — jej pôvod môžeme hľadať v chalkopyrite a tetraedrite, ktoré s rumelkou často asociujú.

Ca — pochádza z uzavrenín kalcitu a ankeritu.

Si — je viazaný jednak na kremeň, často sa vyskytujúci v asociácii s rumelkou, jednak na inklúzie silikátov.

Al — pochádza z horninotvorných minerálov.

Mn — jeho pôvod možno hľadať v siderite, v ktorom môže nahradzovať Fe.

Z ďalších prvkov sa vo vzorkách zistili:

Ag, Bi, Sb, Sn, Cd — najpravdepodobnejšie sú viazané na inklúzie sulfidov, prevažne chalkopyritu a tetraedritu. Okrem toho Bi môže byť v rýdzej forme a vo vlastných mineráloch.

As — sa viaže na arzenopyrit.

Cr, Ni, Ti — pochádzajú pravdepodobne z chróm-spinelidov, resp. ich časť z hematitu a magnetitu.

B — pochádza predovšetkým z turmalínu.

Na, V — sú viazané na inklúzie horninotvorných minerálov.

Röntgenová mikroanalýza

Osem vybraných vzoriek sa analyzovalo na röntgenovom mikroanalyzátore JEOL X-5A.

Štúdium sa zameralo na sledovanie vzťahu rumelky k ostatným minerálom, s ktorými je v styku, a tiež na sledovanie prímеси v jednotlivých vzorkách zistených spektrochemickou analýzou. Zvláštna pozornosť sa venovala Ag a Cd, nakoľko je u nich predpoklad možného izomorfného nahradzovania s Hg.

V žiadnej z analyzovaných vzoriek nebol v rámci dôkazuschopnosti prístroja zistený z prvkov určených spektrochemickou analýzou ani jeden homogénne distribuovaný v rumelke (okrem hlavných zložiek Hg, S).

Na fotografiách (tab. VII) sú snímky distribúcie prvkov Hg, S, Ag, Fe a líniový záznam Ag v jednej zo sledovaných vzoriek. Pokiaľ ide o líniový záznam pri

prechode z pyritu do rumelky, stúpnutie početnosti impulzov zapríčinila pravdepodobne rozdielna výška pozadia v rôznom prostredí, a nie izomorfný obsah Ag v rumelke.

Stanovenie tvrdosti (VHN₂₀)

Na vybraných vzorkách sa merala tvrdosť (VHN₂₀) pomocou prístroja PMT-3. Podmienky merania: zväčšenie 487×, závažie 20 g, odaretovanie 20 s, expozícia 10 s. Výsledná hodnota predstavuje priemer 10 meraní.

Merané vzorky rumelky vykazovali výraznú anizotropiu tvrdosti, ktorá sa prejavila deformáciou štvorcovej stopy indentora na kosoštvorcovú.

Maximálna anizotropia tvrdosti na jednom odtlačku dosiahla hodnotu VHN₂₀ = 423,65 – 956,16 MPa.

Minimálna anizotropia tvrdosti na jednom odtlačku dosiahla hodnotu VHN₂₀ = 718,83 – 743,34 MPa.

Tieto hodnoty sú porovnateľné s hodnotami, ktoré nameral M. Háber (1971) na rovnakom prístroji pri závaží 15 g:

VHN₁₅min. = 232,42 – 388,34 MPa

VHN₁₅max. = 376,58 – 990,47 MPa

Výsledky meraní sú uvedené v tab. 5.

Tabuľka 5 Výsledky merania tvrdosti (VHN₂₀)

č. vz.	VHN min. (MPa)	VHN max. (MPa)
R-33	425,61	943,40
R-55	273,61	334,41
R-125	513,38	686,41
R-196	317,25	520,73
R-378	355,00	725,69
R-420	675,68	918,88
R-425	680,58	743,34
∅	462,87	697,25

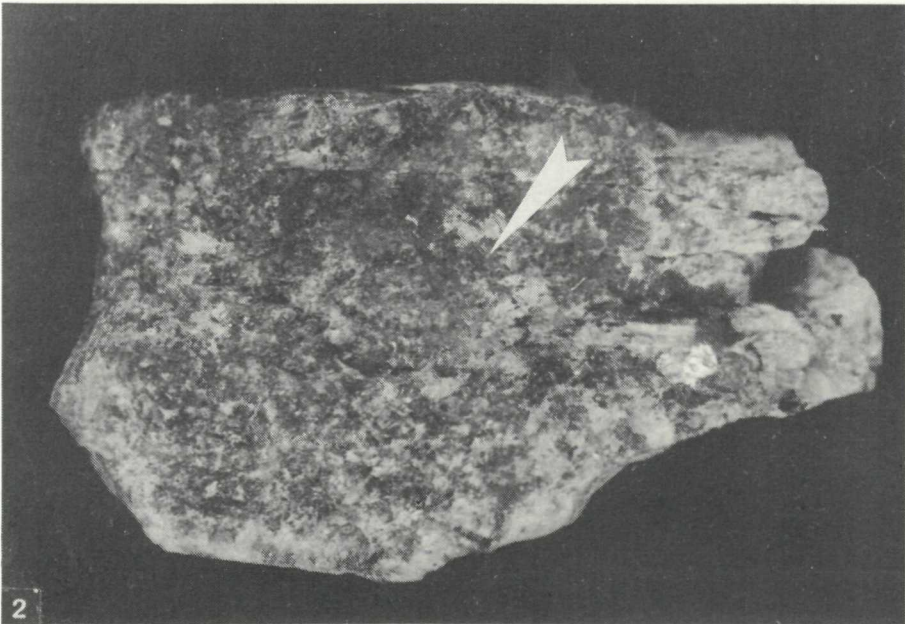
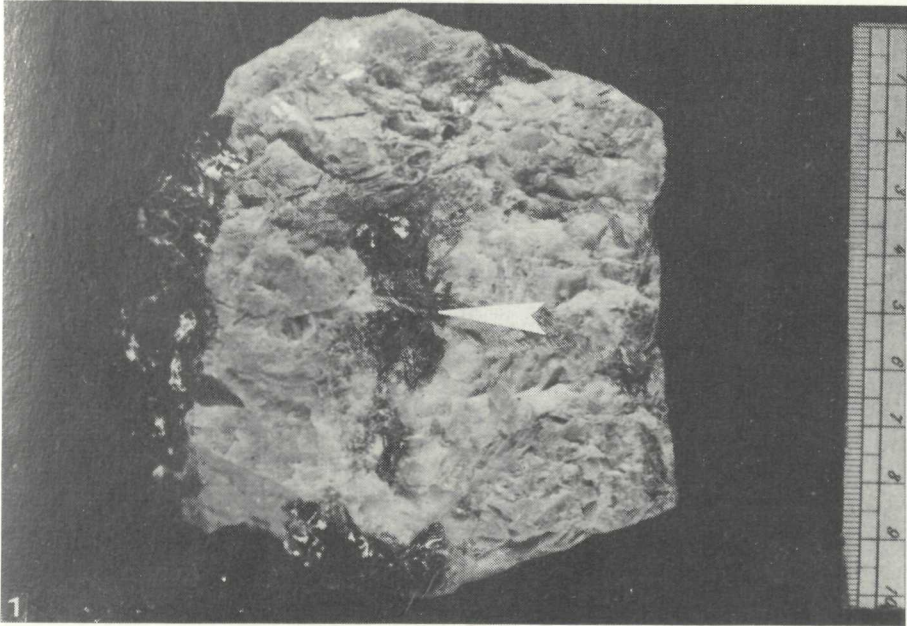
VHN₂₀ min. = 280,47 – 718,83 MPa

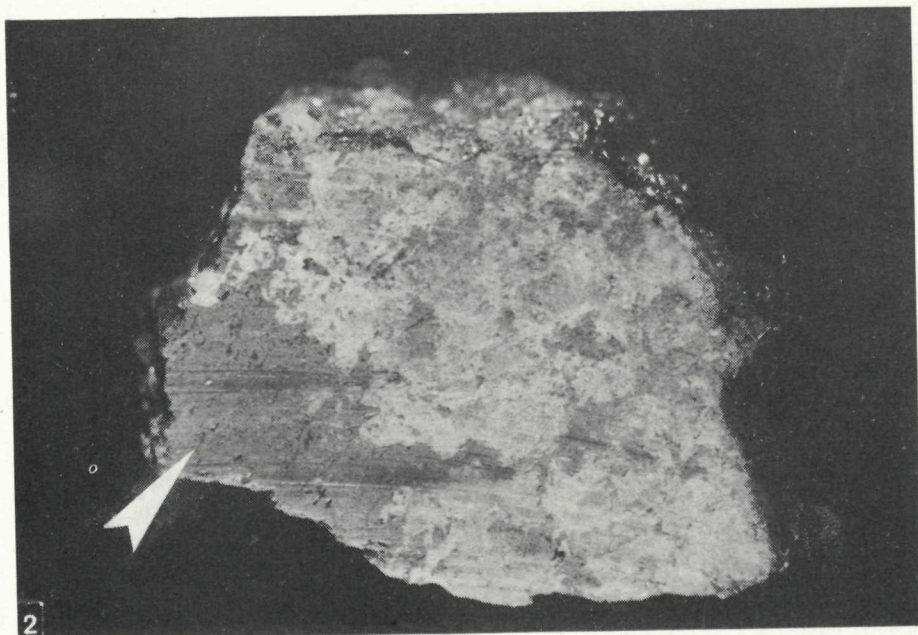
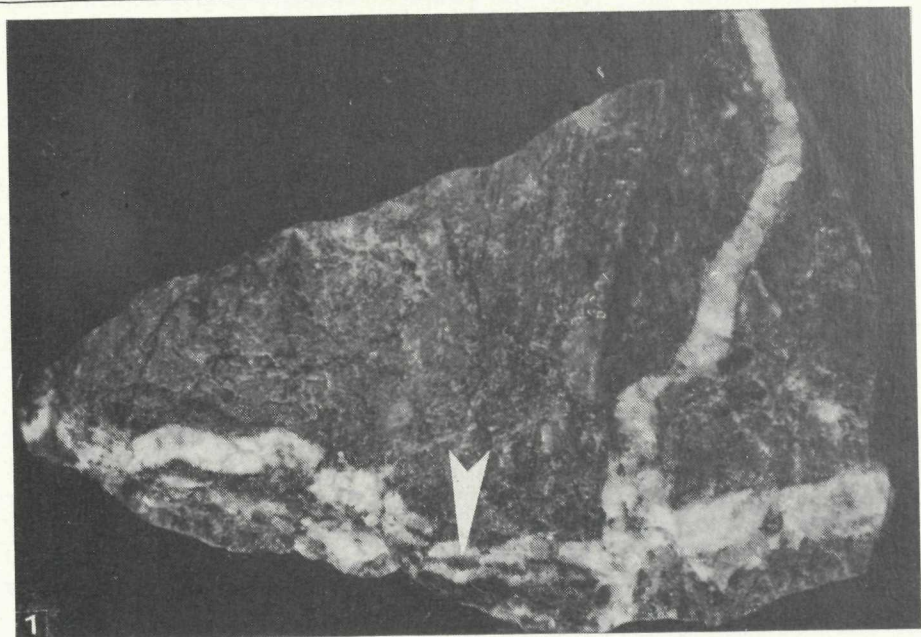
VHN₂₀ max. = 368,73 – 956,15 MPa

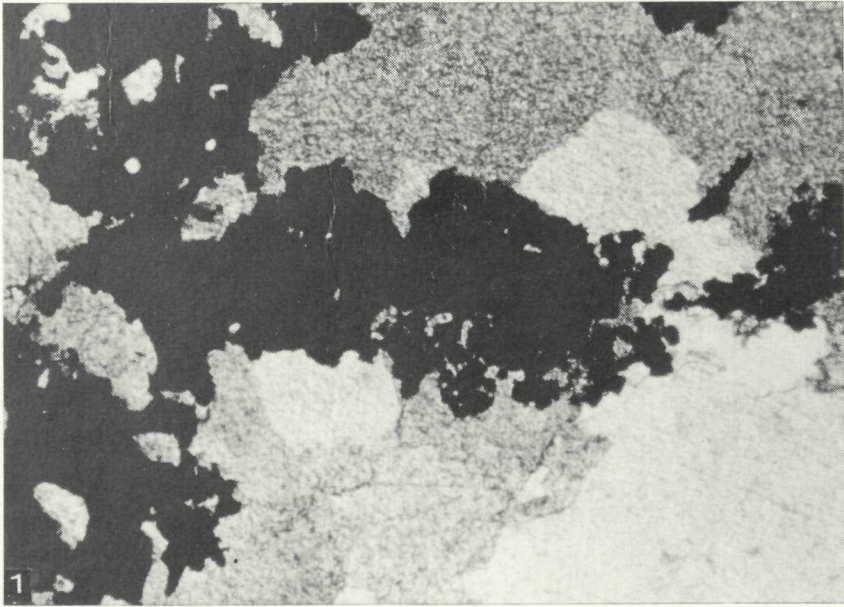
Stanovenie mernej hmotnosti

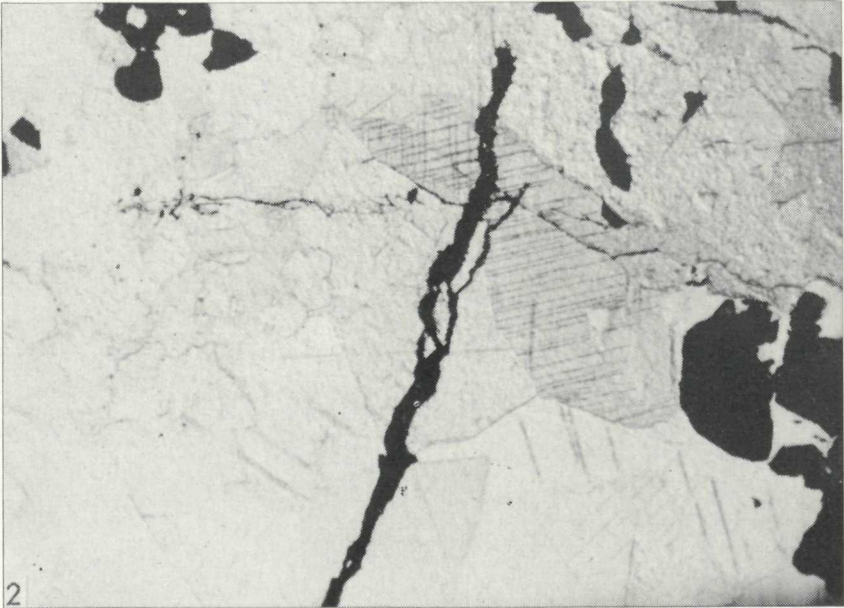
U vzoriek s dostatočným množstvom materiálu sa zisťovala merná hmotnosť. Použila sa hydrostatická metóda stanovenia mernej hmotnosti minerálov podľa metodiky opísanej E. M. Bonštedtovou-Kupletskou (1951).

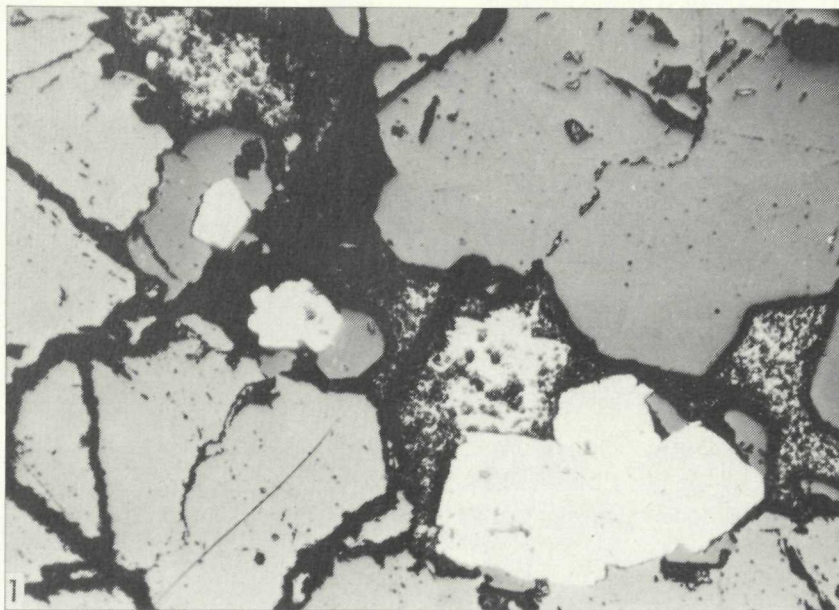
Meralo sa v metylalkohole pri teplote $t = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ s minimálnou navážkou 0,5 g a s maximálnou navážkou 2 g. Navážka závisela od množstva materiálu, ktorý bolo možné z jednotlivých vzoriek získať. Každá vzorka sa merala trikrát za rovnakých

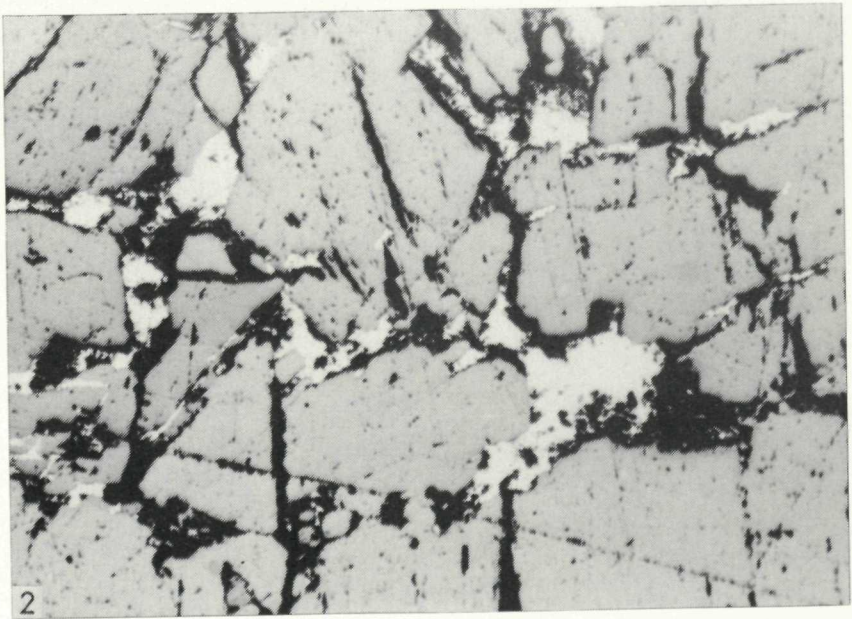
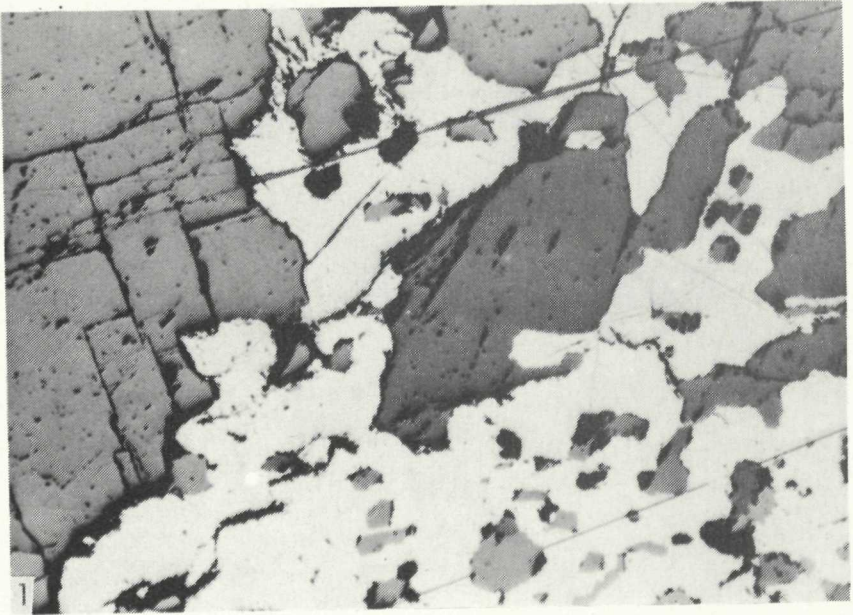


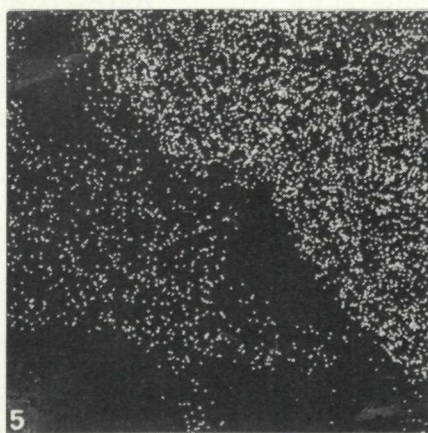
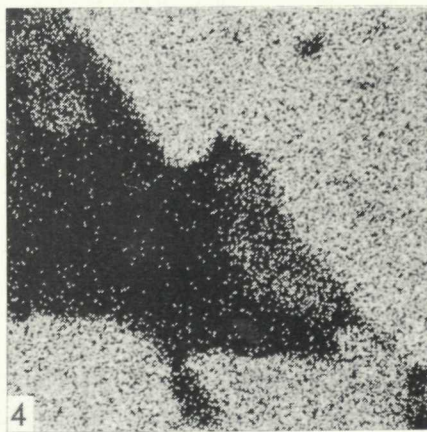
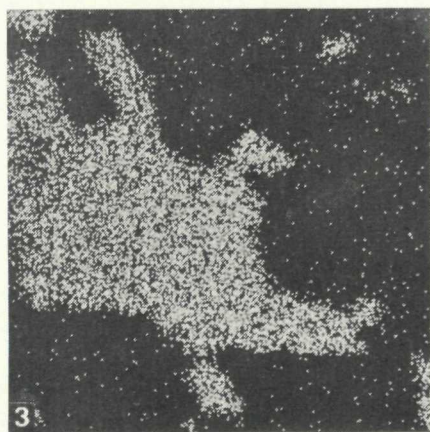
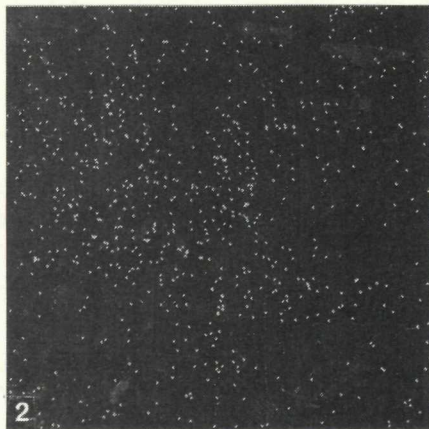
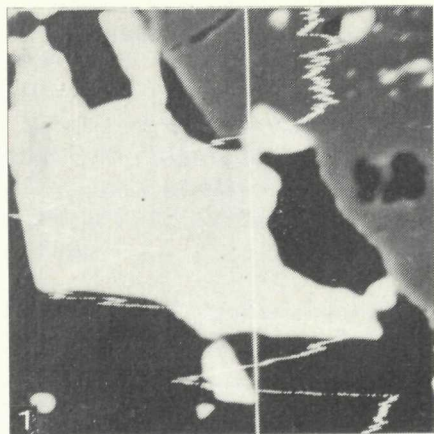


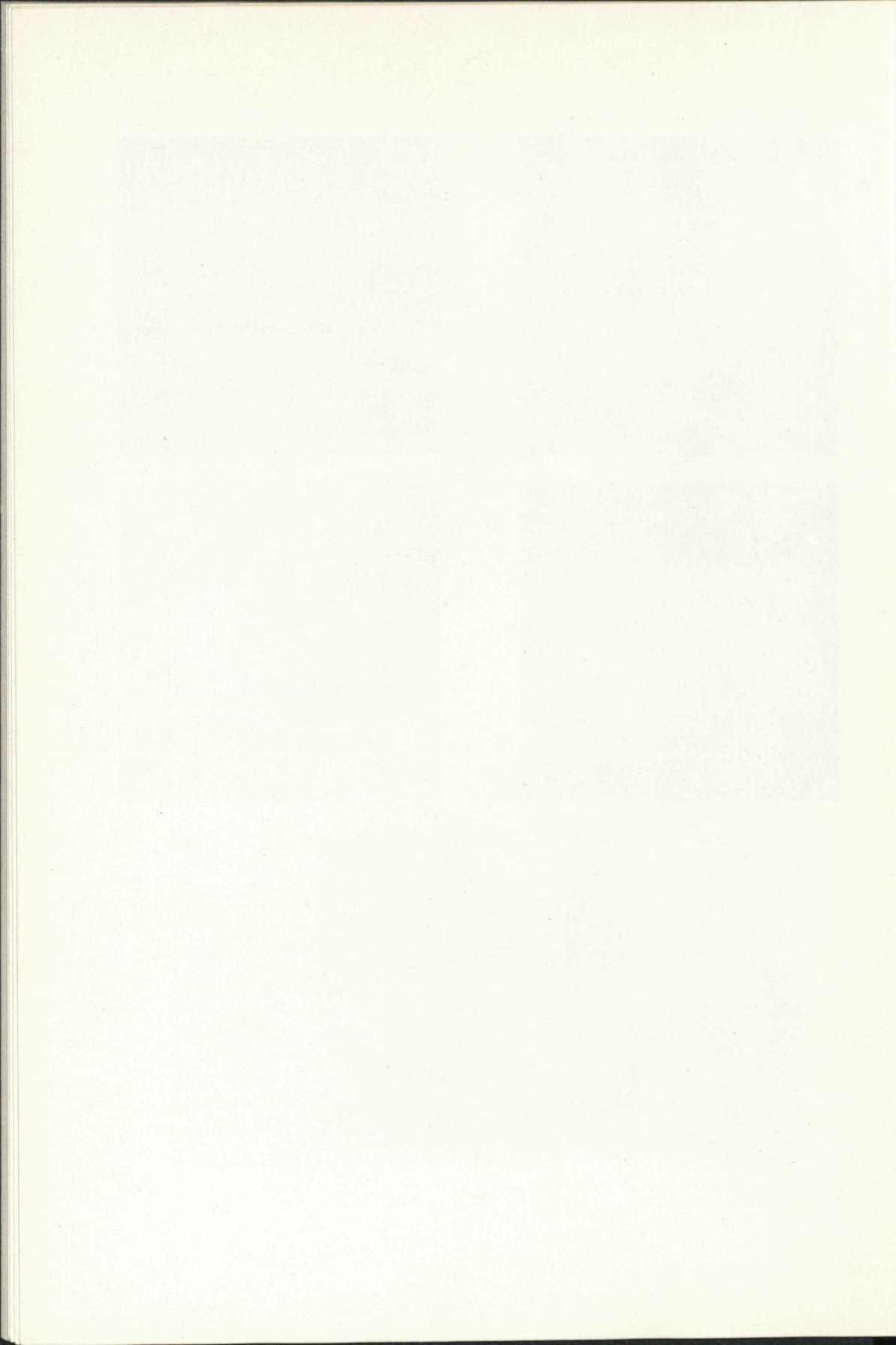












podmienok a stanovenie sa overilo zmeraním po zmene navážky. Výsledky meraní sa uvádzajú v tab. 6.

V literatúre uvádzaná merná hmotnosť rumelky sa pohybuje v rozmedzí 8000—8200 kg.m⁻³. A. N. Winchell—H. Winchell (1953) uvádzajú hodnotu 8100 kg.m⁻³.

Chyby pre jednotlivé merania sú vyčíslené podľa údajov, ktoré uvádza vo svojej práci E. M. Bonštedtová-Kupletská (l.c.) a závisia najmä od veľkosti navážky. Ako vidno z tabuľky 6, namerané hodnoty sa navzájom líšia iba veľmi málo, čo dokazuje úvahy o minimálnych rozdieloch v chemickom zložení študovanej skupiny vzoriek.

Tabuľka 6 Výsledky stanovenia mernej hmotnosti

č. vz.	s (kg.m ⁻³)
R-32	8197 ± 35
R-33	8197 ± 14
R-55	8195 ± 63
R-56	8195 ± 35
R-125	8197 ± 21
R-196	8189 ± 21
R-360	8189 ± 35
R-365	8191 ± 14
R-378	8197 ± 14
R-420	8193 ± 21

Záver

Z dosiaľ uvedených výsledkov vyplýva, že hoci rumelka nepatrí k minerálom, ktoré sú vo väčšej miere na rudnianskom ložisku zastúpené, patrí k minerálom bežne rozšíreným v celom priestore ložiska.

V súčasnosti možno pozorovať jej najväčšie akumulácie v úrovni XIII. horizontu v západnej časti ložiska.

Celkove môžeme rozlišovať niekoľko základných foriem výskytu:

1. kryštalická rumelka karmínovočervenej farby v asociácii s hematitom (spekularitom), ktorá tvorí najväčšie akumulácie v miestach drvenia žilnej výplne;
2. kryštalická karmínovočervená rumelka vystupujúca v kremeňovo-karbonátových žilkách, ktoré sú podľa L. Drnzíkovej (1973) typické pre mineralizáciu rumelkovej mineralizačnej periódy;
3. tehlovočervená rumelka, ktorá tvorí povlaky, poprašky a impregnácie na trhlinách v žilovine a najmä v okolitých horninách a ktorá vystupuje väčšinou samostatne bez sprievodných minerálov;
4. prášková svetločervená rumelka sekundárneho pôvodu z poráčskeho gosanu.

Rumelka sa vytvárala najmä na tektonicky porušených zónach a vylučovala sa prevažne na plochách diagonálnych so staršou žilnou výplňou.

Pozorovaná distribúcia sa dobre zhoduje so schémou mineralogickej a geochemickej zonálnosti, ktorú uvádza I. Rojkovič (1977).

Chemické zloženie sa sledovalo kvalitatívnou spektrochemickou analýzou, kvantitatívnou chemickou analýzou a na röntgenovom mikroanalýzátore.

Kvalitatívnou spektrochemickou analýzou sa zistil celý rad prvkov. Obsah niektorých sa overoval kvantitatívnou chemickou analýzou (ide o Hg a S ako hlavné zložky a Ag, Bi, Sb, As, Cd ako prvky vedľajšie). Získané výsledky potvrdzujú všeobecne známu skutočnosť, že rumelka je minerál s veľmi obmedzenou schopnosťou izomorfného nahradzovania hlavných zložiek inými prvkami a že všetky zistené vedľajšie prvky sú viazané na heterogénne prímеси. Výsledky kvantitatívnej chemickej analýzy ďalej poukazujú na to, že ide o veľmi čistý materiál. Veľmi malá variabilita uvedených obsahov hlavných zložiek Hg a S u študovanej skupiny vzoriek poukazuje na jednotnosť chemického zloženia študovaného materiálu. Štúdiom vzoriek na röntgenovom mikroanalýzátore sa v rámci dôkazschopnosti prístroja nezistil v rumelke žiadny homogénne distribuovaný vedľajší prvok. Pri sledovaní Ag síce bola zaznamenaná v rumelke zvýšená početnosť impulzov voči okoliu, avšak tento jav pravdepodobne spôsobuje rozdielna výška pozadia v rôznom prostredí.

Röntgenovo-difrakčnou analýzou sa vo všetkých sledovaných vzorkách identifikovala rumelka s mriežkovými parametrami iba nepatrne sa líšiacimi od hodnôt uvádzaných v literatúre. Variabilita výsledkov je veľmi nízka a nie sú žiadne pozorovateľné rozdiely medzi hodnotami patriacimi rumelke karmínovočervenej farby na jednej strane a rumelkám tehlovočervenej farby na strane druhej.

Ďalšie výsledky stanovení niektorých fyzikálnych vlastností — hodnoty tvrdosti (VHN_{20}) — sú porovnateľné s údajmi uvádzanými v literatúre. Čo sa týka výsledkov stanovení mernej hmotnosti, sú medzi nimi veľmi malé rozdiely v rámci študovanej skupiny vzoriek. To potvrdzuje výsledky všetkých vyššie uvedených metód laboratórneho mineralogicko-geochemického výskumu.

Na základe študovaného súboru vzoriek možno rumelku na rudnianskom ložisku charakterizovať ako minerál veľmi čistý, bez pozorovaného izomorfného nahradzovania hlavných zložiek vedľajšími prvkami, ako minerál ktorý nevykazuje žiadne pozorovateľné zmeny chemického zloženia ani fyzikálnych vlastností v závislosti od foriem výskytu a priestorovej distribúcie v rámci ložiska.

Do tlače odporučil M. Háber.

Literatúra

- BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany. Geol. Práce, Zošit 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—222.
- BONŠTEDT-KUPLETSKAJA, E. M. 1951: Opredeľenie udeľnovo vesa mineralov. Moskva, Izdat. AN SSR, 1—126.
- DRNZÍKOVÁ, L. 1973: Mineralogicko-paragenetické a geochemické pomery vo východnom krídle rudnianskeho rudného rajónu. Geofond, Bratislava, 1—114.
- HÁBER, M. 1971: Mineralogicko-geochemický a paragenetický výskum hydrotermálnych žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript—archív PFUK, Bratislava, 1—360.

- KONEČNÝ, S. 1973: Structural geology and the origin of ore-bearing structures in the Rudňany metalliferous district. Carpathian-Balkan geol. association, Proceedings of the Xth congress. Bratislava, 116—135.
- MANDÁKOVÁ, K.—DRNZÍKOVÁ, L.—HUDÁČEK, J. 1971: Eruptívne horniny v rudňanskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. Mineralia slovaca, 3, 11, Bratislava, 215—229.
- MICHEJEV, V. I. 1957: Rentgenometrickij opredelitel mineralov. Moskva, NTIL po geologii i ochrane NEDR, 1—870.
- POPREŇÁK, J.—GRECULA, P.—MIHALOV, J. 1973: K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. Mineralia slovaca, 5, 3, Bratislava, 279—286.
- ROJKOVIČ, I. 1977: Mineralogicko-geochemické štúdium opakných minerálov na ložisku Rudňany. Geofond, Bratislava, 1—232.
- STRUNZ, H. 1957: Mineralogische Tabellen. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, 1—448.
- WINCHELL, A. N.—WINCHELL, H. 1953: Optičeskaja mineralogija. Moskva, Izdat, inostrannoj literatury, 1—561.

Vysvetlivky k tabuľkám I—VII

Tabuľka I

Obr. 1 Vzorka R-365: Siderit s kremeňom (svetlý), so spekularitom (čierny lesklý) a rumelkou (tmavosivé zrná a agregáty). Skutočná veľkosť. Foto L. Osvald.

Obr. 2 Vzorka R-420: Povlaky rumelky (tmavosivé) na puklinách v kremeňi. Skutočná veľkosť. Foto L. Osvald.

Tabuľka II

Obr. 1 Vzorka R-198: Žilky ankeritu (svetlé) v chloriritickej hornine. Rumelka v ankerite (tmavé zrná a žilky). Zväčšené 2×. Foto L. Osvald.

Obr. 2 Vzorka R-33: Rumelka (tmavá) v siderite. Vpravo spekularit (čierny lesklý). Rez vzorkou. Zväčšené 3×. Foto L. Osvald.

Tabuľka III

Obr. 1 Vzorka R-32: Prenikanie rumelky sideritom. Prechádzajúce svetlo. Zväčšenie 60×. Nikoly //. Foto Š. Suchý.

Obr. 2 Vzorka R-170: Prenikanie rumelky po klencovej štiepatelnosti sideritu. Prechádzajúce svetlo. Zväčšenie 60×. Nikoly ×. Foto Š. Suchý.

Tabuľka IV

Obr. 1 Vzorka R-425: Prenikanie rumelky po intersticiálnych plochách barytu a kremeňa. Prechádzajúce svetlo. Zväčšenie 36×. Nikoly //. Foto Š. Suchý.

Obr. 2 Vzorka R-420: Žilka rumelky a zrná pyritu v sideritovo-barytovej žilovine. Prechádzajúce svetlo. Zväčšenie 36×. Nikoly //. Foto Š. Suchý.

Tabuľka V

Obr. 1 Vzorka RB-14: Styk rumelky (svetlosivá) s pyritom (biely) v kremeňi. Odrazené svetlo. Zväčšenie 100×. Nikoly //. Foto Š. Suchý.

Obr. 2 Vzorka R-33: Asociácia pyritu (biely), rumelky (sivá) a spekularitu. Odrazené svetlo. Zväčšenie 36×. Nikoly II. Foto Š. Suchý.

Tabuľka VI

Obr. 1 vzorka R-33: Zatláčanie a tmelenie kataklázovaného sideritu (sivý) rumelkou (biela). Odrazené svetlo. Zväčšenie 36×. Nikoly II. Foto Š. Suchý.

Obr. 2 Vzorka R-378: Prenikanie rumelky (biela) po styčných plochách zrn sideritu. Odrazené svetlo. Zväčšenie 36×. Nikoly //. Foto Š. Suchý.

Tabuľka VII

- Obr. 1 Vzorka-378: Kompozícia; rumelka—pyrit—hematit + líniový záznam Ag. Zväčšenie 300×.
Obr. 2 Vzorka R-378: Plošná distribúcia Ag L α . Zväčšenie 300×.
Obr. 3 Vzorka R-378: Plošná distribúcia Hg L α . Zväčšenie 300×.
Obr. 4 Vzorka R-378: Plošná distribúcia Fe K α . Zväčšenie 300×.
Obr. 5 Vzorka R-378: Plošná distribúcia S K α . Zväčšenie 300×.

Štefan Suchý

Mineralogical-geochemical characteristic of cinnabar in the deposit Rudňany

Summary of the Slovak text

In this work we present the latest results of mineralogical-geochemical research of the Rudňany deposit in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) and information about the forms of occurrence and spatial distribution of cinnabar in the Rudňany deposit. The work also comprises the results of roentgenometrical investigations and calculation of lattice parameters. There are only slight differences between the values measured and the table values of all samples examined. The results of calculation of lattice parameter show very low variability.

The same can be said about the results of quantitative chemical analysis, indicative of very pure material of uniform chemical composition and showing that all subsidiary elements found by quantitative spectrochemical analysis are associated with heterogenic admixtures.

Measurement of hardness (VHN₂₀) of the group studied shows the mean value: VHN₂₀ = 371,67–711,96 MPa. The mean value of specific gravity of cinnabar measured on the set of samples is $s = 8194 \text{ kg. m}^{-3}$.

Explanations of plates I—VII

Plate I

Fig. 1 Sample R-365: Siderite with quartz (light), specularite (black, lustrous) and cinnabar (dark-grey grains and aggregates). Actual size. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Sample R-420: Cinnabar coats (darkgrey), on cracks in quartz. Actual size. Photographed by L. Osvald.

Plate II

Fig. 1 Sample R-198: Veinlets of ankerite (light) in chloritic rock. Cinnabar in ankerite (dark grains and veinlets). Magn. 2×. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Sample R-33: Cinnabar (dark) in siderite. Specularite (black, lustrous) at the right. Section of sample. magn. 3×. Photographed by L. Osvald.

Plate III

Fig. 1 Sample R-32: Cinnabar penetrating siderite. Passing light. Magn. 60×. // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Fig. 2 Sample R-170: Cinnabar penetrating along rhombohedral cleavage of siderite. Passing light. Magn. 60×. X nicols. Photographed by Š. Suchý.

Plate IV

Fig. 1 Sample R-425: Cinnabar penetrating along interstitial surfaces of barite and quartz. Passing light. Magn. 36×; // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Fig. 2 Sample R-420: Cinnabar veinlet and pyrite grains in siderite-barite veinstone. Passing light. magn. 36×. // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Plate V

Fig. Sample RB-14: Contact of cinnabar (light-grey) with pyrite (white) in quartz. Reflected light. Magn. 100×; // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Fig. 2 Sample R-33: Association of pyrite (white), cinnabar (grey) and specularite. Reflected light. Magn. 36×. // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Plate VI

Fig. 1 Sample R-33: Replacement and binding of cataclased siderite (grey) by cinnabar (white). Reflected light. magn. 36×; // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Fig. 2 Sample R-378: Cinnabar (white) penetrating along contact surfaces of siderite veins. Reflected light. magn. 36×. // nicols. Photographed by Š. Suchý.

Plate VII

Fig. 1 Sample R-378: Composition; cinnabar—pyrite—hematite + line record of Ag. Magn. 300×.

Fig. 2 Sample R-378: Areal distribution of Ag Lx. Magn. 300×.

Fig. 3 Sample R-378: Areal distribution of Hg Lx. Magn. 300×.

Fig. 4 Sample R-378: Areal distribution Fe Kx. Magn. 300×.

Fig. 5 Sample R-378: Areal distribution S Kx. Magn. 300×.

Explanations of text—fig. 1 and text—tables 1—6

Text—fig. 1 Map of sampling

Table 1 Reflexes used for calculation of lattice parameters of cinnabar.

Table 2 Lattice parameters of samples studied.

Table 3 Results of qualitative spectrochemical analysis.

Table 4 Results of quantitative chemical analysis.

Table 5 Results of measurement of hardness (VHN₂₀).

Table 6 Results of determination of specific gravity.

Translation: E. Jassingerová.

Штефан Сухий

Минералогическо-геохимическая характеристика киновари месторождения Рудняны

Резюме

В настоящей работе излагаются новейшие результаты минералогическо-геохимического исследования месторождения Рудняны в Спишско-Гемерском рудогорье. Приводятся данные о формах киновари и ее распределении в обнажениях руднянского месторождения, результаты исследований при помощи рентгенометрических методов и вычисления параметров кристаллической решетки. Во всех случаях констатирована минимальная разница между величинами, определенными на изученных образцах, и теми, которые фигурируют в таблицах. Результаты вычисления параметров кристаллической решетки варьируют чрезвычайно мало.

Результаты количественного химического анализа показывают, что материал, с которым мы имеем дело, очень чистый, однородный по своему химическому составу. Все приводящиеся элементы, выявленные качественным спектрохимическим анализом, связаны с гетерогенными примесями.

По произведенному определению твердость (VHN_{20}) всех собранных образцов равняется 371,67–711,96 МПа, средний удельный вес $s = 8194 \text{ кг. м}^{-3}$.

Пояснения к таблицам I–VII

Табл. I

Рис. 1 Образец R-365. Сидерит с кварцем (светлое), спекуляритом (черное, блестящее) и киноварью (темно-серые зерна и агрегаты). Натуральная величина. Фото Л. Освальда.

Рис. 2 Образец R-420. Налет киновари (темно-серое) на трещинах кварца. Натуральная величина. Фото Л. Освальда.

Табл. II

Рис. 1 Образец R-198. Жилки анкерита (светлое) в хлоритовой породе. Киноварь в анкерите (темные зерна и жилки), $\times 2$. Фото Л. Освальда.

Рис. 2 Образец R-33. Киноварь (темное) в сидерите. Вправо спекулярит (черное, блестящее). Сечение образца. $\times 3$. Фото Л. Освальда.

Табл. III

Рис. 1 Образец R-32. проникновение киновари в сидерит. Проходящий свет. $\times 60$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Рис. 2 Образец R170. Проникновение киновари по ромбоэдрической отдельности сидерита. Проходящий свет. $\times 60$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Табл. IV

Рис. 1 Образец R-425. Проникновение киновари в промежуточные пространства барита и кварца. Проходящий свет. $\times 36$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Рис. 2 Образец R-420. Жилка киновари и зерна пирита в сидерит-баритовой жильной массе. Проходящий свет. $\times 36$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Табл. V

Рис. 1 Образец RB-14. Контакт киновари (светло-серое) с пиритом (белое) в кварце. Отраженный свет. $\times 100$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Рис. 2 Образец R-33. Ассоциация пирита (белое), киновари (серое) и спекулярита. Отраженный свет. $\times 36$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Табл. VI

Рис. 1 Образец R-33. Замещение и цементация катаклазированного сидерита (серое) киноварью (белое). Отраженный свет. $\times 36$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Рис. 2 Образец R-378. Проникновение киновари (белое) по соприкасающимся поверхностям зерен сидерита. Отраженный свет. $\times 36$. Николи // Фото Ш. Сухого.

Табл. VII

Рис. 1 Образец R-378. Состав: киноварь–пирит–гематит и линейные отметки Ag. $\times 300$.

Рис. 2 Образец R-378. Плоскостное распределение Ag La. $\times 300$.

Рис. 3 Образец R-378. Плоскостное распределение Hg La. $\times 300$.

Рис. 4 Образец R-378. Плоскостное распределение Fe Ka. $\times 300$.

Рис. 5 Образец R-378. Плоскостное распределение S Ka. $\times 300$.

Пояснения к рис. 1 и к табл. 1-6

Рис. 1 Карта отбора образцов

Табл. 1 Таблица рефлекций, употребленных для вычисления параметров кристаллической решетки

Таб. 2 Параметры решеток исследованных образцов

Табл. 3 Результаты качественного спектрохимического анализа

Табл. 4 Результаты количественного химического анализа

Табл. 5 Результаты измерения твердости (VHN₂₀)

Табл. 6 Результаты определения удельного веса

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

Eduard Lukáčik

Petrológia granitov-granodioritov prašivského typu západnej časti nízkotatranského plutónu

6 obr. v texte, 4 fotograf. tab. (I—IV), anglické a ruské resumé

Abstract. On the ground of petrographical and mineralogical examinations, two facies of the Prašivá granite-granodiorites were defined. They correspond to deeper and shallower — marginal parts of the Nízke Tatry pluton.

Úvod

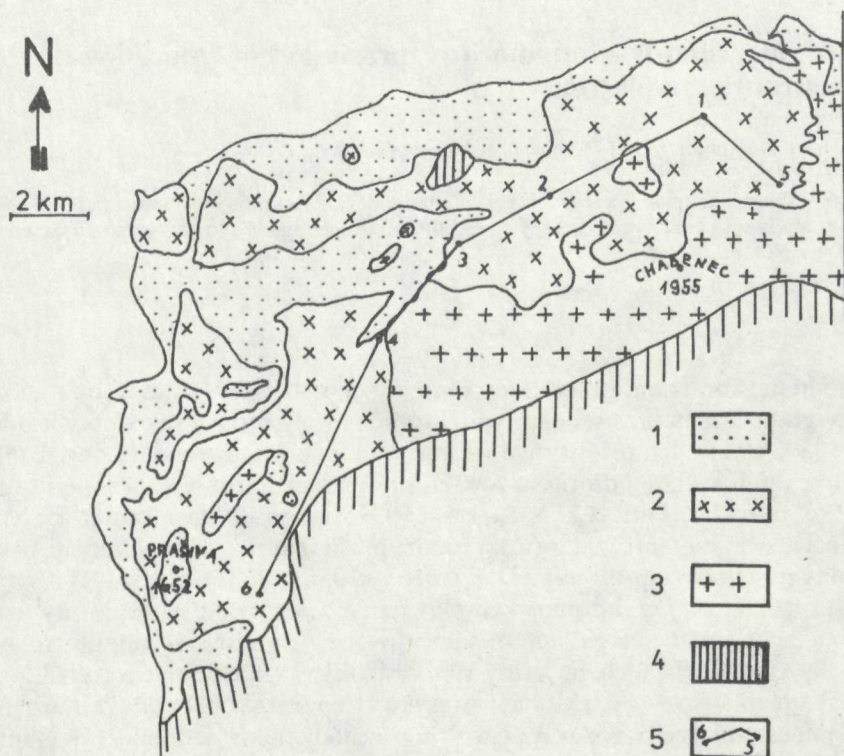
Najrozšírenejšími typmi granitoidov v západnej časti nízkotatranského plutónu sú granity-granodiority prašivského typu, ktorých mladovariský vek stanovil J. Kantor (1959, 1961). Ich priestorové rozmiestnenie je znázornené na obr. 1. Na ich genézu a vzťah ku granodioritom-tonalitom Ľumbierskeho typu bolo vyslovených niekoľko názorov. Podľa J. Koutka (1931) sú prašivské granity výsledkom diferenciacie jednej intrúzie, pričom medzi prašivskými a Ľumbierskymi typmi je pozvoľný prechod. Naproti tomu D. Kubíny (1956) a V. Zoubek—D. Kubíny (1956) rozdelili celý granitoidný komplex na typy normálne, granodiority-tonality Ľumbierskeho typu a typy autometamorfované, granitovo-adamelitové — tzv. prašivský typ. Podľa nich je každý typ výsledkom samostatnej intrúzie, pričom prašivská je mladšia a je v tektonickom styku s Ľumbierskou. Podľa D. Kubínyho (1958) miestami síce pozorovať pozvoľné prechody medzi jednotlivými typmi, ale inde, hlavne v osových eleváciách prašivských granitoidov, je styk oboch typov litologicky ostrý, bez postupných prechodov. J. Kamenický (1967) považuje Ľumbierske granodiority a prašivské granity za produkt jednej intruzívnej fázy, pričom posledne menované vznikli K-metasomatózou Ľumbierskych granodioritov. K. Siegl (1970, 1976) vo svojich novších prácach zdôraznil usmernenie vnútornej stavby nízkotatranského plutónu, ktorý je synkinematický až neskorosynkinematický, pričom usmernenie starších magmatogénnych minerálov bolo zastreté následnou alkalickou metasomatózou. Vyššie uvedené typy podrobne analyzoval D. Hovorka (1979), podľa ktorého granity-granodiority prašivského typu sú produktom kryštalizácie anatektickej taveniny; účinok autometasomatických procesov sa prejavil iba nepatrne. Problém nízkotatranských granitoidov prašivského typu sa teda

javia nasledovne : prašivské granity-granodiority sú výsledkom

a) kryštalizácie z taveniny — to by logicky vysvetľovalo litologicky ostré styky medzi prašivskými a Ľumbierskymi typmi ;

b) alkalickéj metasomatózy a jej vplyvu na málo mobilné synkinematické až neskorosynkinematické granitoidy Ľumbierskeho typu, pričom sa vytvorili postupné prechody medzi oboma typmi ;

c) konvergencie oboch vyššie uvedených procesov.



Obr. 1 Vystupovanie granitov-granodioritov prašivského typu v západnej časti nízkotatranského plutónu

1—obalové mezozoikum; 2—granity-granodiority prašivského typu; 3—granodiorit-tonalit Ľumbierskeho typu; 4—migmatity a ruly; 5—profil s vyznačením miesta odberu výrastlíc K-živca pre röntgenoskopickú analýzu. Podľa prehľadnej geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica.

Textúra a mikroskopická charakteristika

Študované horniny sa makroskopicky javia ako strednozrné až hrubozrné, sú rovnomerne zrnité, prechádzajú do nevýrazne porfyrických až porfyrických typov. Porfyrické výrastlice tvorí ružovkastý až žltkastý K-živec na plochách M dosahujúci 2—3 cm. Plagioklasy dosahujú veľkosť 1 cm, sú bielosivé; kataklastické typy sú

zelenkavé. Lupienky hnedočierneho biotitu a zrn kremeňa dosahujú veľkosť 0,5 cm. Textúra je všesmerne zrnitá.

Mikroskopickým štúdiom bola zistená nasledovná minerálna asociácia:

Plagioklasy I vystupujú mimo porfyrických výrastlic i v porfyrických výrastliciach K-živca, ktorý ich poikiliticky uzatvára (tab. I obr. 1). Prevažne sú hypautomorfne obmedzené. (Ich bázicita bola meraná na univerzálnom štvoroso vom stolíku, namerané hodnoty X:(010) boli odčítané z diagramu (C. Burri et al. 1967), ako doplňujúci údaj boli namerané hodnoty 2V). Bázicita v jadre zonálnych plagioklasov dosahuje An₃₃, na okraji An₁₇, v priemere An₂₅, u albitických reakčných lemov bázicita dosahuje An₇₋₉. 2V vykazuje hodnoty 85°—92°. Štruktúrne usporiadanie O_i = 80—100. (Odčítané z diagramu D. B. Slemensa 1962.)

Typickým znakom tohoto plagioklasu je jeho metasomatická korózia K-živcom za vzniku šachovnicového albitu (tab. II obr. 1, 2, 3). Uzatvára biotit a akcesorické minerály. Miestami pozorovať vznik antipertitu (tab. III obr. 1, 2).

Plagioklasy II — albity sa od plagioklasov I odlišujú menším rozmerom (0,2—1,0 mm). Sú nezonálne, oválneho až izometrického tvaru, hypautomorfne až automorfne obmedzené (tab. I obr. 1, 2). Aj pre ne sú typické veľmi kyslé reakčné lemy. Pre oba typy plagioklasov sú veľmi typické myrmekity v prítomnosti K-živca (tab II obr. 1, tab. III obr. 3, 4); tieto sú ojedinelé aj na styku plagioklasu s biotitom (tab. IV obr. 2), tiež plagioklasu a muskovitu (tab. IV obr. 1).

K-živce tvoria xenomorfne až hypautomorfne obmedzené zrná i porfyrické výrastlice premenlivej veľkosti. Boli odlíšené dva druhy K-živca s rôznym usporiadaním uzatváraných inklúzií, naznačujúce odlišné podmienky vzniku. U zonálneho K-živca pozorovať zreteľné interzonálne orientované usporiadanie inklúzií plagioklasov II-albitov, biotitov, pri súčasnej magmatickej korózii staršieho plagioklasu I (tab. I obr. 1). Takéto orientované usporiadanie inklúzií býva aj u nezonálnych typov (tab. I obr. 2). Druhý typ porfyrických výrastlic K-živca je nezonálny a na rozdiel od prvého obsahuje neorientované inklúzie plagioklasov I, tiež biotitu a muskovitu (tab. I obr. 3). Tieto sú produktmi alkalickej metasomatózy. Prítomné sú rôzne formy pertitov, ako jemnovláknitý a škvrnitý pertit (tab. II obr. 2, 4). Často sú výrazne polysynteticky mriežkované, miestami plynule prechádzajú do foriem bez mriežkovania (tab. IV obr. 3). U kataklasticky porušených typov javí K-živce v mikroskope najvyšší stupeň zachovalosti.

Biotit je zastúpený hypautomorfnými až xenomorfnými lupienkami 3—4 mm veľkými; pleochroizmus X, Y — svetložltý, Z —hnedozelený. Miestami na styku s K-živcom sa vytvárajú reakčné lemy muskovitu, baueritu? (tab. II obr. 4). Býva korodovaný K-živcom i sám koroduje plagioklas (tab. II obr. 2 a tab. IV obr. 2). Uzatvára rôzne inklúzie rudných minerálov, rutil, často zirkón, okolo ktorého sa tvoria výrazné pleochroické dvorčeky. Kataklázou postihnuté typy sú chloritizované, epidot-zoitizované, baueritizované.

Muskovit je menej zastúpený než biotit, tvorí prevažne xenomorfné lupienky. Je primárny, keď tvorí väčšie lupienky obklopené nepremenými minerálmi. Často sú však pozorované drobnejšie lupienky v porfyrických výrastliciach i na ich okrajoch vzniklé až počas alkalickej metasomatózy.

Akcesórie — z primárne akcesorických minerálov sú zastúpené: Fe- Ti-rudné

Modálne analýzy granitov-granodioritov prašivského typu v obj. %

	1	3	5	10	12	14	16	17	19	21
kremeň	25,80	23,01	35,55	30,26	27,26	31,36	24,29	28,68	31,06	37,33
plagioklas	55,05	46,26	32,15	42,99	45,46	40,19	48,62	41,96	37,02	33,51
alk. živec	9,53	16,96	22,12	15,00	15,77	19,90	18,42	17,71	22,74	22,22
biotit	8,73	11,40	9,05	11,24	10,19	5,84	5,43	10,52	8,70	6,07
muskovit	0,60	—	—	0,16	—	2,17	2,13	0,52	—	0,63
akcesórie	0,28	2,37	1,13	0,35	0,82	0,54	1,11	0,62	0,48	0,24
Q	28,55	26,68	39,58	34,28	31,19	34,29	26,60	32,46	34,20	40,11
P	60,91	53,65	35,79	48,77	51,09	34,95	53,23	47,50	40,76	36,01
A	10,54	19,67	24,63	16,95	17,72	21,76	20,17	20,04	25,04	23,88
M	8,41	13,77	10,18	11,43	11,01	4,21	4,41	10,62	9,18	5,68

Vysvetlivky k tab. 1 a 3

1-porfyrický biotitický granodiorit — Dúbrava; 2-biotitický granodiorit — dolina Križianky (D. Kubíny 1962); 3-biotitický granodiorit — Poľana k. 1890; 4-biotitický granodiorit — dolina Križianky (J. Kantor 1959); 5-porfyrický biotitický granit — Veľká hola k. 1635; 6-porfyrický biotitický granodiorit — Dúbrava-baňa; 7-biotitický granodiorit — Magurka (D. Kubíny 1962); 8-biotitický granodiorit — Liptovská Lúžna (D. Kubíny 1962); 9-biotitický granodiorit — Studenecká dolina (D. Kubíny 1962); 10-porfyrický biotitický granodiorit — Hájovňa Kapustisko; 11-biotitický granit — dolina Križianky (J. Koutek 1931); 12-biotitický granodiorit — Bôr k. 1886; 13-biotitický granodiorit — dolina Križianky (D. Kubíny 1962); 14-muskoviticko-biotitický leukogranodiorit — masív Tlstej; 15-biotitický granodiorit — Studenecká dolina (D. Kubíny 1962); 16-porfyrický muskoviticko-biotitický leukogranodiorit — Sopotnicka dolina; 17-porfyrický biotitický granodiorit — masív Tlstej; 18-biotitický granodiorit — Liptovská Lúžna (D. Kubíny 1962); 19-porfyrický biotitický granit — dolina Veľký Oružný; 20-biotitický granit — dolina Veľký Oružný (D. Kubíny 1957); 21-porfyrický biotitický granit — 1300 m jv. od Vel. Hole k. 1628; 22-priemer analýz 1—21.

V analýze 14, 17 bolo stanovené SO_3 1,67 a 1,38 $\text{H}_2\text{O} = (\text{H}_2\text{O}+) + (\text{H}_2\text{O}-)$; ; 2, 4, 7, 8, 9, 13, 15, 18, 20 — analýzy prevzaté z katalógu chemických analýz D. Hovorku (1972).

minerály, rutil, zirkón, apatit, monazit. Sekundárne akcesorickými minerálmi sú: leukoxén, titanit (tab. IV obr. 4), epidot, zoizit, ortit, kalcit, nepriesvitné minerály.

Na základe vyššie uvedeného mikroskopického štúdia možno predpokladať takýto schematizovaný sled minerálov:

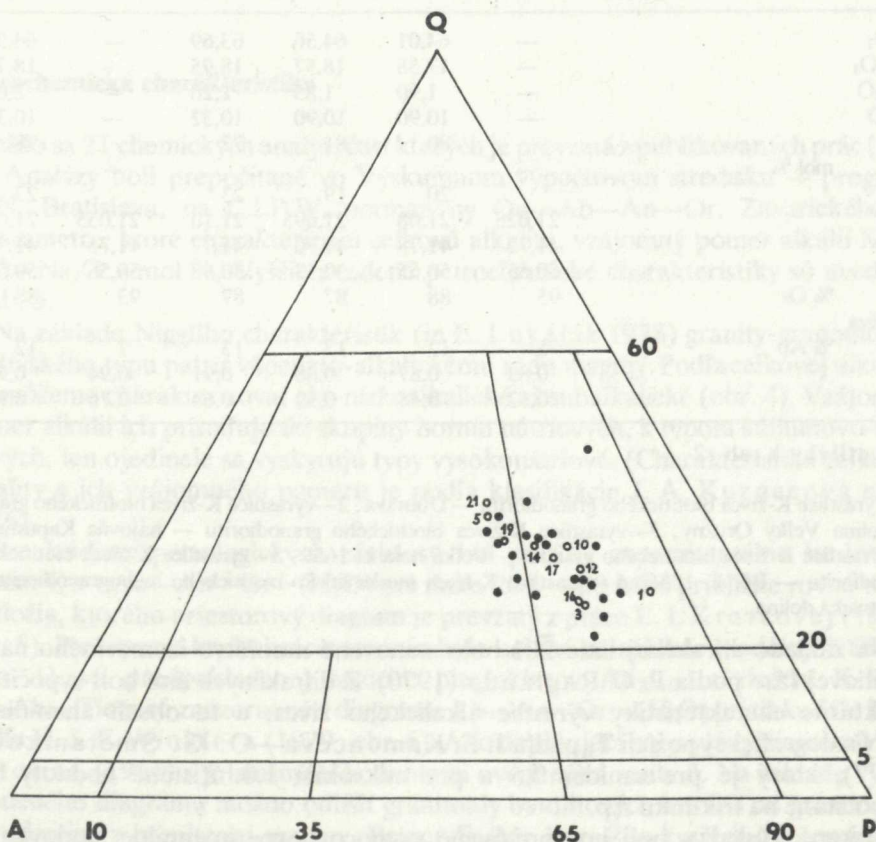
1. etapa — magmatická

primárne akcesorické minerály — andezín — oligoklas — biotit — muskovit — plagioklas II—albit — ortoklas — kremeň

2. etapa — metasomatická:

mikroklín — muskovit — pertitický albit.

Modálne zloženie je uvedené v tab. 1 a znázornené v diagrame na obr. 2. Študované horniny patria prevažne granodioritom, menej granitom. Toto zistenie je v zhode s priemernou hodnotou SiO_2 vypočítanou z chemických analýz granitov-granodioritov prašivského typu (tab. 3), ktorá je 68,30. S. R. Nockdols (1954) na základe 36 analýz biotitického granodioritu uvádza priemernú hodnotu SiO_2 68,97 %.



Obr. 2 O — modálne zloženie granitov-granodioritov prašivského typu

Podľa IUGS subkomisie pre systematiku vyvrelých hornín (in J. Kamenický 1975) ● — CIPW normatívne zloženie, lokalizácia je uvedená pod tab. 1.

Röntgenoskopická analýza porfyrických výrastlíc alkalických živcov

Analyzované boli porfyrické výrastlice alkalických živcov v profile 1. Dúbrava — 2. dolina Veľký Oružný — 3. hájovňa Kapustisko — 4. Veľká Hola — 5. kóta Bôr — 6. Sopotnícka dolina (obr. 1). Príslušné štruktúrno-fázové charakteristiky sú uvedené v tab. 2. Okrem röntgenoskopicej analýzy sa u vzoriek 2, 3, 4, 6 vykonali aj ich chemické analýzy, na základe ktorých sa vypočítal percentuálny podiel ortoklasovej a albitovej molekuly (analyzoval Ing. P. Lešťák, GÚDŠ).

Röntgenoskopická analýza — difraktografom Phillips s goniometrom Pw 1050; žiarenie CuK, filter Ni, vnútorný štandard Si, (analyzoval D. Kusý — USTARCH — SAV — Bratislava) pri rýchlostiach 1/2°/min. pre 201 a 1°/min. pre 204, 060.

Tabuľka 2 Štruktúrnofázové charakteristiky výrastlíc K-živcov študovaných hornín

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	—	64,01	64,56	63,69	—	64,59
Al ₂ O ₃	—	17,58	18,57	18,95	—	18,74
Na ₂ O	—	1,90	1,85	2,20	—	2,00
K ₂ O	—	10,90	10,90	10,32	—	10,30
Or	—	80	81	77	—	78
mol %						
Ab	—	20	19	23	—	22
201	21,025	21,08	21,095	21,10	21,035	21,085
060	41,72	41,78	41,70	41,77	41,76	41,77
204	50,65	50,65	50,57	50,58	50,56	50,50
% Or	95	88	87	87	93	88
K-fáza						
% Ab	5	12	13	13	7	12
t ₁	0,83	0,87	0,88	0,91	0,94	0,99
Δp	0,32	0,48	0,52	0,64	0,76	0,96

Vysvetlivky k tab. 2

1—Výrastlice K-živca biotitického granodioritu — Dúbrava; 2—výrastlice K-živca biotitického granitu — dolina Veľký Oružný; 3—výrastlice K-živca biotitického granodioritu — hájovňa Kapustisko; 4—výrastlice K-živca biotitického granitu — Veľká hola k. 1639; 5—výrastlice K-živca biotitického granodioritu — Bôr k. 1886; 6—výrastlice K-živca muskoviticko-biotitického leukogranodioritu — Sopotnícka dolina.

Na základe difrakčnej línie 201 bolo stanovené množstvo izomorfneho nátria v kálievej fáze podľa P. C. Raglanda (1970). Z difrakčných línií boli vypočítané štruktúrne charakteristiky výrastlíc alkalického živca, a to obsah alumínia t₁ v kryštalografickej pozícii T₁ podľa I. E. Kamenceva—O. G. Smetanikovej (1977), ktorý je pre sanidín 0,5 a pre mikroklin 1,0. Zistené hodnoty boli prepočítané na triklinitu Δp.

Získané výsledky boli interpretované pomocou experimentálne študovaných systémov alkalické živce — (H₂O) pri tlaku 500 MPa a viac (S. Morse 1970, D. Hyndman 1972), z ktorých sú zrejmé nasledovné závislosti. Pomerne vysoký podiel Or/Ab, podstatne sa líšiaci od eutektického pomeru týchto zložiek v danom

systeme, je vhodný pre tvorbu porfyrických výrastlíc. Taktiež ich teplotný interval kryštalizácie je väčší, čo môže byť priaznivým faktorom pre kryštalizáciu zonálnych výrastlíc K-živcov. Pri podiele Or/Ab blízkom k eutektickému k podobným javom nedochádza, pretože už pri nepatrnom znížení teploty celý systém prechádza v eutektickú zmes K-živca, albitu a pertitu. Pri danom podiele Or/Ab v tavenine, či fluidnej fáze, izomorfný podiel Na v K-fáze naznačuje, že tie živce, ktoré majú nízky podiel izomorfného Na, kryštalizovali ako posledné, pretože s poklesávajúcou teplotou koncové členy rozpadu tuhých roztokov sa stávajú čistejšími.

Zreteľné je stúpanie štruktúrnej usporiadanosti (triklinity) plynule od centra k okrajom plutónu, v smere od Dúbravy k Sopotnickej doline a kóte Bôr. Ak pri tlaku 500 MPa a podiele 80 Or/20 Ab predpokladáme teplotu kryštalizácie K-živcov v rozsahu 800—400 °C (S. Morse 1970, D. Hyndman 1972), potom výrastlice K-živcov granitoidov prašivského typu s danou štruktúrnou usporiadanosťou (s výnimkou vzorky z Dúbravy, ktorá kryštalizovala za vyššej teploty) kryštalizovali pod krivkou solidus v teplotnom intervale 600—400 °C.

Petrochemická charakteristika

Použilo sa 21 chemických analýz, časť ktorých je prevzatá z publikovaných prác (tab. 3). Analýzy boli prepočítané vo Výskumnom výpočtovom stredisku — program OSN, Bratislava, na C.I.P.W. normatívny Qu—Ab—An—Or, Zavarického a, b parametre, ktoré charakterizujú celkovú alkalitu, vzájomný pomer alkálií K_2O/K_2O+Na_2O v mol %. Vyššie uvedené petrochemické charakteristiky sú uvedené v tab. 3.

Na základe Niggliho charakteristík (in E. Lukáčik 1978) granity-granodiority prašivského typu patria vápenato-alkalickému radu magmy. Podľa celkovej alkality ich môžeme charakterizovať ako nízkoalkalické až subalkalické (obr. 4). Vzájomný pomer alkálií ich priraďuje do skupiny hornín nátriových, k typom káliumovo-nátriových, len ojedinele sa vyskytujú typy vysokonátriové. (Charakteristika celkovej alkality a ich vzájomného pomeru je podľa klasifikácie J. A. Kuznecova et al. 1976).

Pre štúdium petrologických závislostí bol použitý experimentálne študovaný systém Qu—Ab—An—Or—(H₂O) pri tlaku 200—400 MPa približne rovné tlaku nadložia, ktorého priestorový diagram je prevzatý z práce E. I. Kravcovej (1974; obr. 5). Postupnosť kryštalizácie tavenín bola určená na základe modálnych analýz (tab. 1) pri predpokladanej bázcite plagioklasov An_{20—26} a zložení K-živca Or₉₀Ab₁₀. Tieto sú znázornené v diagrame Ab—An—Or—(H₂O) pri tlaku 500 MPa podľa H. S. F. Winklera (1979; obr. 6). Ako doplnujúci bol použitý diagram V. A. Kutolina (1964) s príslušnými hodnotami uvedenými v tab. 3. Na základe vyššie uvedeného diagramu možno odlíšiť granitoidy batolitových intrúzií od granitoidov odvodených z bazaltovej magmy. Pomer Fe/Mg je vyšší v kyslých diferenciátoch bazaltovej magmy, kým granitoidy batolitových intrúzií bývajú silne presýtené Al₂O₃; toto obohatenie vzniká v procese asimilácie a pretavovania sedimentárne-metamorfovanej časti kôry. V diagrame na obr. 3 granitoidy prašivského typu

Tabuľka 3 Chemické analýzy a petrochemické charakteristiky študovaných hornín

čís. analýzy	1	2	3	4	5	6	7
hmot. %							
SiO ₂	64,61	65,44	65,93	66,67	67,30	67,33	67,56
TiO ₂	0,46	0,42	0,27	0,46	0,38	0,46	0,45
Al ₂ O ₃	15,13	15,41	16,03	15,95	14,95	15,30	16,47
Fe ₂ O ₃	2,36	1,57	2,07	1,36	3,07	3,48	1,11
FeO	2,64	2,57	1,39	2,73	0,51	0,58	2,37
MnO	0,07	0,02	0,06	0,05	0,04	0,04	0,08
MgO	2,27	2,81	2,12	1,74	1,76	2,76	4,93
CaO	2,52	4,50	2,84	3,70	2,71	2,90	2,80
Na ₂ O	4,40	3,20	3,65	3,40	3,44	2,85	2,42
K ₂ O	3,10	2,45	2,54	2,60	3,68	2,63	1,15
P ₂ O ₅	0,28	0,03	0,04	0,10	0,14	0,05	0,18
H ₂ O	1,56	—	2,24	0,85	1,56	1,20	—
Spolu	99,40	98,42	99,18	99,61	99,54	99,58	99,52
C.I.P.W. normatívny							
Qu	18,15	22,83	25,64	25,26	25,19	30,52	34,97
Or	18,31	14,47	15,00	15,36	21,74	15,54	6,79
Ab	37,21	27,06	30,87	28,76	29,09	24,10	20,47
An	10,67	20,45	13,82	17,70	12,53	14,06	12,71
Zavarického parametre							
a	14,25	10,67	11,73	11,28	12,95	9,88	6,51
b	8,50	9,07	9,58	7,86	6,66	11,34	18,49
$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$, mol %	31,70	33,30	31,80	33,70	41,30	38,30	24,30
* $\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$	54,10	44,30	45,40	56,10	50,60	43,30	27,80
* Al ₂ O ₃ — —(2CaO + Na ₂ O + K ₂ O) -1		-14	40	15	8	47	120

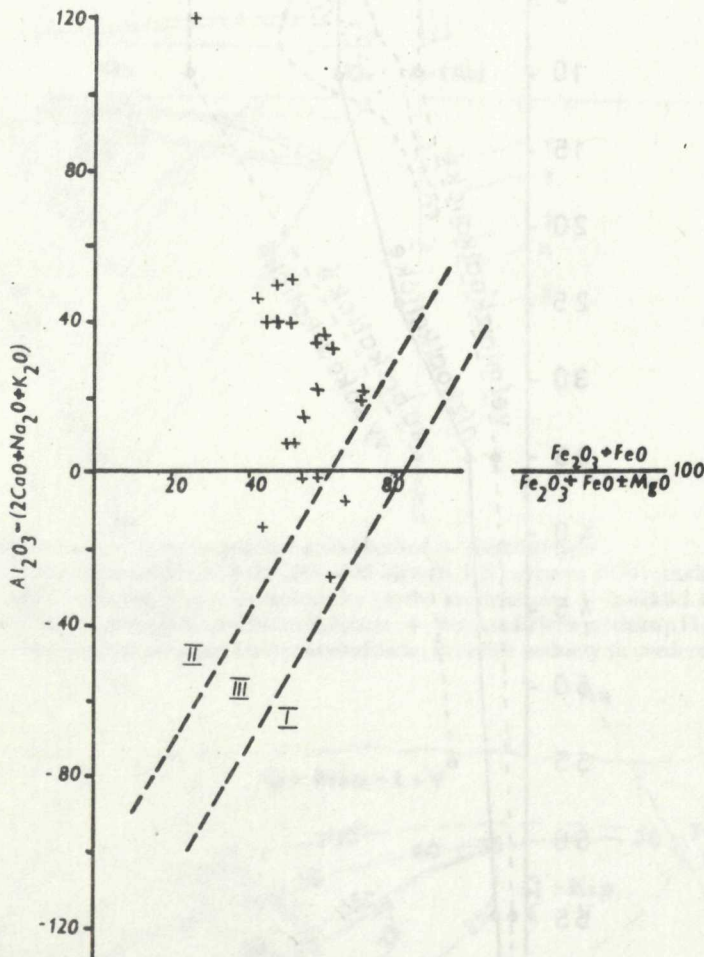
* Hodnoty v posledných dvoch riadkoch sú v atómových množstvách

čís. analýzy	8	9	10	11	12	13	14
hmot. %							
SiO ₂	67,87	67,94	68,02	68,53	68,55	68,70	68,70
TiO ₂	0,50	0,22	0,40	0,33	0,26	0,25	0,54
Al ₂ O ₃	16,05	15,79	15,02	16,18	15,15	15,26	14,31
Fe ₂ O ₃	2,79	1,20	2,95	1,12	1,90	0,97	1,45
FeO	0,00	2,15	1,06	1,68	1,34	2,73	1,96
MnO	0,81	0,04	0,04	0,06	0,08	0,04	0,06
MgO	1,57	1,04	1,81	0,97	1,82	1,09	0,90
CaO	3,20	4,07	2,62	1,94	2,14	3,27	1,94
Na ₂ O	3,00	4,20	3,04	3,60	3,39	4,45	2,90
K ₂ O	2,05	2,70	3,14	4,42	2,91	2,25	3,88
P ₂ O ₅	1,29	0,33	0,08	0,31	0,02	0,36	0,23
H ₂ O	—	—	1,41	0,75	1,72	—	1,33
Spolu	99,13	99,68	99,59	99,89	99,28	99,37	98,20
C.I.P.W. normatívny							
Qu	37,03	23,03	30,25	25,18	30,20	24,85	31,42
Or	12,11	15,95	18,55	26,11	17,19	13,29	22,92
Ab	25,37	35,52	25,71	30,45	28,67	37,64	24,53
An	7,46	16,27	12,47	7,60	10,48	13,87	8,12
Zavarického parametre							
a	9,48	13,11	11,11	14,09	11,47	12,98	12,01
b	9,85	5,80	9,01	6,75	9,28	5,56	7,11
$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$, mol. %	30,90	29,90	40,90	44,80	36,10	24,60	46,60
* $\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$	46,60	62,90	53,60	61,30	48,30	64,90	67,20
* Al ₂ O ₃ - -(2CaO + Na ₂ O + K ₂ O)	52	-28	38	37	49	-8	34

čís. analýzy	15	16	17	18	19	20	21	22
hmot. %								
SiO ₂	69,26	69,44	69,52	69,73	69,86	70,22	71,20	68,30
TiO ₂	0,25	0,55	0,50	0,25	0,21	0,45	0,19	0,38
Al ₂ O ₃	15,87	14,05	13,96	15,07	14,24	14,54	14,28	15,05
Fe ₂ O ₃	0,64	1,46	3,14	1,37	2,02	0,45	2,83	2,01
FeO	1,93	2,22	0,44	2,01	1,45	1,95	st.	1,54
MnO	0,03	0,10	0,09	0,03	0,03	0,09	0,08	0,09
MgO	0,59	1,41	1,30	1,04	1,91	1,08	1,01	1,71
CaO	2,80	2,24	2,22	2,20	2,06	2,52	1,54	2,65
Na ₂ O	4,00	3,48	3,30	4,20	2,77	3,13	3,44	3,41
K ₂ O	2,95	4,00	3,16	2,30	3,63	3,75	4,30	3,15
P ₂ O ₅	0,26	0,20	0,23	0,18	0,12	0,16	0,03	0,22
H ₂ O	—	0,83	0,88	—	1,39	—	0,98	—
Spolu	98,58	99,98	98,74	98,38	99,69	98,34	99,88	98,51
C.I.P.W. normatívny								
Qu		27,37	26,60	32,21	29,76	32,63	29,93	30,04
Or		17,43	23,63	18,67	13,59	21,44	22,15	25,40
Ab		33,83	29,43	27,91	35,52	23,43	26,47	29,09
An		12,19	9,81	9,51	9,74	9,43	11,46	7,44
Zavarického parametre								
a		13,06	13,27	11,75	12,36	11,08	12,24	13,47
b		4,75	5,80	6,78	6,98	8,84	5,12	5,63
$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$, mol %		32,60	42,90	38,70	26,09	46,40	43,90	45,30
* $\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$		70,00	58,30	58,40	63,40	48,30	56,90	58,30
* Al ₂ O ₃ - -(2CaO + Na ₂ O + K ₂ O)		18	-1	22	33	39	15	21

zreteľne spadajú do poľa II tzv. batolitových intrúzií, pre ktoré je veľmi pravdepodobný anatektický model ich vzniku.

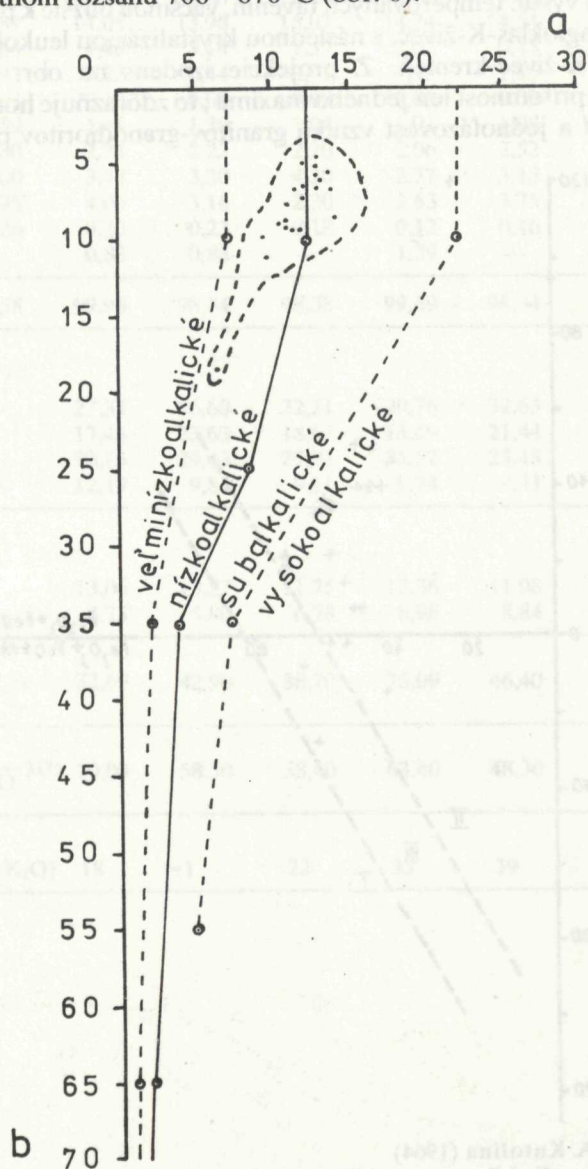
Z porovnania normatívneho a modálneho zloženia s experimentálne študovanými systémami (obr. 5, 6) vyplýva, že uvedené granitoidy patria subsolvným (plagioklasovo-K-živcovým) granitoidom O. F. Tuttle—N. L. Bowena (1958). Kryštalizovali z objemu vyššie temperovaných tavenín, väčšinou bližšie k ploche kotektickej kryštalizácie plagioklas-K-živcov, s následnou kryštalizáciou leukokrátnych minerálov plagioklas-K-živcov-kremeň. Z projekcie izodens na obr. 5 je zjavná ich izometričnosť a prítomnosť len jedného maxima; to zdôrazňuje homogénnosť, slabú diferencovanosť a jednofázovosť vzniku granitov-granodioritov prašivského typu.



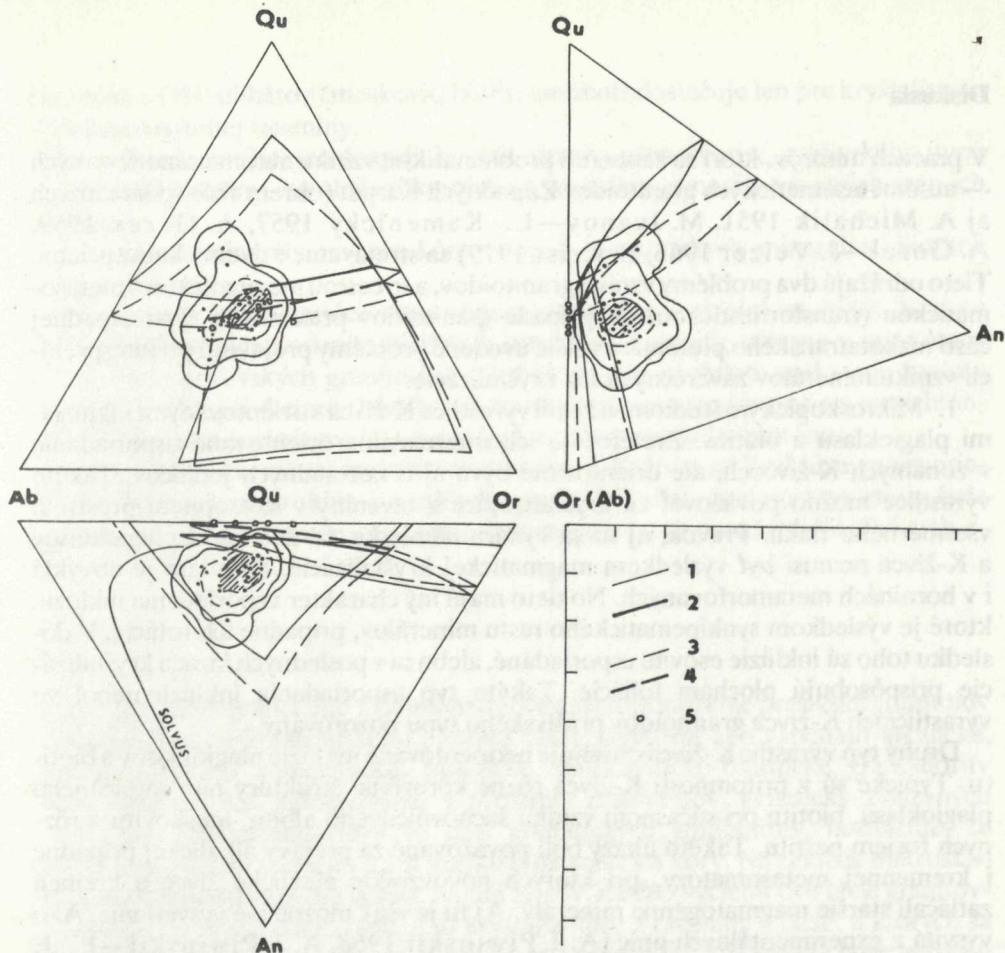
Obr. 3 Diagram V. A. Kutolina (1964)

Granity-granodiority prašivského typu spadajú prevažne do poľa II-batolitových intrúzií orogénnych oblastí; I—pole kyslých diferenciatov bazaltovej magmy platformných oblastí; III—nedá sa interpretovať. Použité hodnoty udáva tab. 3.

Chýbajú horniny zodpovedajúce najnižšej teplote kryštalizácie —horniny oblasti M (obr. 5). V rámci anatektického modelu vzniku granitoidov, granity-granodiority prašivského typu predstavujú produkt rovnovážnej kryštalizácie tavenín za daných tepelno-tlakových podmienok. Ako prvé kryštalizovali granodiority s najnižším podielom Al_2O_3/An , ako posledné granity zo zvyškových tavenín, ktoré boli obohatené alkáliami v teplotnom rozsahu 700—670 °C (obr. 6).

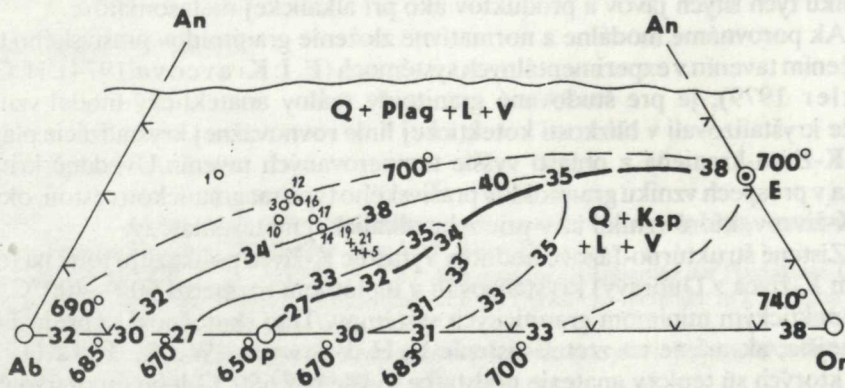


Obr. 4 Na základe Zavarického parametrov a, b granity-granodiority prašivského typu. Patria k horninám nízkoalkalickým až subalkalickým. Príslušné hodnoty sú uvedené v tab. 1.



Obr. 5 CIPW normatívne zloženie granitov-granodioritov prašivského typu

V systéme Ab-Or-An-Qu-(H₂O) pri tlaku 200–400 MPa (E. I. Kravcova 1974); izodensy ohraničujú 50, 75, 95, 100 % všetkých bodov. 1—kolektická plocha krystalizácie; 2—kolektická línia pri tlaku p H₂O — 200 MPa; 3—kolektická plocha krystalizácie; 4—kolektická línia pri tlaku p H₂O — 400 MPa; 5—body M zodpovedajú minimálnej teplote krystalizácie. Príslušné hodnoty sú uvedené v tab. 3.



Obr. 6 Projekcia modálneho zloženia granitov-granodioritov prašivského typu

V systéme Ab-Or-An-(H₂O) pri tlaku p H₂O — 500 MPa (H. G. F. Winkler 1979). P-E kolektická línia, granity-granodiority sa nachádzajú v oblasti vyššie temperovaných tavenín. Príslušné hodnoty udáva tab. 1, lokalizácia pod tab. 1, + — granity, o — granodiority.

Diskusia

V prácach autorov, ktorí sa zaoberali problematikou vzniku autometamorfovaných — autometasomatických granitoidov Západných Karpát (okrem skôr spomenutých aj A. Michalik 1951, M. Ivanov—L. Kamenický 1957, A. Gorek 1959, A. Gorek—J. Veizer 1966, E. Krist 1979) sa stretávame s dvoma koncepciami. Tieto odrážajú dva problémy vzniku granitoidov, a to cestou magmatickou a metasomatickou (transformistickou). V prípade granitoidov prašivského typu západnej časti nízkotatranského plutónu sa vyššie uvedené problémy prejavujú pri interpretácii vzniku minerálov záverečných fáz kryštalizácie.

1. Mikroskopickým štúdiom sa zistili výrastlice K-živca s orientovanými inklúziami plagioklasu a biotitu. Zreteľné je ich interzonálne orientované usporiadanie v zonálnych K-živcoch, ale orientované býva aj u nezonálnych jedincov. Takéto výrastlice možno považovať za kryštalizujúce z taveniny v izotropnom prostredí všesmerného tlaku. Pravda, aj tu sa vynára námietka, že zonálnosť plagioklasov a K-živca nemusí byť výsledkom magmatickej kryštalizácie, lebo táto je obvyklá i v horninách metamorfovaných. No tieto majú iný charakter usporiadania inklúzií, ktoré je výsledkom synkinematického rastu minerálov, prípadne ich rotácie. V dôsledku toho sú inklúzie esovite usporiadané, alebo sa v posledných fázach kryštalizácie prispôbujú plochám foliácie. Takýto typ usporiadania inklúzií nebol vo výrastliciach K-živca granitoidov prašivského typu pozorovaný.

Druhý typ výrastlíc K-živca obsahuje neorientované inklúzie plagioklasov a biotitu. Typické sú v prítomnosti K-živca rôzne korozívne štruktúry ním zatlačaného plagioklasu, biotitu pri súčasnom vzniku šachovnicového albitu, muskovitu a rôznych foriem pertitu. Takéto úkazy boli považované za prejavy alkalickej prípadne i kremennej metasomatózy, pri ktorých novovzniklé alkalickej živce a kremeň zatlačali staršie magmatogénne minerály. Aj tu je však možné iné vysvetlenie. Ako vysvitá z experimentálnych prác (A. J. Piwinskii 1968, A. J. Piwinskii—P. J. Wyllie 1968, H. G. F. Winkler et al. 1975, P. J. Wyllie 1977), pri čiastočnom tavení hornín kôry vzniká heterogénny systém reliktných minerálov: plagioklasu, femických minerálov a anatektickej taveniny obohatenej ortoklasom a kremeňom. Táto tavenina kryštalizovala v intergranulárnych priestoroch reliktných minerálov za vzniku tých istých javov a produktov ako pri alkalickej metasomatóze.

2. Ak porovnáme modálne a normatívne zloženie granitoidov prašivského typu so zložením tavenín v experimentálnych systémoch (E. I. Kravcova 1974, H. G. F. Winkler 1979), je pre študované granitoidy reálny anatektický model vzniku, pretože kryštalizovali v blízkosti kotectickej línie rovnovážnej kryštalizácie plagioklasu-K-živca-kremeňa z oblasti vyššie temperovaných tavenín. Uvedené kritéria svedčia v prospech vzniku granitoidov prašivského typu magmatickou cestou, okrem časti K-živcov, ktoré vznikli až v priebehu alkalickej metasomatózy.

3. Zistené štruktúrno-fázové hodnoty výrastlíc K-živca poukazujú totiž na to, že (okrem K-živca z Dúbravy) kryštalizovali v teplotnom rozmedzí 600—400 °C, t. j. pod eutektickým minimom granitických systémov. Táto skutočnosť sa prejaví ešte výraznejšie, ak máme na zreteli zistenie E. H. Browna—W. S. Fyfa (1970), podľa ktorých sú teploty anatexie podstatne vyššie než 650 °C, lebo množstvo vody

uvoľnené z OH-silikátov (muskovit, biotit, amfibol) dostačuje len pre kryštalizáciu vodou nenasýtenej taveniny.

Na základe vyššie uvedených kritérií granity-granodiority prašivského typu predstavujú horniny, na zložení ktorých sa podieľajú minerály viacerých etáp ich vývoja:

a) reliktné minerály tavenia kôry — časť akcesorických minerálov, biotitov a plagioklasov;

b) minerály kryštalizujúce z anatektickej taveniny — plagioklas, biotit, K-živce so štruktúrnym usporiadaním bližším k ortoklasu, kremeň; súčasne v tejto etape vývoja fácie prašivských granitoidov, ak boli značne prehriate nad svoju teplotu tuhnutia, mohli pri danom tlaku tvoriť čiastkové samostatné intrúzie v autochtónnych, resp. subautochtónnych granitoidoch nízkotatranského plutónu;

c) minerály záverečnej metasomatickej etapy, K-živce so štruktúrnym usporiadaním bližším k mikroklínu, muskovit, pertitický albit, pričom táto etapa bola zákonite spätá s granitoidným magmatizmom, ako na to poukázali W. C. Luth — O. F. Tuttle (1969).

Záver

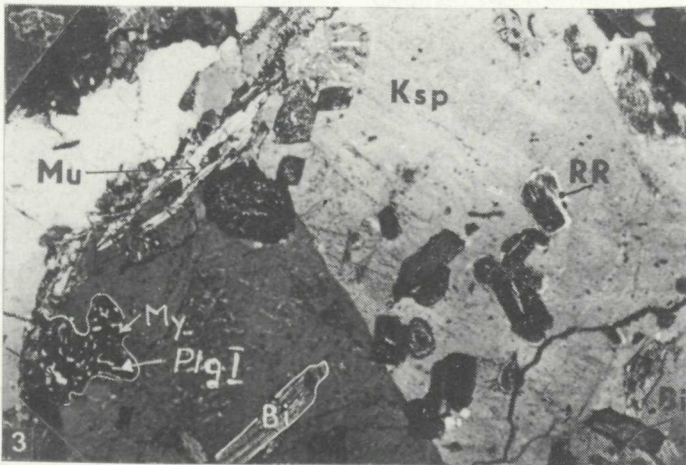
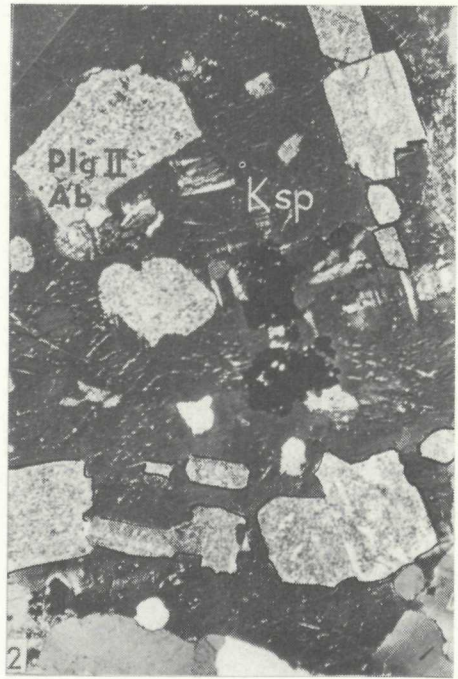
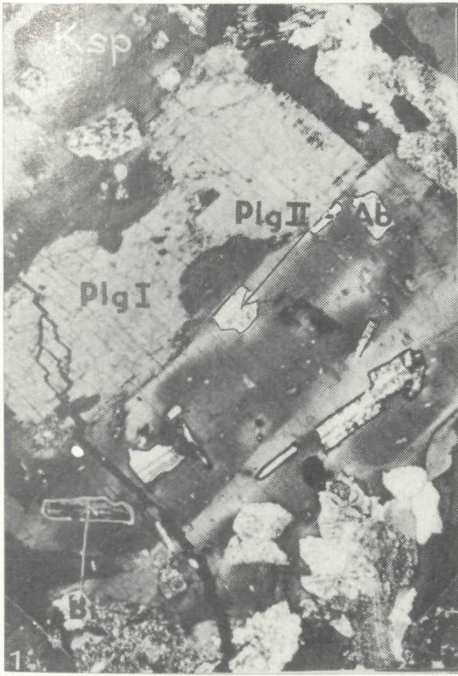
Na základe petrografického a petrochemického štúdia môžeme prašivské granitoidy západnej časti nízkotatranského plutónu charakterizovať ako vápenato-alkalické, nízkoalkalické až subalkalické, biotitické, muskoviticko-biotitické granodiority menej granity. Ich vystupovanie v prostredí migmatitov, geneticky zviazaných s procesmi ultrametamorfózy vo fácií granátických amfibolitov, naznačuje, že hlavným procesom vedúcim k ich vzniku bola anatexia kôry. Na základe mikroskopicko-röntgenoskopického štúdia, najmä živcov, možno vyčleniť dve fácie granitov-granodioritov prašivského typu, a to kryštalizujúce z taveniny a fácie, u ktorých sa v záverečných etapách uplatnila alkalická metasomatóza. Vyčlenené fácie zároveň zodpovedajú rozličným úrovňam vzniku, čo sa prejavilo rôznym štruktúrnym usporiadaním K-živcov, ktoré je vyššie v okrajových fáciách granitov-granodioritov prašivského typu, nižšie v centrálnějších — hlbínějších fáciách z oblasti Dúbravy a masívu Tlstej.

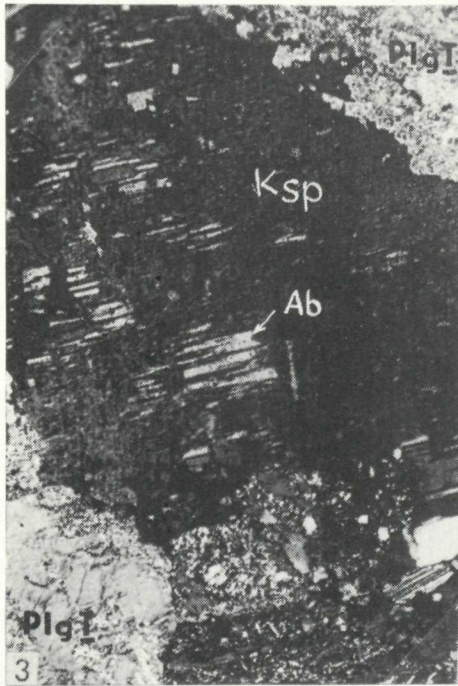
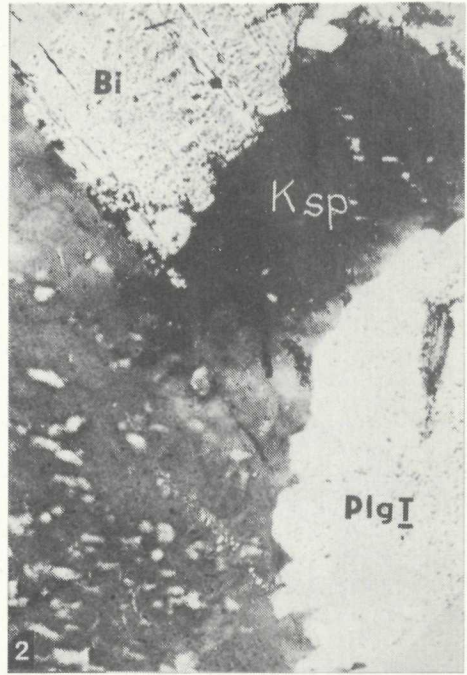
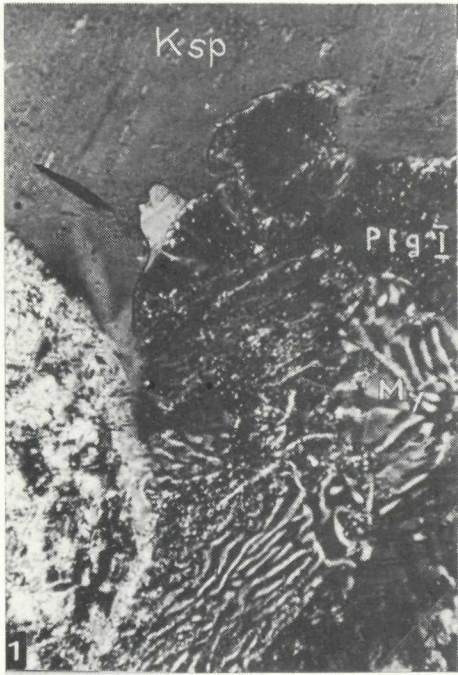
Do tlače odporučil D. Hovorka.

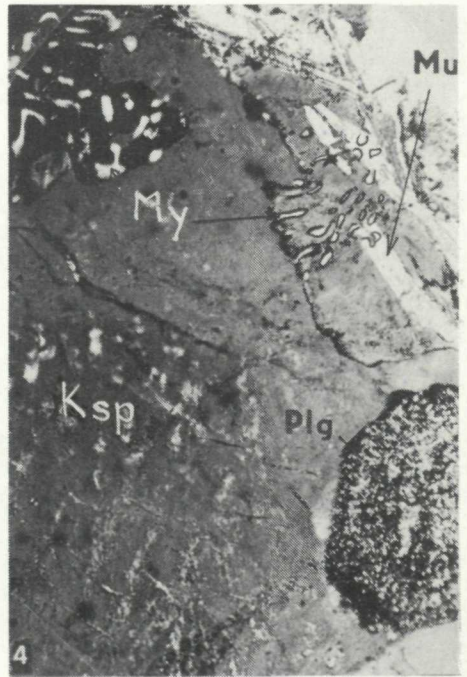
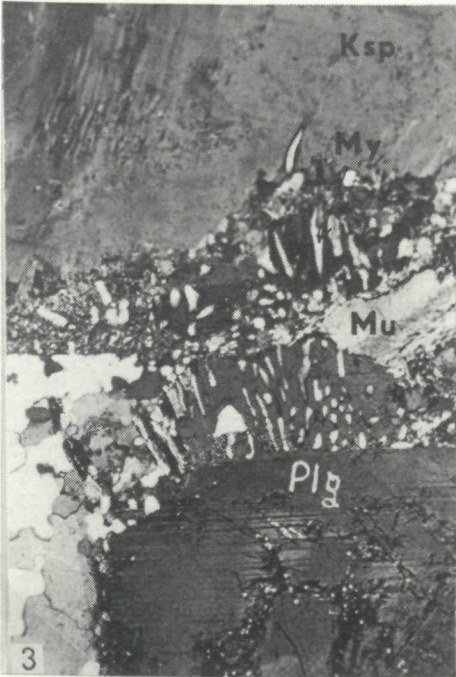
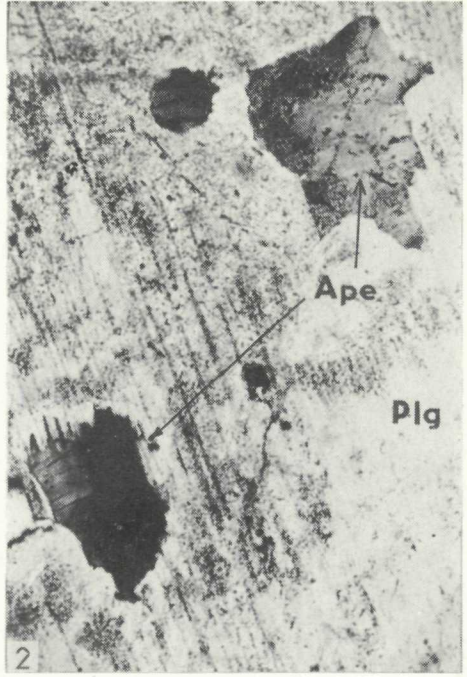
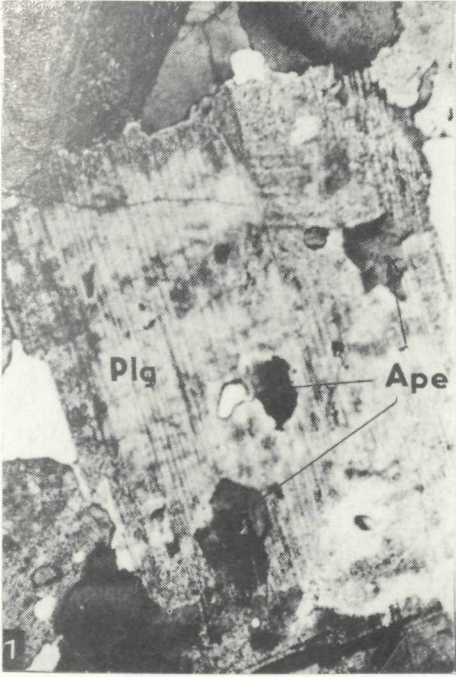
Literatúra

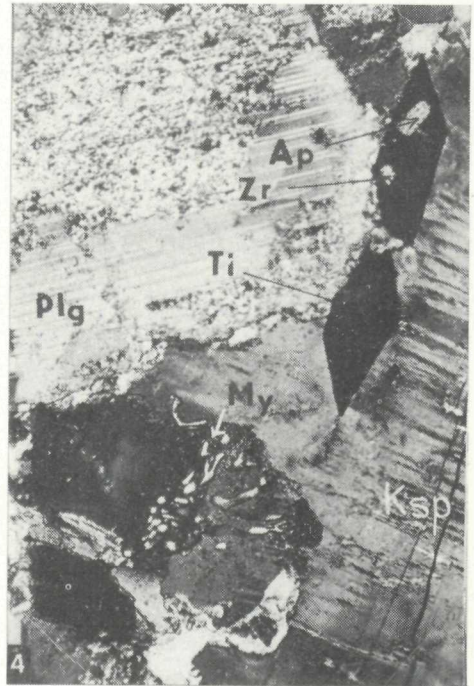
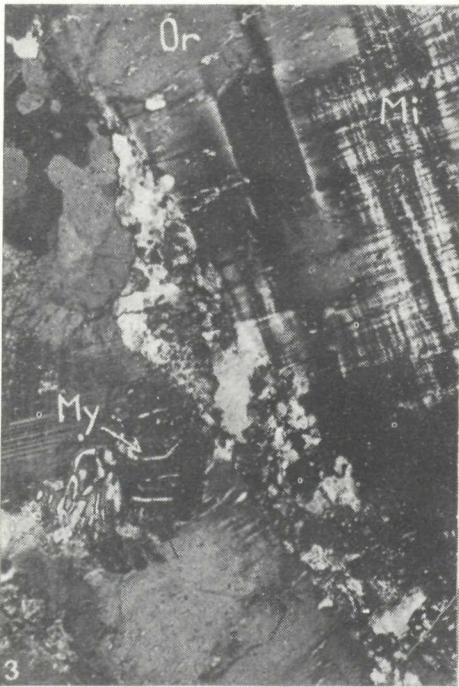
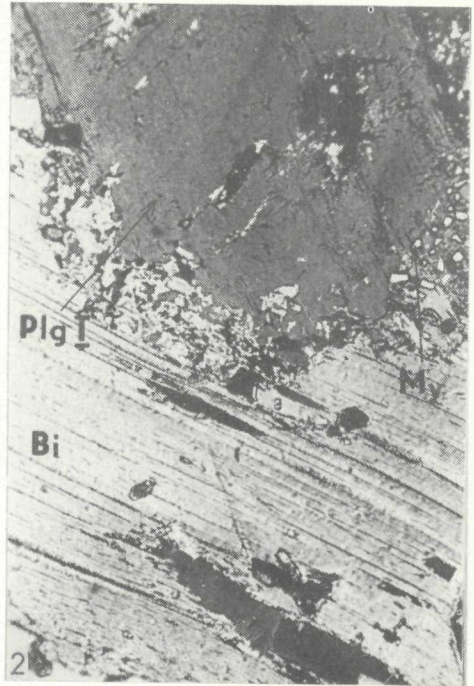
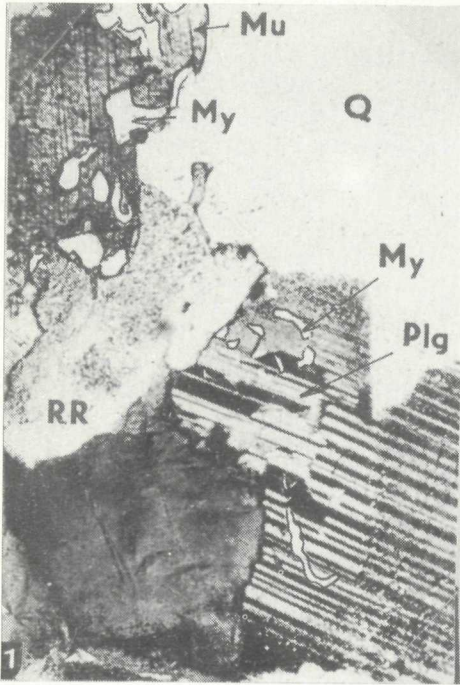
- BROWN, G. C.—FYFE, W. C. 1970: The Production of Granitic Melts during Ultra—metamorphism. *Contr. Mineral. Petrology*, 28, Berlin—New York, 310—318.
- BURRI, C.—PARKER, R. L.—WENK, E. 1967: Die optische Orientierung der Plagioklase-Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtische-methode. In J. V. Smith (1974), *Feldspar Minerals 1.*, Berlin—New York, 1—627.
- GOREK, A. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalínika Vysokých Tatier. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 10, 1, Bratislava, 13—88.

- GOREK, A.—VEIZER, J. 1966: Metasomatoze der Granitoiden der Hohen Tatra und ihre Gliederung. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 17, 1, Bratislava, 63—74.
- HOVORKA, D. 1979: Genéza variských magmatitov Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—148.
- HYNDMAN, D. W. 1972: Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. Mc Graw-Hill Book Company, New York, 1—533.
- IVANOV, M.—KAMENICKÝ, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš. 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187—212.
- KAMENCEV, I. E.—SMETANIKOVA, O. G. 1977: Opredelenije Al-Si uporiadočennosti i sostava polevych špatov metodom poroška. Zap. Vsesojuz. Mineral. Obšč., 4, Leningrad, 476—481.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Předmezozoické komplexy. In Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, 1. (M. Mahef et al. 1967), Ústř. Ústav Geol., Praha, 42—58.
- KAMENICKÝ, J. 1975: Návrh IUGS na klasifikáciu a nomenklatúru plutonických hornín. Mineralia slov., 7, 1—2, Spišská Nová Ves, 1—12.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. Práce, Zoš. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 159—171.
- KANTOR, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins. Geol. Práce, Zoš. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 303—317.
- KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na SZ Nizkych Tater. Sbor. Stát. Geol. Úst., 9, Praha, 414—615.
- KRAVCOVA, E. I. 1974: Sistema albit-ortoklaz-anortit, kvarc-(voda) pri davleniji vody ot 0 do 10 kilobar. Izv. Akad. nauk SSSR, ser., geol., 3, Moskva, 5—24.
- KRIST, E. 1979: Granitoid rocks of the southern part of the veporide crystalline complex. Geol. Zbor. Geologica carpath., 30, 2, Bratislava, 157—179.
- KUBÍNY, D. 1956: Správa o výskume ústrednej časti dumbierskeho masívu. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 110—119.
- KUBÍNY, D. 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—133.
- KUTOLIN, V. A. 1964: Petrochimičeskije osobennosti kislych proizvodnyh bazaltovoj magmy platformnych oblastej. Geol. i Geofiz. 2, Novosibirsk, 74—81.
- KUZNECOV, J. A.—BELOUSOV, A. F.—POLJAKOV, G. V. 1976: Sistematika magmatičeskich formacij po sostavu. Geol. i Geofiz., 5, Novosibirsk, 3—19.
- LUKÁČIK, E. 1978: Niektoré geologicko-petrologické problémy kryštalinika západnej časti dumbierskeho pásma Nizkych tater. Rigorózna práca, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—44.
- LUTH, W. C.—TUTTLE, O. F. 1969: The Hydrous Vapor Phase in Equilibrium with Granite and Granite Magmas. Geol. Soc. Amer. Mem., 115, New York, 513—548.
- MICHALIK, A. 1951: Brzeżona strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej. Państw. Inst. Geol., Biul. 61, Warszawa, 157—162.
- MORSE, S. A. 1970: Alkali Feldspars with Water at 5 kb Pressure. J. Petrology, 11, Oxford, 221—251.
- NOCKDOLS, S. R. 1954: Average chemical composition of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 65, 10, New York, 1007—1032.
- PIWINSKII, A. J. 1968: Experimental Studies of Igneous Rock Series: Central Sierra Nevada batholit, California. J. Geol. 76, Chicago, 548—570.
- PIWINSKII, A. J.—WYLLIE, P. J. 1968: Experimental Studies of Igneous Rock Series: a zoned pluton in the Wallowa batholit, Oregon, J. Geol., 76, Chicago, 205—234.
- RAGLAND, P. L. 1970: Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton. Lithos, 3, Oslo, 167—189.
- SIEGEL, K. 1970: Fabric anisotropy of Dumbier granodiorite. Geol. Zbor. Geologica carpath., 21, 2, Bratislava, 327—334.
- SIEGEL, K. 1976: The structure of the Low Tatra pluton. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geologica carpath., 27, 1, Bratislava, 149—164.
- SLEMONS, D. B. 1962: Observation in order — disorder relations of natural plagioklase. Nor. Geol. Tidsskr., 42, Oslo, 533—554.
- TUTTLE, O. F.—BOWEN, N. L. 1958: Origin of Granite in the Light of experimental studies in the System NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O. Geol. Soc. Amer. Mem. 74, New York, 1—153.
- WINKLER, H. G. F. 1979: Genesis metamorfičeskich porod. Nedra, Moskva, 1—327.









- WINKLER, H. G. F.—BOESE, M.—MARCOPULOS, T. 1975: Low temperature granitic melts. Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., H 6, Stuttgart, 245—268.
- WYLLIE, P. J. 1977: Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics, 43, 1—2, Amsterdam, 41—71.
- ZOUBEK, V.—KUBÍNY, D. 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 107—109.

Vysvetlivky k tabuľkám I—IV

Tab. I

- Obr. 1 Porfyrická výrastlica zonálneho K-živca uzatvára magmaticky korodovaný plagioklas I. Zreteľné je interzonálne orientované usporiadanie drobných inklúzií biotitu a mladšieho plagioklasu II — albitu. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 25 ×, X nikoly, d.b. LL-95, Tlstá.
- Obr. 2 K-živec s vláknitým pertitom uzatvára orientovane usporiadané inklúzie hypautomorfných až automorfných plagioklasov II — albitov. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 25 ×, X nikoly, d.b. LL-5, Tlstá.
- Obr. 3 Porfyrická výrastlica karlovarsky dvojčateného K-živca metasomatickej etapy, uzatvára neorientované inklúzie biotitu, plagioklasu I s reakčnými lemami (RR) a myrmekitom. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 25 ×, d.b. S-1, Sopotnícka dolina.

Tab. II

- Obr. 1 K-živec spôsobuje intenzívnu koróziu plagioklasu I, v ktorom sa nachádza myrmekit. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 200 ×, nikoly X, d.b. LL-13, Tlstá.
- Obr. 2 K-živec so škvritým pertitom intenzívne koroduje plagioklas I a biotit. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 95 ×, X nikoly, d.b. LL-112, j. od Liptovskej Lúžnej.
- Obr. 3 Plagioklas I je intenzívne korodovaný K-živcom za vzniku šachovnicového albitu. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, X nikoly, d.b. LL-13, Tlstá.
- Obr. 4 K-živec obsahuje jemne vláknitý pertit, metasomaticky reaguje s biotitom, ktorý zatlačá za vzniku reakčného lemu muskovitu, baueritu? Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, X nikoly, d. b. LL-3, Tlstá.

Tab. III

- Obr. 1 V albiticky dvojčatenom plagioklase sa nachádzajú produkty rozpadu tuhých roztokov — antipertit. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 25 ×, X nikoly, d.b. LL-112, j. od Liptovskej Lúžnej.
- Obr. 2 Detail obr. 1, zväčš. 67 ×, X nikoly.
- Obr. 3 V dôsledku reakcie K-živca s plagioklasom vzniká myrmekit, v asociácii s nimi vystupuje tiež muskovit. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, d. b. LL-9, Tlstá.
- Obr. 4 Detail obr. 3. K-živec so škvritým pertitom uzatvára pravdepodobne dva rozdielne bázičné plagioklasy. Kyslejší je sericitizovaný, v bázičnejšom dochádza k tvorbe myrmekitu, ktorý vystupuje v asociácii s muskovitom. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, X nikoly, d.b. S-1, Sopotnícka dolina.

Tab. IV

- Obr. 1 Na styku plagioklasu a muskovitu vzniká reakčný lem (RR) albitu, myrmekit je prítomný v dvojčatenom plagioklase, tiež v muskovite. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 95 ×, X nikoly, d.b. S-1, Sopotnícka dolina.
- Obr. 2 Xenomorfný biotit zatlačá čiastočne sericitizovaný plagioklas I s myrmekitom. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, X nikoly, d.b. LL-47, Tlstá.
- Obr. 3 K-živec so škvritým pertitom prechádza postupne do polysynteticky mriežkovaného mikroklínu. Zreteľné je prenikanie kremenno-alkalicko-živcového mobilizátu v intergranulárnych priestoroch. Prítomný je tiež myrmekit. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, X nikoly, d.b. LL-31, Tlstá.
- Obr. 4 Na styku K-živca a albiticky dvojčateného, selektívne sericitizovaného plagioklasu sa nachádza novotvorený titanit uzatvárajúci apatit a zirkón. Prítomný je aj myrmekit. Granodiorit prašivského typu, zväčš. 67 ×, X nikoly, d.b. LL-47, Tlstá.

Petrology of granite-granodiorites of the Prašivá type in the western part of the Nízke Tatry Mts. pluton

Summary of the Slovak text

The granite-granodiorites of the Prašivá type in the western part of the Nízke Tatry pluton are ranged among calc-alkalic rocks, and in respect of their total content of alkalies — among low-alkalic to subalkalic rocks. Microscopical examination resulted in distinguishing two markedly different types of potassium feldspar with oriented and unoriented arrangement of biotite inclusions and plagioclases. They may be a criterion for distinction of the magmatic and metasomatic stages in the final crystallization phases. The two types of phenocrysts of the potassium feldspar are also characteristic of two facies of granite-granodiorites of the Prašivá type, namely those crystallizing from melt, and facies which underwent alkalic metasomatism at the end. They are representative of various structural levels of the origin of the granite-granodiorites with different structural state of potassium feldspars in marginal facies and in the central (deeper) facies in the area around Dúbrava and the Tlstá massif.

Explanations of tables in text and text-figures 1—6

Table 1 Modal analyses of granite-granodiorites of the Prašivá type

Table 2 Structural state and composition of porphyric potassium feldspars from studied rocks

Table 3 Chemical analyses, norms and petrochemical characteristics of studied rocks

Fig. 1 Granite-granodiorites of the Prašivá type in the western part of the Nízke Tatry Mts. pluton

1—cover Mesozoic; 2—granite-granodiorites of the Prašivá type; 3—granodiorite-tonalite of the Dúmbier type; 4—migmatites and gneisses; 5—profile with marked sampling place of K-feldspar phenocrysts for X-ray analysis. According to the areal geological map of CSSR 1 : 200 000, sheet Banská Bystrica.

Fig. 2 O — modal composition of granite-granodiorites of the Prašivá type

In accordance with the IUGS-subcommission on systematism of igneous rocks (in J. Kameňák 1975).

● — CIPW normative composition; location is below Table 1.

Fig. 3 V. A. Kutolin's (1964) diagram

Granite-granodiorites of the Prašivá type belong mostly in the field II—batholite intrusions in orogenic belts; I—field of acid differentiates of basalt magma in platform areas; III—interpretation impossible. The values applied are in Table 3.

Fig. 4 On the basis of Zavaricki's parameters a, b, the granite-granodiorites of the Prašivá type are ranged among low-alkalic to subalkalic rocks

The respective values are in Table 3.

Fig. 5 CIPW normative composition of granite-granodiorites of the Prašivá type in the system Ab-Or-An-Qu-(H₂O) at the pressure of 200—400 MPa (E. I. Kravcova 1974); isodenses confine 50, 75, 95, 100 % of all points

1—cotectic surface of crystallization, 2—cotectic line at the pressure p H₂O — 200 MPa; 3—cotectic surface of crystallization, 4—cotectic line at the pressure p H₂O — 400 MPa; 5—points M correspond to the minimum crystallization temperature. The respective values are in Table 3.

Fig. 6 Projection of modal composition of granite-granodiorites of the Prašivá type in the system Ab-Or-An (H₂O) at the pressure p H₂O — 500 MPa (H. G. F. Winkler 1979) P-E cotectic line; granite-granodiorites are in the area of higher-tempered melts. The respective values are in Table 1, location below Table 1. + — granites, o — granodiorites.

Explanations of plates I—IV

Plate I

Fig. 1 Porphyric phenocryst of zonal K-feldspar, enclosing magmatically corroded plagioclase I. Distinct interzonally oriented arrangement of minor inclusions of biotite and younger plagioclase II-albite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 25 ×, X nicols, d.b. LL-95, Tlstá.

Fig. 2 K-feldspar with fibrous perthite, with oriented inclusions of hypoaautomorphic to automorphic plagioclases II-albites. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 25 ×, X nicols, d.b. LL-5, Tlstá.

Fig. 3 Porphyric phenocryst of Carlsbad twinned K-feldspar of metasomatic stage, enclosing unoriented inclusions of biotite, plagioclase I with reaction rims (RR) and myrmekite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 25 ×, X nicols, d.b. S-1, Sopotnícka dolina valley.

Plate II

Fig. 1 K-feldspar causing intensive corrosion plagioclase I containing myrmekite. Granodiorite of the Prašivá type magn. 200 ×, X nicols, d.b. LL-13, Tlstá.

Fig. 2 K-feldspar with spotty perthite, causing intensive corrosion of plagioclase I and biotite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 95 ×, X nicols, d.b. LL-112, S of Liptovská Lúžna.

Fig. 3 Plagioclase I intensively corroded by K-feldspar, producing albite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. LL-13, Tlstá.

Fig. 4 K-feldspar containing fibrous perthite, metasomatically reacting with biotite, replacing it and producing reaction rims of muskovite, bauerite? Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. LL-3, Tlstá.

Plate III

Fig. 1 In albite-twinned plagioclase are products of desintegration of solid solutions-antiperthite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 25 ×, X nicols, d.b. LL-112, S of Liptovská Lúžna.

Fig. 2 Detail of Fig. 1, magn. 67 ×, X nicols.

Fig. 3 K-feldspar reacting with plagioclase produces myrmekite. They are in association with muscovite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. LL-9, Tlstá.

Fig. 4 Detail of Fig. 3. K-feldspar with spotty perthite encloses most likely two different basic plagioclases. The more acid one is sericitized, in the more basic arises myrmekite associated with muscovite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. S-1, Sopotnícka dolina valley.

Plate IV

Fig. 1 Contact of plagioclase and muskovite with reaction rim (RR) of albite. Myrmekite is present in twinned plagioclase also in muscovite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 95 ×, X nicols, d.b. S-1, Sopotnícka dolina valley.

Fig. 2 Xenomorphic biotite replaces partly sericitized plagioclase I with myrmekite. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. LL-47, Tlstá.

Fig. 3 K-feldspar with spotty perthite passes gradually into polysynthetically lattices microcline. In intergranular spaces is quartz-alkalic-feldspar mobilizer. Myrmekite is also present. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. LL-31, Tlstá.

Fig. 4 On the contact of the K-feldspar with albite-twinned, selective-sericitized plagioclase is newly formed titanite enclosing apatite and zircon. Myrmekite is also present. Granodiorite of the Prašivá type, magn. 67 ×, X nicols, d.b. LL-47, Tlstá.

Translation: E. Jassingerová.

Петрология гранит-гранодиоритов прашивского типа западной части низкотатранского плутона

Резюме

Гранит-гранодиориты прашивского типа, обнажающиеся в западной части низкотатранского плутона, относятся к щелочноземельным горным породам; по общему содержанию щелочей их следует причислить к слабощелочным, даже к субщелочным. Изучение под микроскопом позволило установить наличие двух существенно отличающихся друг от друга типа с ориентированным и не ориентированным расположением включений биотита и плагиоклазов, что может служить критерием для распознавания магматического и метасоматического этапов заключительных фаз кристаллизации. В то же время наличие двух типов фенокристаллов калиевого полевого шпата характеризует две фации гранит-гранодиоритов прашивского типа — одну, кристаллизовавшуюся из расплава, другую, претерпевшую в конечной стадии щелочной метасоматоз. Эти фации соответствуют разным уровням возникновения с различным структурным упорядочением калиевых полевых шпатов. В краевых фациях уровень выше, в центральных, более глубоких фациях области Дубрави и массива Тлстой — ниже.

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

Пояснения к таблицам I—IV

(Описанные на всех рисунках образцы — гранодиорит прашивского типа)

Табл. I

Рис. 1 В фенокристалле зонального калиевого полевого шпата заключен магматически корродированный плагиоклаз I. Ясно видно интерзонально ориентированное расположение мелких включений биотита и более молодого плагиоклаза II — альбита. Гранодиорит прашивского типа, × 25, николи +, обнажение LL-95, Тлста.

Рис. 2 Калиевый полевой шпат с волокнистым пертитом содержит ориентированно расположенные включения типидиоморфных и идиоморфных плагиоклазов II — альбитов; × 25, николи +, обнажение LL-5, Тлста.

Рис. 3 Фенокристалл сдвойникового по карлсбадскому закону калиевого полевого шпата метасоматического этапа содержит не ориентированные включения биотита, плагиоклаза I с реакционной каемкой (RR) и мирмекитом; × 25, николи +, обнажение S-1, Сопотница долина.

Табл. II

Рис. 1 Калиевый полевой шпат сильно корродирует плагиоклаз I, в котором заключен мирмекит. × 200, николи +, обнажение LL-13, Тлста.

Рис. 2 Калиевый полевой шпат с пятнистым пертитом сильно корродирует плагиоклаз I и биотит. × 95, николи +, обнажение LL-112 южнее Липтовской Лужной.

Рис. 3 Плагиоклаз I сильно корродированный калиевым полевым шпатом с образованием альбита шахматной структуры; × 67, николи +, обнажение LL-13, Тлста.

Рис. 4 Калиевый полевой шпат, содержащий тонковолокнистый пертит, метасоматически реагирует с биотитом, замещая его с образованием реакционной каемки мусковита, бауерита (?); × 67, николи +, обнажение LL-3, Тлста.

Табл. III

Рис. 1 В плагиоклазе, сдвойникованном по закону альбита, находятся продукты распада твердых растворов — антипертит; × 25, николи +, обнажение LL-112 к югу от Липтовской Лужной.

Рис. 2 Деталь рис. 1, $\times 67$, николи +.

Рис. 3 В результате реакции калиевого полевого шпата с плагиоклазом образуется мирмецит, в ассоциации с которым находится мусковит; $\times 67$, николи +, обнажение LL-9, Тлста.

Рис. 4 Деталь рис. 3, таб. I. Калиевый полевой шпат с пятнистым пертитом содержит, по видимому, два различных по своей основности плагиоклаза. Более кислый серицитизирован, в более основном образуется мирмецит в ассоциации с мусковитом; $\times 67$, николи +, обнажение S-1, Сопотница долина.

Табл. IV

Рис. 1 На контакте плагиоклаза с мусковитом образуется реакционная каемка (PP) альбита, в двойнике плагиоклаза, а также в мусковите наблюдается мирмецит; $\times 95$, николи +, обнажение S-1, Сопотница долина.

Рис. 2 Ксеноморфный биотит частично замещает серицитизированный плагиоклаз I с мирмецитом; $\times 67$, николи +, обнажение LL-47, Тлста.

Рис. 3 Калиевый полевой шпат с пятнистым пертитом постепенно переходит в полисинтетический решетчатый микроклин. Ясно видно проникновение кварц-полевошпатового мобилизата в интергранулярные пространства щелочного полевого шпата. Наблюдается также мирмецит; $\times 67$, николи +, обнажение LL-31, Тлста.

Рис. 4 На контакте калиевого полевого шпата со сдвойнированным по закону альбита и селекционно серицитизированным плагиоклазом находится новообразованный титанит с включениями апатита и циркона. Наблюдается также мирмецит; $\times 67$, николи +, обнажение LL-47, Тлста.

Пояснения к рисункам 1—6

Рис. 1 Выход гранит-гранодиоритов прашивского типа в западной части низкотатранского плутона. 1 — мезозой оболочки; 2 — гранит-гранодиорит прашивского типа; 3 — гранодиорит-тоналит дюмбиерского типа; 4 — мигматиты и гнейсы; 5 — профиль с обозначением пункта отбора фенокристаллов калиевого полевого шпата для рентгеноскопического анализа. По обзорной геологической карте ЧССР 1 : 200 000, лист Банска Быстрица.

Рис. 2 О — модальный состав гранит-гранодиоритов прашивского типа согласно подкомиссии IUGS по систематике изверженных пород (ин Я. Каменецкий 1975). ● — нормативный состав по классификации CIPW, локализация приведена под таблицей 1.

Рис. 3 Диаграмма В. А. Кутolina (1964). Гранит-гранодиориты прашивского типа находятся главным образом в поле II-батолитовых интрузий орогенных областей, I — поле кислых продуктов дифференциации базальтовой магмы платформенных областей, III — интерпретации нельзя дать. И использованные величины приведены в таблице 3.

Рис. 4 По параметрам а, b Заварицкого гранит-гранодиориты прашивского типа относятся к слабощелочным и субалкалическим породам. Соответствующие величины приведены в табл. 3.

Рис. 5 По классификации CIPW нормативный состав гранит-гранодиоритов прашивского типа в системе Ab-Or-An-Qu-(H₂O) при давлении 200–400 МПа (Е. И. Кравцова 1974), изоденсы ограничивают 50, 75, 95, 100 % всех пунктов. 1 — котектическая поверхность кристаллизации; 2 — котектическая линия при давлении p_{H_2O} — 200 МПа; 3 — котектическая поверхность кристаллизации; 4 — котектическая линия при давлении p_{H_2O} — 400 МПа; 5 — пункты М соответствуют минимальной температуре кристаллизации. Соответственные величины приведены в таблице 3.

Рис. 6 Проекция модального состава гранит-гранодиоритов прашивского типа в системе Ab-Or-An (H₂O) при давлении p_{H_2O} — 500 МПа (Г. Г. Ф. Винклер 1979). P-E котектическая линия, гранит-гранодиориты находятся в области более высоко температурных расплавов. Соответствующие величины даны в таблице 1, локализация под таблицей 1.

Anna Vozárová

Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia

25 obr. v texte, 3 mapky, 4 fotogr. tab. (I—IV), anglické a ruské resumé

Abstract. Discussed are lithological and petrographical analyses of the Nižná Boca Formation (Stephanian) which is the basal part of the Hronicum. Presented is detailed description of composition of cycles, of character of sedimentary structures, colour of sedimentation and distribution of lithofacies. Petrographic analysis was made predominantly for a group of sandstones and sandy conglomerates. Determined was maturity of sandstones and the origin of their mineral grains. Particular attention was paid to the group of volcanoclastic sandstones and resedimented tuffs, and of volcanic rocks. Characteristic of the sedimentary environment is given. Presumable source areas and palinspastics are also discussed. General characteristic of the grade of metamorphosis of sediments and of volcanic rocks of the Nižná Boca Formation is included.

Nižnobocianske súvrstvie bolo vymedzené ako samostatná litostratigrafická jednotka v bazálnej časti hronika (pôvodný oznam autorov A. Vozárová—J. Vozár v stati *Aktuality Mineralia Slovaca* 11, 5, 1979; podrobnejšia charakteristika — definícia v *Mineralia slovaca*, 13, 4, 1981).

V tejto práci sú predložené výsledky litologického a petrografického štúdia nižnobocianskeho súvrstvia, ktorého výskum sa sústreďoval hlavne na oblasť Nízkyh Tatier, kde má najrozsiahlejšie povrchové rozšírenie v rámci celých Západných Karpát.

V Nízkyh Tatrách nižnobocianske súvrstvie vystupuje ako súčasť štureckého príkrovu na severných svahoch pohoria (od N. Boce po dolinu Vernárskeho potoka) a ako súčasť príkrovu chočského na južných svahoch pohoria (medzi Podbrezovou-Pieskom a dedinou Bystrá). Osobitné tektonicky izolované výskyty sú vo východnej časti pohoria pri obci Vernár (pracovne v mnohých štúdiach označované ako tzv. vernársky karbón).

V pohorí Nízke Tatry bola zostavená v priebehu terénneho výskumu mapa rozšírenia nižnobocianskeho súvrstvia, boli študované a zostavené litologické profily doplnené o pozorovanie sedimentárnych textúr, smery transportu materiálu a pod.

Druhou oblasťou s dominantným rozšírením nižnobocianskeho súvrstvia je podložie neogénu a neovulkanitov stredného Slovenska overené početnými vrtmi realizovanými a vyhodnotenými v rámci úlohy Výskum podložia. Pre túto prácu boli použité aj výsledky získané zo štúdia profilov viacerých vrtov, najmä GK-5 (Veľká

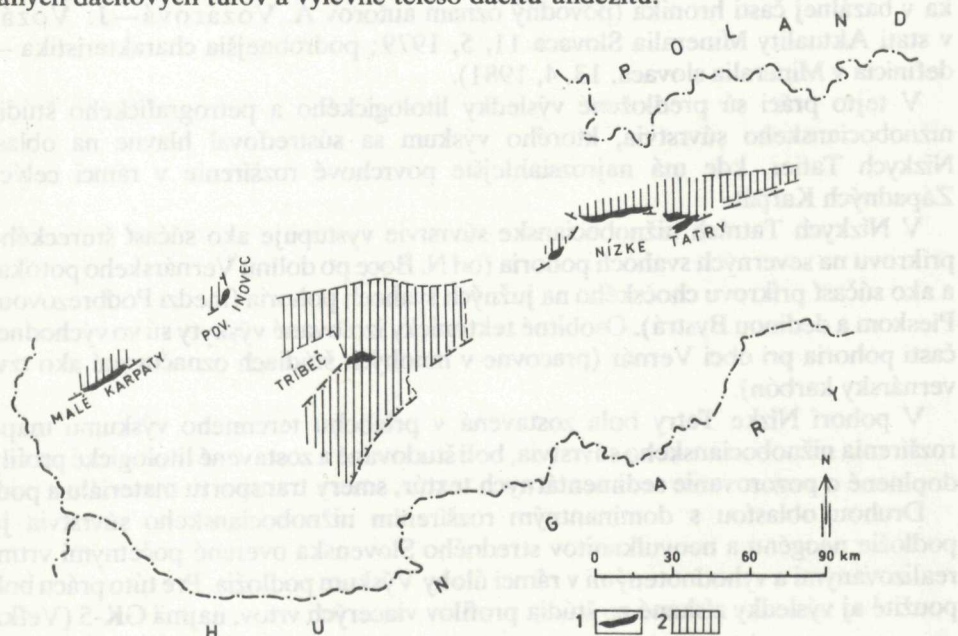
Lehota), GK-12 (Devičany), GK-14, GK-15 (Brehy), PKŠ-1 (Gondovo), VIK-1 (Veľký Inovec), JL-1 (Janova Lehota), pozri správy K. Karolus et al. (1969, 1970a, b, 1975, 1976), A. Brlay et al. (1975), A. Biely et al. (1977) a výsledky výskumu z povrchových výskytov v pohorí Trábeč (J. Vozár 1973, 1975a 1977).

Podstatne menším rozsahom je zastúpený vrchný kARBÓN hronika v bazálnej časti štúreckého príkrovu v Malých Karpatoch medzi Smolenicami a Sološnicou. Osobitný dôraz sa kládol na profily pri Lošonci, Zabitom, Nových Domoch a na profil plytkého vrtu S-1 (situovaný na SZ od Lošonca; A. Kullmanová—J. Vozár et al. 1964).

Fragmentálne je nižnobocianske súvrstvie zastúpené v Považskom Inovci, a to ako súčasť alochtónnej jednotky v západnej časti pohoria (Kálnická dolina, Novanská dolina, Hôrčanská dolina). Táto oblasť bola v teréne študovaná hlavne v r. 1977—78, a to v návaznosti na údaje J. Vozára (1975a) o zastúpení vrchného kARBÓnu chočského príkrovu v Považskom Inovci.

Výsledky litologického výskumu z uvedených oblastí boli doplnené o petrografickú analýzu sedimentov s dôrazom na skupinu pieskocov a piesčitých zlepcov.

Nižnobocianske súvrstvie je charakterizované ako regresívna klastická formácia s výraznou tendenciou zhrubovania klastického materiálu smerom do vrchných častí. Základnými znakmi sú — šedé sfarbenie a mnohonásobné opakovanie cyklov nad sebou v rámci celého súboru. Boli doložené ďalšie dôkazy o existencii syngenetického vulkanizmu, ktorý mal prevažne dacitové zloženie, s menším zastúpením dacitov-andezitov. V Nízkych Tatrách boli vyčlenené polohy redeponovaných dacitových tufov a výlevné teleso dacitu-andezitu.



Mapa 1 Schéma rozšírenia výskytov nižnobocianskeho súvrstvia v Západných Karpatoch; 1-výskyt v povrchu, 2-výskyt v podloží neogénu stredného Slovenska.

Sedimentárne textúry a vrstevnatosť

Základným a makroskopicky dobre viditeľným znakom nížnobocianskeho súvrstvia je výrazná vrstevnatosť. Vrstvy, ako základné sedimentačné jednotky, sa vyznačujú stálou alebo takmer stálou hrúbkou pri pomerne značnom laterálnom rozšírení. Predovšetkým telesá pieskovcov tvoria dobre rozlíšiteľné lavice alebo skupiny lavíc.

Hrúbka jednotlivých vrstiev vo vertikálnom smere sa mení, a to v závislosti od ich zrnitostného zloženia a usporiadania v jednotlivých cyklicky usporiadaných súboroch. Je priamo závislá od fyzikálnych vlastností transportných činiteľov. Všeobecne priamo úmerne so zväčšovaním hrúbky zrna sedimentov sa zväčšuje i hrúbka lavíc. Veľmi hrubé lavice sú predovšetkým tvorené hrubo- a strednozrnnými pieskovecami, prípadne piesčitými zlepenkami. Zo štatistických meraní pieskovcových lavíc vyplýva, že v nížnobocianskom súvrství v oblasti Nízkych Tatier absolútne prevládajú lavice hrubé a veľmi hrubé: veľmi hrubé lavice — nad 100 cm — 38 %; hrubé lavice — 30—100 cm — 49 %; stredné lavice — 10—30 cm — 11 %; tenké lavice — 3—10 cm — 2 %. Pre klasifikáciu hrúbky lavíc bola použitá škála Ch. V. Cambella (1967).

Telesá piesčitých ílovcov a veľmi jemnozrnných pieskovcov, zväčša masívnej alebo paralelne laminovanej textúry, sú taktiež vo väčšine prípadov hrubé. V oblasti Nízkych Tatier sú veľmi hrubé telesá zastúpené približne 29 %, hrubé 50 %, stredné 15 % a tenké 6 %.

Pre vnútorné usporiadanie vrstiev je najcharakteristickejšie zvrstvenie gradačné, masívne a horizontálne. Len zriedkavo sa zistilo zvrstvenie šikmé. Zo štatistickej analýzy pieskovcových telies z oblasti Nízkych Tatier vyplýva, že najrozšírenejším typom zvrstvenia je zvrstvenie gradačné.

Percentuálne zastúpenie rôznych typov zvrstvenia v pieskovcoch nížnobocianskeho súvrstvia z oblasti Nízkych Tatier na základe vyhodnotenia 202 lavíc: gradačné zvrstvenie — 59 %, horizontálne zvrstvenie — 31 %, masívna textúra — 9 % a šikmé zvrstvenie — 1 %.

Gradačné zvrstvenie je charakteristické postupnou zmenou veľkosti zrna v rámci lavice, a to od najhrubšieho až po najjemnejšie. V študovaných sekvenciách je najrozšírenejší typ gradačného zvrstvenia s normálnym usporiadaním častíc, t. j. na báze vrstvy s hrubým zrnom a na vrchu vrstvy s jemným zrnom. Len malú časť (asi 10 %) gradačných zvrstvení tvoria typy inverzné. Sporadicky boli zistené gradačné zvrstvenia pensymetrické.

Gradačné typy zvrstvenia sú charakteristické predovšetkým pre telesá stredno- a hrubozrnných pieskovcov. Zistené boli však i v pieskovcoch jemnozrnných. Z hľadiska štruktúrneho boli zistené dva typy gradačného zvrstvenia. V prvom prípade, početne najčastejšom, ide o gradačne zvrstvené telesá zložené z piesčitého materiálu, bez, alebo takmer bez, prítomnosti ílovitej zložky. Gradačné zvrstvenia druhého typu, početne málo zastúpené, obsahujú vyšší podiel ílovitej hmoty, ktorá v bazálnych častiach telies vystupuje vo funkcii základnej hmoty a vo vrchnej časti

prevláda alebo je jedinou zložkou. Z uvedeného jednoznačne vyplýva, že väčšia časť gradácie zvrstvených telies vznikla usadením z normálnych prúdov, v dôsledku zmeny intenzity sily prúdu.

Horizontálne zvrstvenie je zapríčinené striedaním lamín s nerovnakou zrnitosťou sedimentárneho materiálu, ktoré sú navyše farebne dobre odlišiteľné. Jemnejší materiál je obvykle tmavšie sfarbený a ľahko makroskopicky odlišiteľný. V týchto laminách sú uložené i kryštáliky klastickej sludy a zvyšky rastlinnej sečky.

Horizontálne planárne zvrstvenie alebo laminácia vyššie opísaného typu boli zistené v telesách drobno- a strednozrnných pieskovcov a tiež v piesčitých prachovcoch. Horizontálne zvrstvené telesá pieskovcov gradácie prechádzajú do piesčito-ílovitých tmavo sfarbených sedimentov. Paralelná orientácia a silná koncentrácia lupienkov klastickej sludy v laminách, spolu so zuhoľnatým rastlinným detritom, svedčí o usadzovaní v pokojných vodách, ekvivalentným podmienkam sedimentácie v jazerách, mŕtvych ramenách riek, na rozlivových rovinách a pod.

Ďalším typom horizontálneho zvrstvenia je paralelná laminácia v pieskovcoch. Spôsobuje ju striedanie lamín hrubšieho i pomerne jemnejšieho zrna. Tieto laminy sa líšia tiež kvalitatívnym zložením detritického materiálu, a preto i farebne. Opísaný typ pieskovcových telies nevystupuje spolu s polohami piesčitých ílovcov. Nachádza sa v súboroch lavíc pieskovcov. Podľa údajov z literatúry sa tento typ textúry viaže na vznik vo vodnom prostredí, v zóne intenzívneho prúdenia, počas tzv. fázy zrovnaného dna.

Sedimenty masívne alebo beztextúrne tvoria malú časť študovaných sekvencií. Patria k nim tak lavice jemných sedimentov — piesčitých ílovcov, prachovcov, ako i lavice pieskovcov.

Šikmé zvrstvenie patrí v sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia k najzriedkavejším textúram. Tvorí obvykle súčasť zloženého zvrstvenia v rámci jednej lavice. Zistené typy zvrstvenia v pieskovcoch patria k nízkoškálovému tabulárnemu šikmému zvrstveniu. Ich vznik súvisí pravdepodobne s existenciou jednoduchých prúdových čerín malej škály.

Erózne textúry

Sú najrozšírenejším typom textúr zachovaných na vrstevných plochách. Patria k nim predovšetkým erózne rozmyvy a erózne kanály.

Z nich sú najčastejšie erózne rozmyvy rozmermi menšie. Sú to prehĺbeniny na povrchu vrstiev, obvykle na styku lavice hrubozrnej s lavicou zloženou z pomerne jemnozrnejšieho materiálu. V priečnom reze majú nepravidelný, korytovitý tvar. Vždy sú vrezané do podložnej vrstvy. Výplň týchto útvarov i bazálna časť nadložnej vrstvy obsahujú ostrohranné fragmenty sedimentov z vrstvy podložnej.

Rádovo väčšie rozmery majú erózne kanály. Boli zistené na viacerých lokalitách Nízkych Tatier. Šírka erózných kanálov sa pohybovala najčastejšie od 60 cm do 4 m. Len v jednom prípade u neúplne zachovaného koryta treba predpokladať šírku až 8—10 m. Hĺbka koryt sa pohybovala od 25 cm do 1 m. Najväčšie koryto malo až 4 m. Index vyjadrujúci vzťah šírky a hĺbky koryt (w/h podľa B. J. Blucka—G. Kellinga 1963) je vo všetkých prípadoch menší než 10, čo poukazuje na vysoký

stupeň energie. V pričnom reze majú erózne korytá tvar veľkého U a sú zväčša symetrické. Výplň týchto erózných koryt je takmer vždy piesčitá. Pieskovcové telesá majú vo vnútri najčastejšie formu korytovitého šikmého zvrstvenia.

Genéza týchto pretiahnutých pieskovcových útvarov, ktoré vyplňajú erózne korytá, je začleňovaná do plytkovodného sedimentačného prostredia. Buď ide o zasypané riečne korytá alebo kanály v šelfovej zóne (ex. R. Gradziński et al. 1976).

Erózne kanály v najvrchnejších častiach nižnobocianskeho súvrstvia a v spodných častiach súvrstvia malužinského (obr. 9) majú nepravidelný tvar, sú asymetrické, so širokým plochým prierezom. Výplň týchto koryt je zlepencová, pričom materiál tvoria dobre opracované valúny extraformačného pôvodu i ostrohranné fragmenty pôvodu intraformačného, produktu lokálnej erózie. Predstavujú výplň dna pôvodných distribučných koryt.

Deformačné textúry

Z tejto skupiny textúr boli zistené predovšetkým stopy po vtláčaní. Takéto textúry vznikajú súčasne s tvorbou vrstevnatosti. Objavujú sa na styku pieskovcovej lavice a jemnozrnného ílovitého, piesčito-ílovitého materiálu. Na spodnej strane pieskovcových vrstiev sú charakteristické okrúhle alebo nepravidelné hrčovité hľuznaté útvary. Vznikajú krátko po uložení, keď sa ťažší piesok vtláča a preniká do zvodneného mäkkého podložného materiálu.

Biogénne textúry

V sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia sú zriedkavejšie stopy po činnosti organizmov než v nadložnom malužinskom súvrství. Vysvetlenie spočíva pravdepodobne v čiastočne obmedzených možnostiach rozvoja organizmov v pomerne málo presvetlených vodách s redukčnejším prostredím. V tmavofarbených čiernych piesčitých ílovcoch alebo jemnozrnných pieskovcoch sa stopy po činnosti organizmov takmer nenachádzajú. Prítomnosť kryštálov pyritu alebo tiež drobných pyritových konkrécií svedčí o hnilobných procesoch v pôvodnom sedimentačnom prostredí, to znamená v slabo vetraných častiach sedimentačného bazénu, nevhodných pre život organizmov.

Stopy po činnosti organizmov sú najčastejšie v laviciach prachovcov, veľmi jemnozrnných a jemnozrnných pieskovcov tmavošedej, strednošedej a zelenošedej farby. Nachádzajú sa vždy vo vnútri sedimentárnej lavice a sú vyplnené materiálom z nej. Je to materiál relatívne hrubší, obohatený o klastickú slúdu. Najpravdepodobnejšie sú tieto stopy pozostatkami po činnosti ílojedov.

Konkrécie

V sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia boli zistené iba drobné pyritové konkrécie v čiernych ílovitých sedimentoch.

Farba sedimentov

Všeobecne možno konštatovať, že sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia sú šedo-sfarbené. V závislosti od zrnitosti, mineralogického zloženia piesčitej frakcie a množstva obsahu základnej hmoty, tiež prítomnosti zuhoľnatého rastlinného detritu, sa striedajú farebné odtiene od čierneho a tmavošedého cez strednošedý a zelenošedý až po svetlošedý.

Sedimenty jemnozrnnejšie sú všeobecne tmavšie sfarbené než variety hrubozrnnejšie. Keďže smerom do nadložja pribúda v nižnobocianskom súvrství množstvo lavíc pomerne hrubozrnnejších sedimentov, v tom istom smere sa mení farba sedimentov do zelenošeda a strednošeda; v najvrchnejších častiach sú sedimenty svetlosfarbené.

Na príkladoch analýzy profilov z oblasti Nízkych Tatier sa zistilo, že v spodnejších častiach dnes zachovaného nižnobocianskeho súvrstvia tvoria sedimenty čiernej a tmavošedej farby 40 až 60 %, strednošedej farby 20—30 % všetkých uloženín. Zastúpenie zelenošedej farby sa mení v rozsahu 10 až takmer 70 %.

Zelenošedé sfarbenie je zapríčinené jednak prítomnosťou minerálu chloritu v základnej hmote pieskovcov, ale taktiež je čiastočne ovplyvnené mineralogickým zložením piesčitej frakcie. Maximálne rozšírenie zelenošedého sfarbenia je v oblasti so zvýšeným obsahom vulkanického materiálu v detritickej zložke.

Čierne, tmavo- a strednošedé sfarbenie sedimentov závisí od obsahu bituminózne-nej zložky v ílovitej základnej hmote. Intenzita sfarbenia je potom závislá na zrnitosti sedimentu a na jeho štruktúrnej vytriedenosti. Svetlošedo sfarbené sedimenty sú hrubozrné, dobre štruktúrne vytriedené.

Všetky vyššie uvedené závery jednoznačne dokumentujú, že farba sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia závisí od ich primárneho zloženia.

Percentuálne zastúpenie farebných odtieňov sedimentov na príklade lokalít z oblasti Nízkych Tatier

Farba:				
Lokalita	čierna a tmavošedá	strednošedá	zelenošedá	svetlošedá
NT-34	70	30	—	—
NT-35	41	46	13	—
NT-36	65	35	—	—
NT-28	58	26	16	—
NT-29	39	44	17	—
NT-30	43	55	2	—
NT-31	—	8	—	92
NT-32	26	—	74	—
NT-33	21	7	26	42
Studená dolina	2	98	—	—
Bystrá dolina				
pri Bystrom	8	86	6	—
NT-26 ^{II}	19	10	71	—
NT-26 ^I	37	60	30	—

Vo vrchných častiach nižnobocianskeho súvrstvia je obsah sedimentov čiernej a čiernošedej farby v rozsahu 8—20 %. Prevahu majú sedimenty sfarbené šedo- a zelenošedo. Častejšie sa začínajú objavovať sedimenty svetlošedej farby.

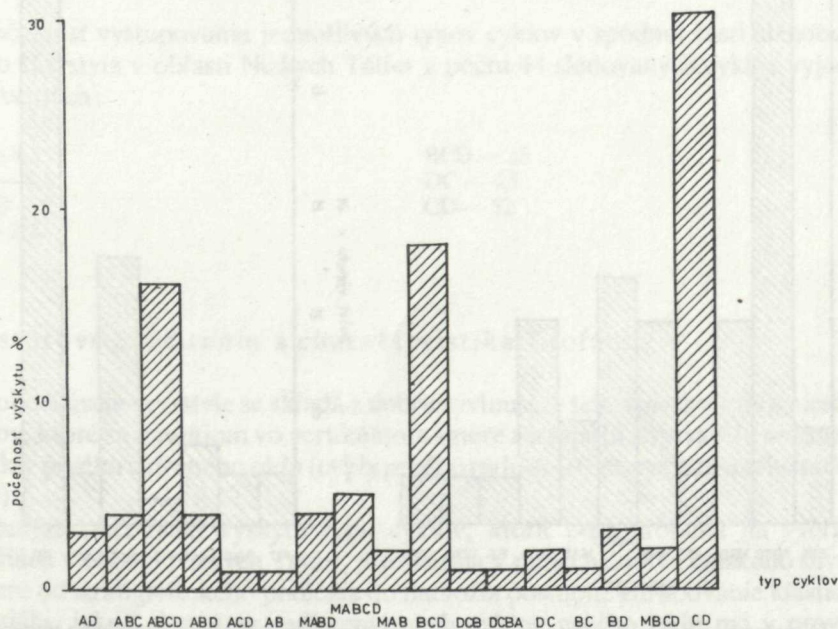
Sedimentačné cykly

Charakteristickým znakom sedimentárnych sekvencií nižnobocianskeho súvrstvia je cyklické opakovanie sérií litologických členov: A — hrubozrnné pieskovce, B — strednozrnné pieskovce, C — drobnozrnné pieskovce, D — piesčité ílovce, veľmi jemnozrnné pieskovce, M — drobnozrnné piesčité zlepence.

Opísané litologické členy sa spájajú a vytvárajú rôznorodé cykly. Na príklade analýzy cyklicky sedimentovaných súvrství z oblasti Nízkych Tatier bolo zistených 17 rôznych typov cyklov (obr. 1). Jednotlivé cykly sú väčšinou zložené z viac než dvoch litologických členov: 66 % cyklov polymerických (zložených z viac než dvoch členov); 34 % cyklov dimerických (zložených z dvoch členov).

Prevaha polymerických cyklov a variabilita ich typov dovoľuje nazvať série cyklov tvoriacich sedimentárne sekvencie nižnobocianskeho súvrstvia heteropolymerickými (nomenklatura cyklov podľa autorov P. McL. D. Duff—A. Hallam—E. K. Walton 1967).

Drvivá väčšina cyklov je typu normálneho, to znamená, že cykly na báze začínajú pomerne hrubozrnnjším sedimentom, pričom smerom do vrchnej časti sa postupne veľkosť zrna znižuje. Inverzné cykly tvoria len malé percento v študovaných sériách cyklov (asi 4 %). Pre tento typ cyklov je charakteristická opačná tendencia



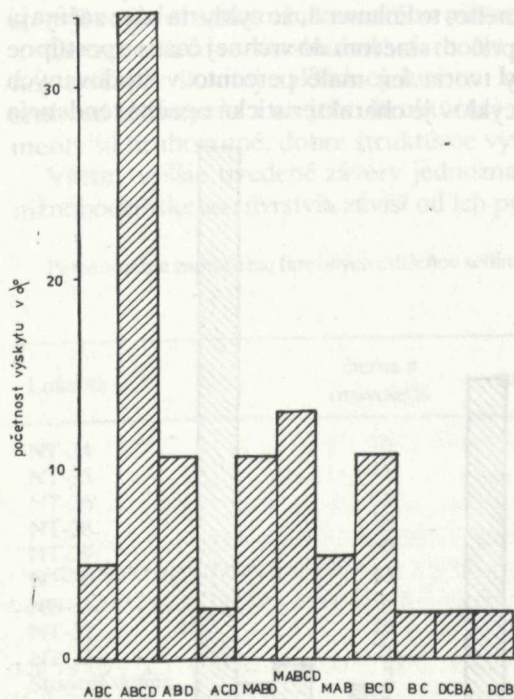
Obr. 1 Hystogram vyjadrujúci početnosť jednotlivých typov cyklov v nižnobocianskom súvrství.

následnosti jednotlivých litologických členov, to znamená na báze jemnozrnné sedimenty a vo vrchnej časti sedimenty hrubozrnnéjšie.

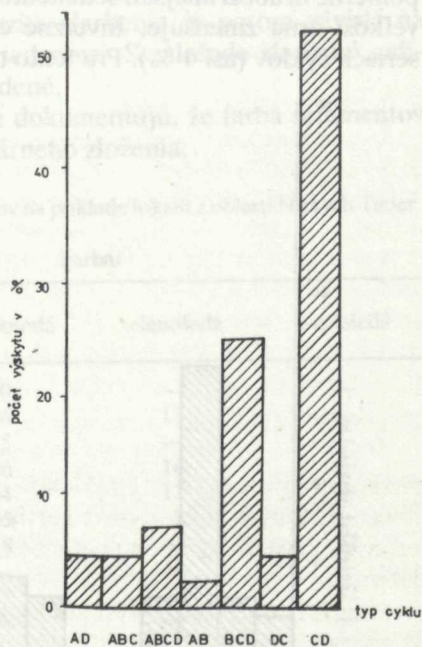
Číselná analýza typov cyklov v priereze celého súvrstvia jednoznačne poukazuje na zastúpenie troch typov modálnych cyklov — ABCD, BCD a CD (obr. 1). Ak však sledujeme početné zastúpenie cyklov oddelene pre vrchnú i pre spodnú časť dnes zachovaných výskytov nižnobocianskeho súvrstvia, jednoznačne môžeme konštatovať, že modálny cyklus pre vrchnú časť súvrstvia predstavuje typ ABCD (obr. 2). Má zloženie smerom od bázy ku vrchu — hrubozrnný pieskovec, strednozrnný pieskovec, drobnozrnný pieskovec, piesčitý ílovec. Časť cyklov, predovšetkým z najvrchnejších častí nižnobocianskeho súvrstvia, obsahuje na báze až piesčitý zlepenec (cykly typu MABCD).

V spodnej časti zachovaných výskytov nižnobocianskeho súvrstvia je modálnym cyklom prvého rádu typ CD, druhého rádu typ BCD (obr. 3). To znamená na báze stredno- až drobnozrnný pieskovec, vo vrchnej časti cyklu piesčitý ílovec alebo veľmi jemnozrnný pieskovec.

Sedimentárne súbory nižnobocianskeho súvrstvia sú zložené z cyklov prvého rádu, majú teda hrúbku do 10 m. Hoci v prevažnej miere majú rozdelenie následnosti litologických členov normálne, zjemňujúce sa do vrchných častí, jednáko sú zložené do megasekvencie, v ktorej pozorovať výrazné zhrubovanie klastické-



Obr. 2



Obr. 3

Obr. 2 Hystogram vyjadrujúci početnosť typov cyklov vo vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia.
 Obr. 3 Hystogram vyjadrujúci početnosť typov cyklov v spodnej časti nižnobocianskeho súvrstvia.

ho detritu smerom do vrchných častí. Dôkazom toho je i rozdelenie početnosti cyklov osobitne pre spodnú a vrchnú časť nižnobocianskeho súvrstvia (obr. 2, 3).

Početnosť vystupovania jednotlivých typov cyklov v nižnobocianskom súvrství z oblasti Nízkyh Tatier vyjadrené v percentách z celkového počtu 100 sledovaných cyklov:

AD — 3	BCD — 18
ABC — 4	DCB — 1
ABCD — 16	DCBA — 1
ABD — 4	DC — 2
ACD — 1	BC — 2
AB — 1	BD — 3
MABD — 4	MBCD — 2
MABCD — 5	CD — 31
MAB — 2	

Početnosť vystupovania jednotlivých typov cyklov vo vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia v oblasti Nízkyh Tatier z celkového počtu sledovaných 38 cyklov možno vyjadriť v percentách:

ABC — 5,2	MAB — 5,2
ABCD — 34,2	BCD — 10,4
ABD — 10,4	BC — 2,8
ACD — 2,8	DCBA — 2,8
MABD — 10,4	DCB — 2,8
MABCD — 13	

Početnosť vystupovania jednotlivých typov cyklov v spodnej časti nižnobocianskeho súvrstvia v oblasti Nízkyh Tatier z počtu 44 sledovaných cyklov vyjadrená v percentách:

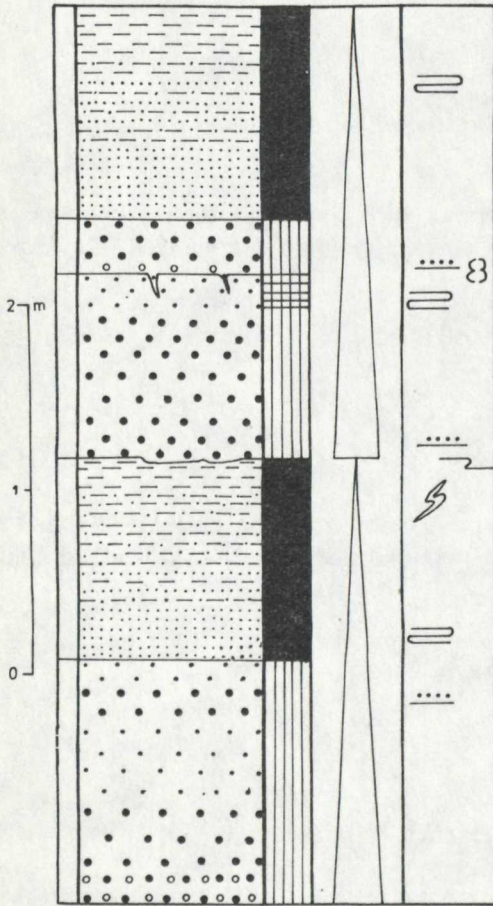
AD — 4,5	BCD — 25
ABC — 4,5	DC — 4,5
ABCD — 7	CD — 52
AB — 2,2	

Priestorové rozšírenie a charakteristika litofácií

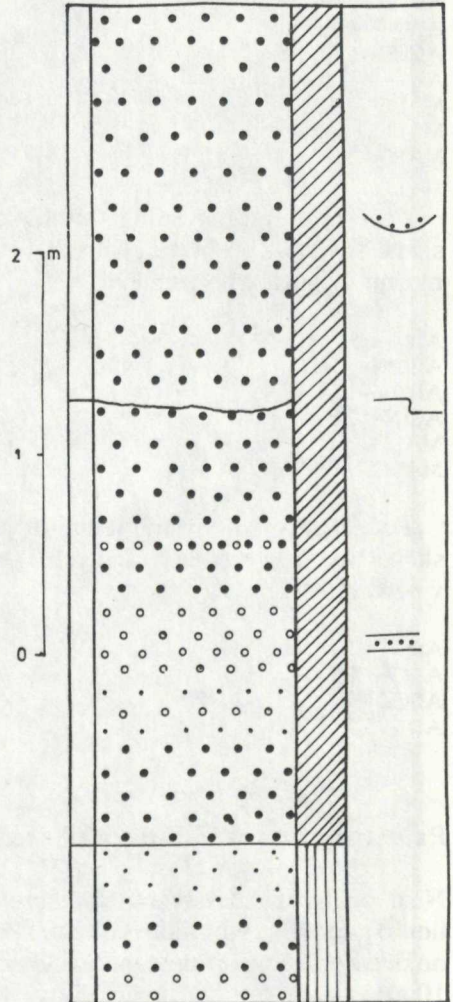
Nižnobocianske súvrstvie sa skladá z dobre vyvinutých telies pieskovcov a piesčitých ílovcov, ktoré sa navzájom vo vertikálnom smere zastupujú a vytvárajú sedimentárne cykly prvého a druhého rádu (cykly prvého rádu do 10 m, cykly druhého rádu nad 10 m).

Analýza početnosti výskytu typu cyklov, ktorá bola urobená na vybraných lokalitách v oblasti Nízkyh Tatier, preukázala v rámci nižnobocianskeho súvrstvia v smere od stratigrafického podložía do nadložía postupné zhrubovanie klastického materiálu, i keď charakter sedimentárnych cyklov prvého rádu má v prevažnej väčšine normálne usporiadanie. Bolo to pozorované v defilé doliny Holičná (na v. od

k. Holica) v typových litologických profiloch NT-26 I (pozri A. Vozárová—J. Vozár 1981) a NT-26 II (obr. 4). V prvom z nich je obnažená vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia a styk so súvrstvom malužinským. Druhý profil (NT-26^{II}) predstavuje spodnejšie časti nižnobocianskeho súvrstvia v najzachovanejšom defilé tejto litostratigrafickej jednotky. Taktiež séria litologických profilov spracovaných v Mokrej doline na JZ od Spišského Bystrého v smere od stratigrafického podložja do nadložja (lok. NT-28, NT-29, NT-30, NT-31 — obr. 6, 7, 8, 9 a profil



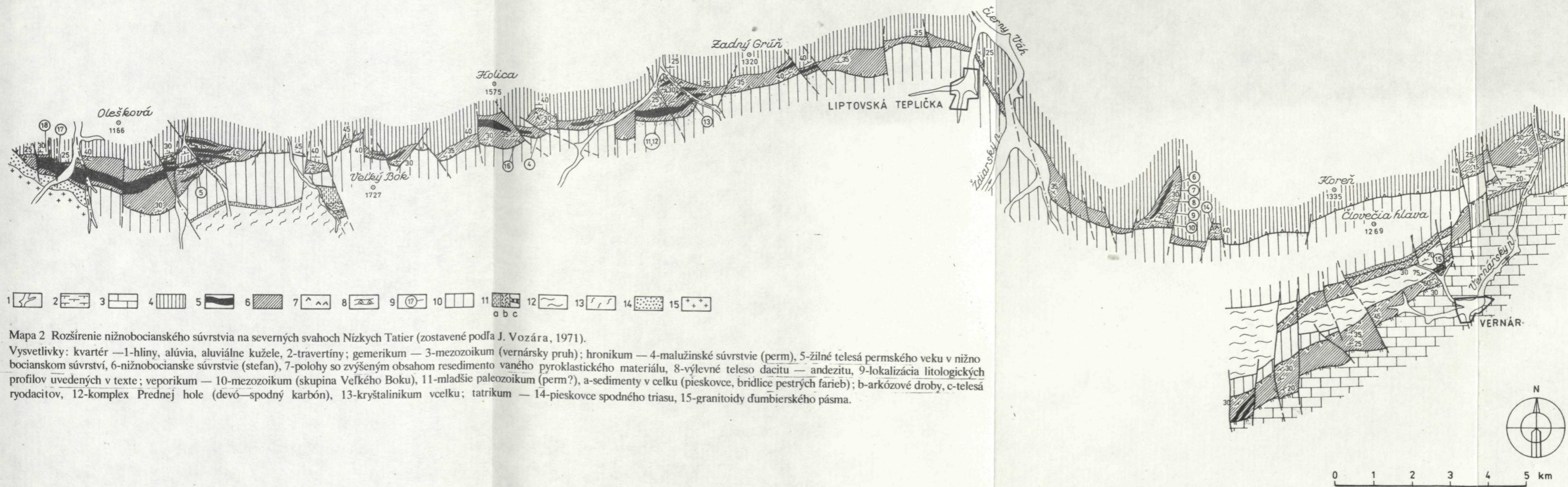
Obr. 8



Obr. 9

Obr. 8 Litologický profil lok. NT-30, Mokrá dolina, jz. od Spišského Bystrého (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

Obr. 9 Litologický profil lok. NT-31, Mokrá dolina, jz. od Spišského Bystrého (vysvetlivky pozri pri obr. 4).



Mapa 2 Rozšírenie níznobocianského súvrstvia na severných svahoch Nízkyh Tatier (zostavené podľa J. Vozára, 1971).

Vysvetlivky: kvartér — 1-hliny, alúvia, aluviálne kuže, 2-travertíny; gemerikum — 3-mezozoikum (vernársky pruh); hronikum — 4-malužinské súvrstvie (perm), 5-žilné telesá permského veku v nížnobocianskom súvrství, 6-níznobocianske súvrstvie (stefan), 7-polohy so zvýšeným obsahom resedimentovaného pyroklastického materiálu, 8-výlevné teleso dacitu — andezitu, 9-lokalizácia litologických profilov uvedených v texte; veporikum — 10-mezozoikum (skupina Veľkého Boku), 11-mladšie paleozoikum (perm?), a-sedimenty v celku (pieskovce, bridlice pestrých farieb); b-arkózové droby, c-telesá ryodacitov, 12-komplex Prednej hole (devó—spodný karbón), 13-kryštalinikum vcelku; tatrikum — 14-pieskovce spodného triasu, 15-granitoidy ťumbierskeho pásma.

Obr. 4 Litologický profil dolinou Holičná, jv. od k. Holica — lok. NT-26 II.

Vysvetlivky k obrázkom 4—21:

Litológia:

- 1a-piesčité zlepence ; 1b-polohy valúnov strednej veľkosti v piesčitých zlepencoch ;
- 2-hrubozrnné pieskovce ;
- 3-strednozrnné pieskovce ;
- 4-drobnozrnné pieskovce ;
- 5-veľmi jemnozrnné pieskovce ;
- 6-prachovce, piesčité ílovce ;
- 7-vápniťo-ílovité bridlice ;
- 8a, b-tufové pieskovce ;
- 9-tufy.

Farba sedimentov:

- 10-čiernošedá, tmavošedá ;
- 11-strednošedá ;
- 12-zelenošedá ;
- 13-svetlošedá ;
- 14-červenošedá, fialovošedá.

Cykly:

- 15-normálne cykly ;
- 16-inverzné cykly.

Sedimentárne textúry:

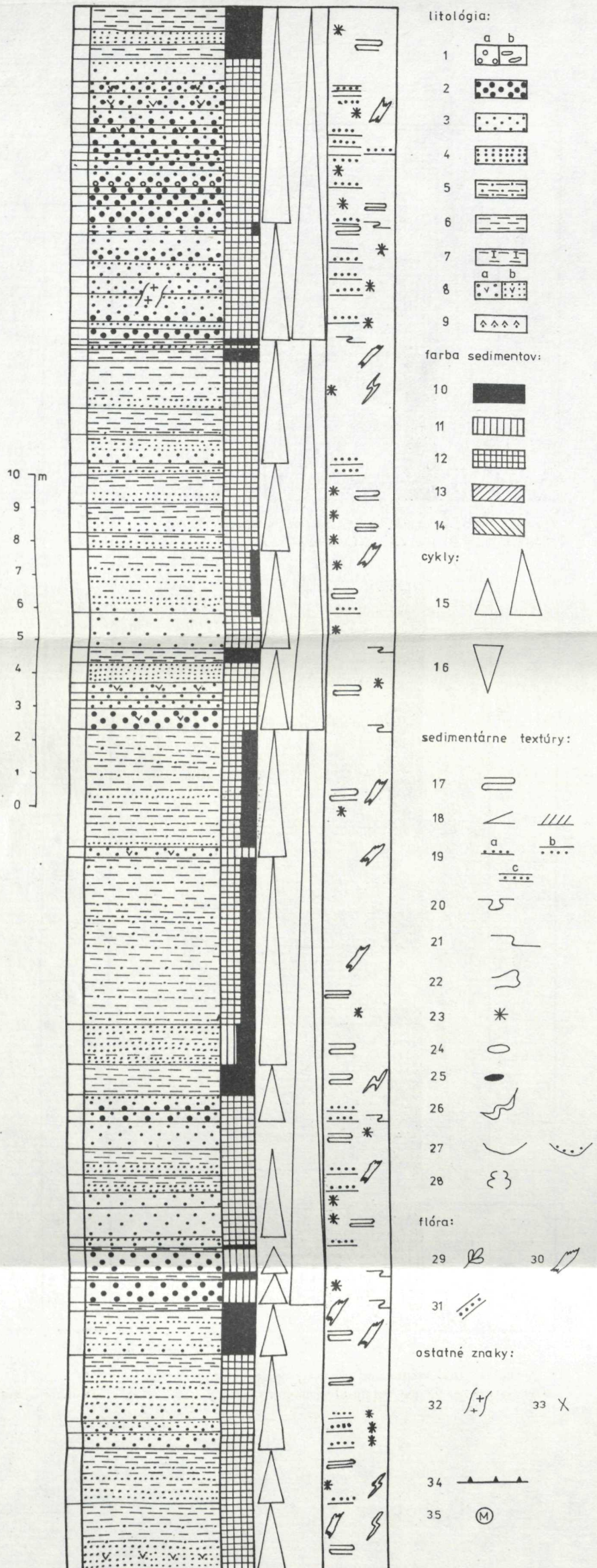
- 17-horizontálne zvrstvenie ;
- 18-šikmé zvrstvenie ;
- 19a-gradáčné zvrstvenie normálne ; b-gradáčné zvrstvenie inverzné ; c-gradáčné zvrstvenie pensymetrické ;
- 20-stopy po vtlačaní ;
- 21-erózne rozmyvy ;
- 22-sklzové textúry ;
- 23-klastická sfúda ;
- 24-konkrécie ;
- 25-závalky ílovcov a ílovitých bridlíc ;
- 26-bioturbačné textúry ;
- 27-erózne kanály ;
- 28-klastické žily.

Flóra:

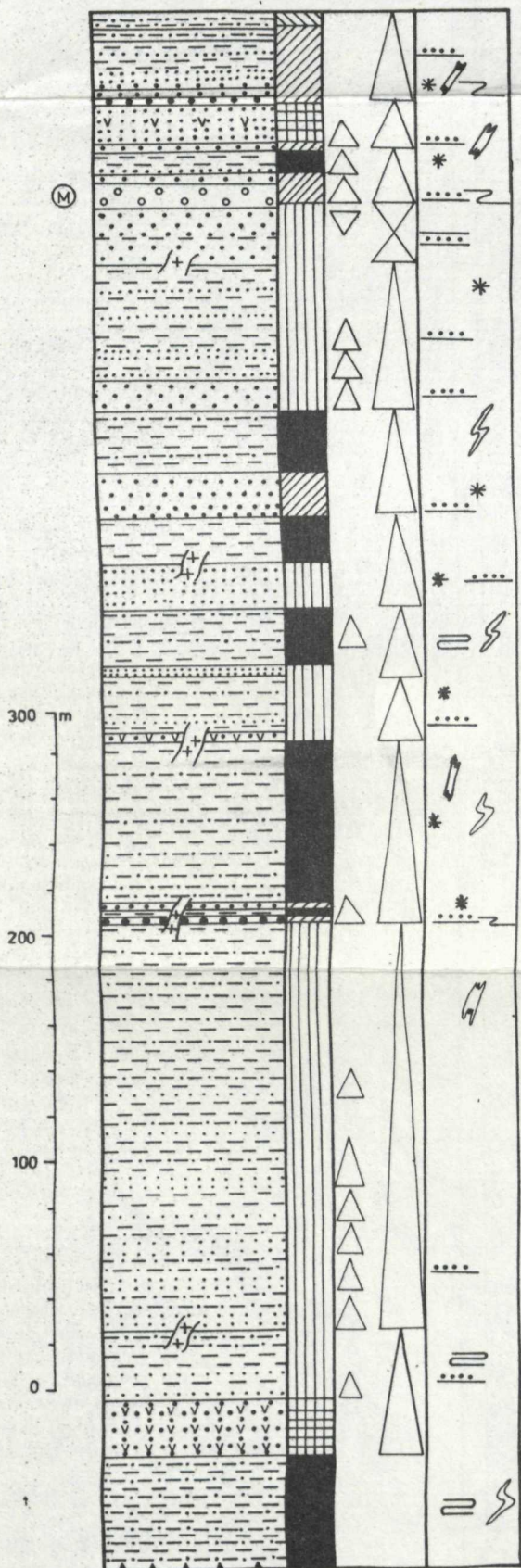
- 29-výskyty makroflóry ;
- 30-výskyty rastlinnej sečky ;
- 31-výskyty úlomkov kôry.

Ostatné znaky:

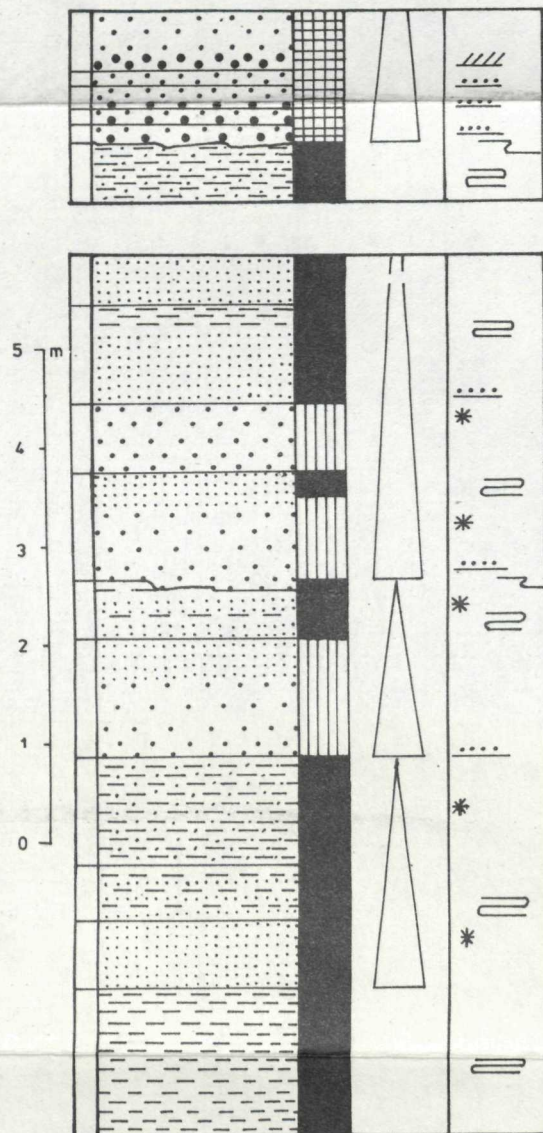
- 32-žily dioritového porfyritu ;
- 33-žily neogénnych vulkanitov (platí pre obr. 19—21) ;
- 34-línia príkrovového nasunutia ;
- 35-označenie hranice s maluzinským súvrstvom.



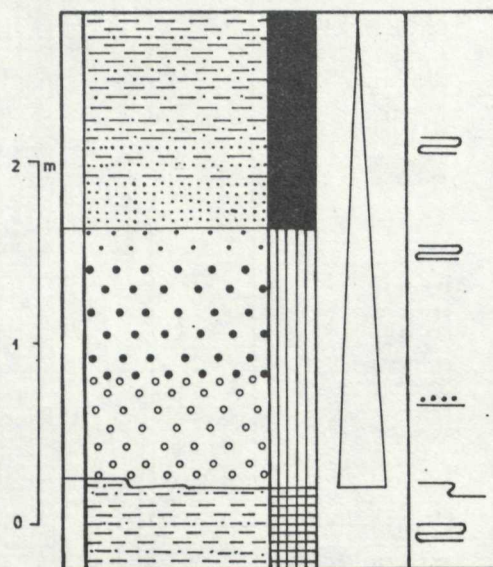
Obr. 5 Litologický profil dolinou Malužiná (vysvetlivky pozri pri obr. 4).



Obr. 6 Litologický profil lok. NT-28, Mokrá dolina, jz. od Spišského Bystrého (vysvetlivky pozri pri obr. 4).



Obr. 7 Litologický profil lok. NT-29, Mokrá dolina, jz. od Spišského Bystrého (vysvetlivky pozri pri obr. 4).



dolinou Malužiná, obr. 5) jednoznačne dokumentuje trend zhrubovania smerom do vrchných častí litostratigrafickej jednotky. V profiloch Medvedou dolinou (lok. NT-34, NT-35 — obr. 11, 12) pozorovať tento trend ešte výraznejšie, dokonca i s vývinom inverzných cyklov.

Vyjadríme tento vzťah kvocientom pieskovec/bridlica. V spodnejších častiach litostratigrafickej jednotky má kvocient hodnotu pod 1,0, čo znamená prevahu zastúpenia jemnozrnných sedimentov (ílovcov, prachovcov až veľmi jemných pieskovcov) nad hrubozrnnými sedimentmi (drobno- až hrubozrnnými pieskovcami).

Litologické zloženie v študovaných profiloch vyjadrené v percentách kvocientom pieskovec/bridlica

Lokalita	Sumárna hrúbka sedimentov v percentách		Kvocient pieskovec/bridlica
	pieskovec	bridlice	
NT-26 ^{II}	50	50	1,0
NT-26 ^I	55	45	1,2
dol. Malužiná	36	64	0,56
NT-28	62	38	1,6
NT-29	54	46	1,1
NT-30	68	32	2,1
NT-31	100	0	∞
NT-32	60	40	1,9
NT-34	26	74	0,35
NT-35	75	25	3,0
NT-36	43	57	0,75
Spišské Bystré	66	34	1,9
NT-33	58	42	1,4
Studená dolina	62	38	1,6
NT-22	62	38	1,6

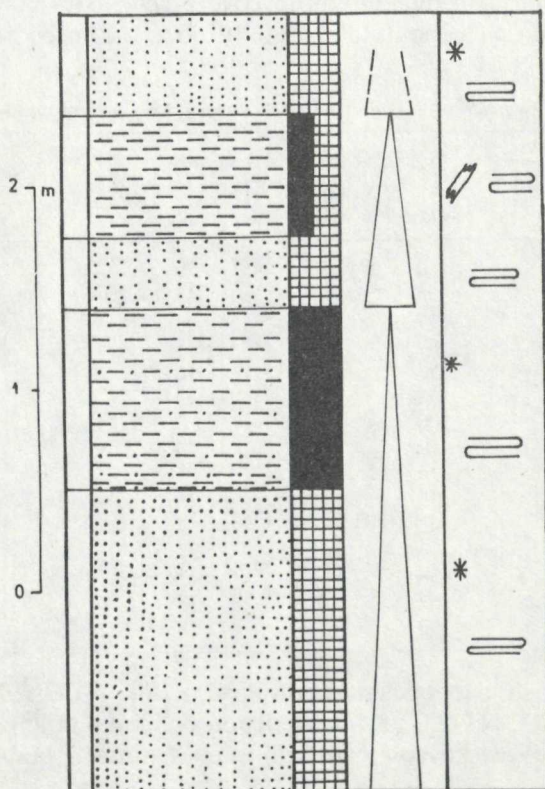
Vo vrchných častiach nižnobocianskeho súvrstvia (lok. NT-26^I, NT-30, NT-31, NT-32, NT-35, NT-33, NT-22, profily Studenou dolinou a dolinou pri Spišskom Bystrom) je prevaha pieskovcov nad bridlicami zrejma a hodnota kvocientu dosahuje nad 1.

Sedimentárne cykly prvého rádu dosahujú malú hrúbku, obvykle niekoľko metrov — najviac 3 až 5 m (obr. 10), pričom jednotlivé lavice pieskovcov tvoria väčšinou telesá hrubé okolo 0,20 m až 1 m. Lavice pieskovcov sú veľmi často gradačne zvrstvené (59 % zo všetkých študovaných typov zvrstvení). Prevláda typ gradácie podľa zrnitosti, bez väčšieho množstva ílovitej hmoty. Je to typ zvrstvenia vznikajúci vypadávaním sedimentu z normálnych prúdov, závislý od zmeny rýchlosti prúdenia. Tento typ gradačného zvrstvenia prevláda hlavne vo vrchných častiach nižnobocianskeho súvrstvia. Gradačne zvrstvené telesá pieskovcov sa niekedy opakujú viacnásobne nad sebou, pričom vzájomný styk býva ostrý. Obsahujú často závalky tmavofarbených ílovcov, prachovcov a lokálne i zbytky zuhoľnatených konárikov rastlín.

V rámci väčších vrstevných telies pieskovcov vznikli zložené typy zvrstvenia. V bazálnych častiach vrstvy možno pozorovať výrazné stupňovanie veľkosti zrn,

obvykle za prítomnosti závalkov bridlíc, smerom do vrchnej časti vrstvy pozorujeme vyvinuté horizontálne laminované zvrstvenie.

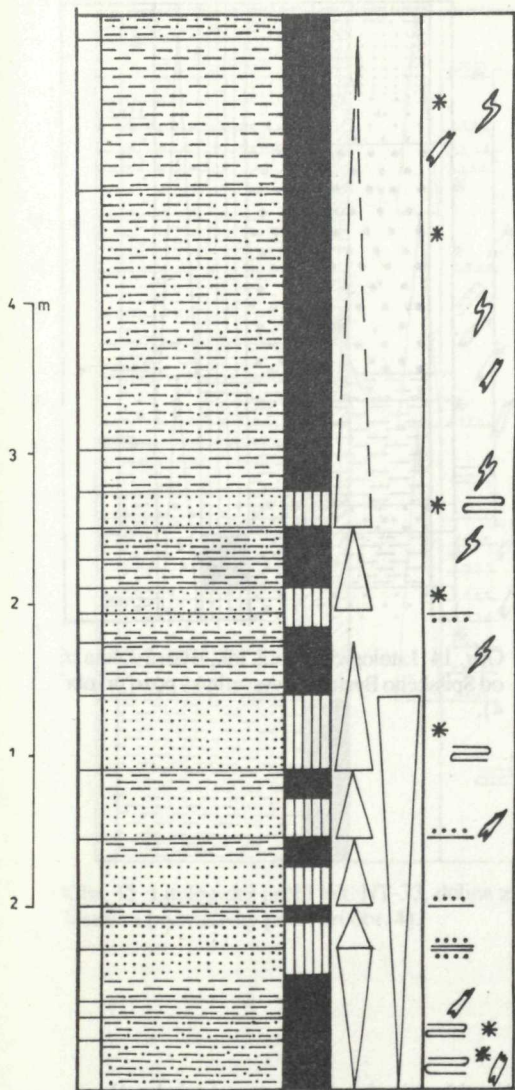
Menej sa vyskytuje typ turbiditného gradačného zvrstvenia s výrazným zastúpením ílovitého materiálu, prevládajúceho do vrchnej časti vrstevného telesa. Objavuje sa predovšetkým v spodných častiach nižnobocianskeho súvrstvia.



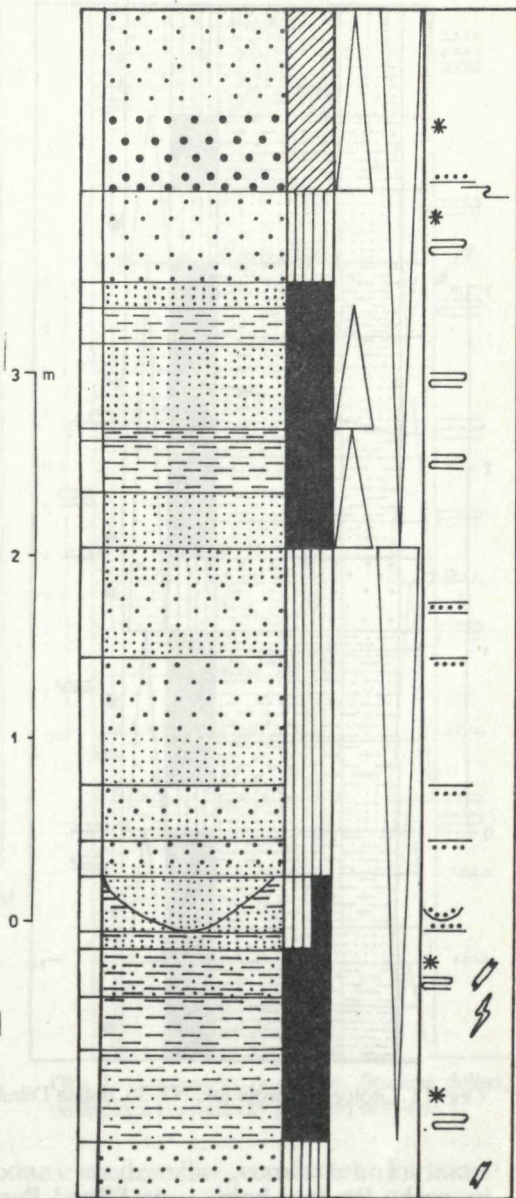
Obr. 10 Litologický profil lok. NT-32, Mokrá dolina, jz. od Spišského Bystrého (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

Hrúbka hruboklastickej časti v sedimentárnych cykloch sa smerom do vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia zväčšuje (obr. 14, 15). Na hraniciach medzi jednotlivými cyklami sa smerom do nadložia častejšie vyskytujú erózne rozmyvy, prípadne malé erózne kanály s dnovou výplňou. Sú to sedimenty predstavujúce výplň riečnych distribučných korýt. Zvlášť výrazne je táto fácia vyvinutá v spodných častiach malužinskej formácie (obr. 17, 18 a profily publikované v práci A. Vozárová—J. Vozár 1981).

Uvedené charakteristické znaky litofácií možno dobre sledovať v celej oblasti výskytu na severných svahoch Nízkych Tatier od Nižnej Boce až po dolinu Vernárskeho potoka. Obdobne na východných svahoch Nízkych Tatier (Vernár —

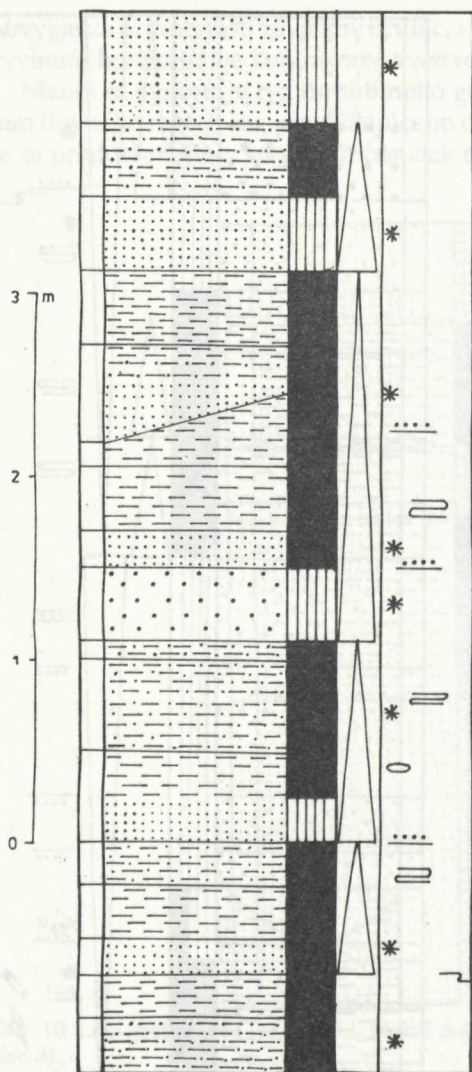


Obr. 11

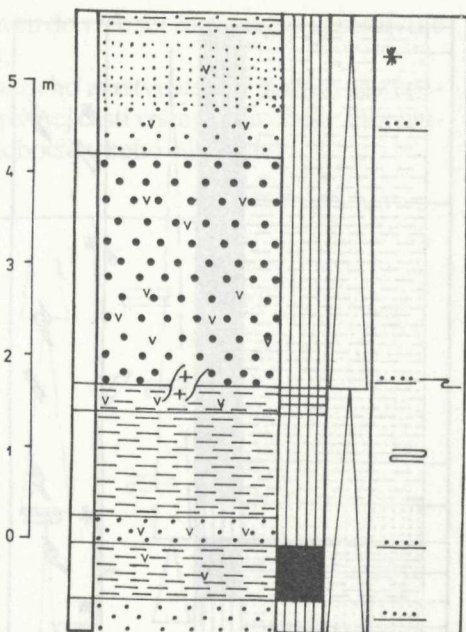


Obr. 12

Obr. 11 Litologický profil lok. NT-34, Medvedia dolina, j. od Ipollice (vysvetlivky pozri pri obr. 4).
 Obr. 12 Litologický profil lok. NT-35, Medvedia dolina, j. od Ipollice (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

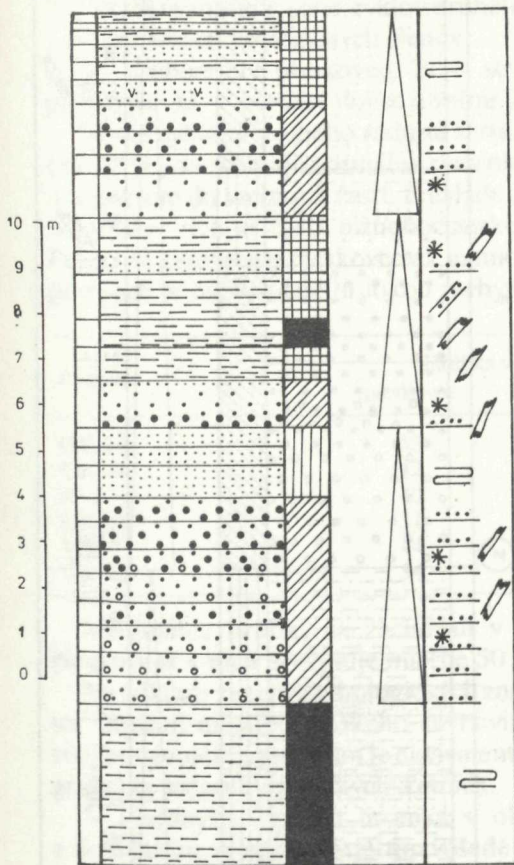


Obr. 13 Litologický profil lok. NT-36, dolina Dikula, j. od Ipolovice (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

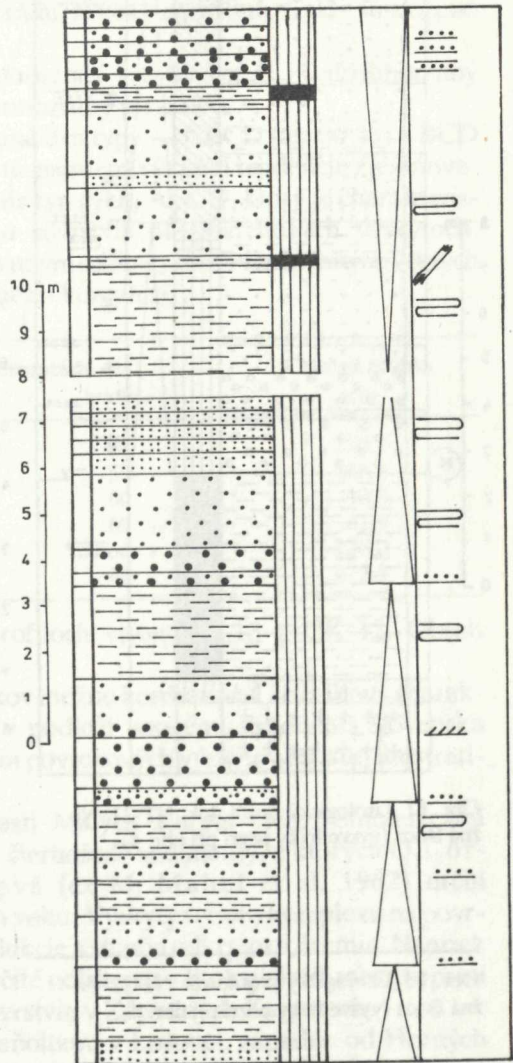


Obr. 14 Litologický profil, lok. Bystrá dolina jz. od Spišského Bystrého (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

juv. svahy Prednej hole — na SZ od Pustého Poľa) vo forme menších výskytov vystupuje nižnobocianske súvrstvie v tektonickej pozícii a má všetky charakteristické znaky opísané z typových profilov tejto litostratigrafickej jednotky (obr. 15). Týmto možno jednoznačne považovať aj výskyt u Vernára za súčasť nižnobocianskeho súvrstvia. Tu treba uviesť, že len časť pôvodne vymedzeného „vernárskeho karbónu“ (sensu M. Maheľ 1957) možno považovať za nižnobocianske súvrstvie — ide o sedimenty s charakteristickými znakmi opisovanej litostratigrafickej jednotky.



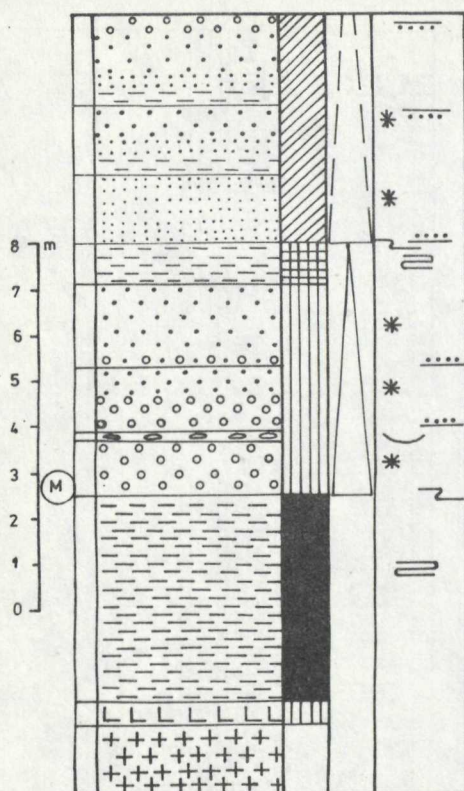
Obr. 15 Litologický profil lok. NT-33, dolina z. od Vernára (vysvetlivky pozri pri obr. 4).



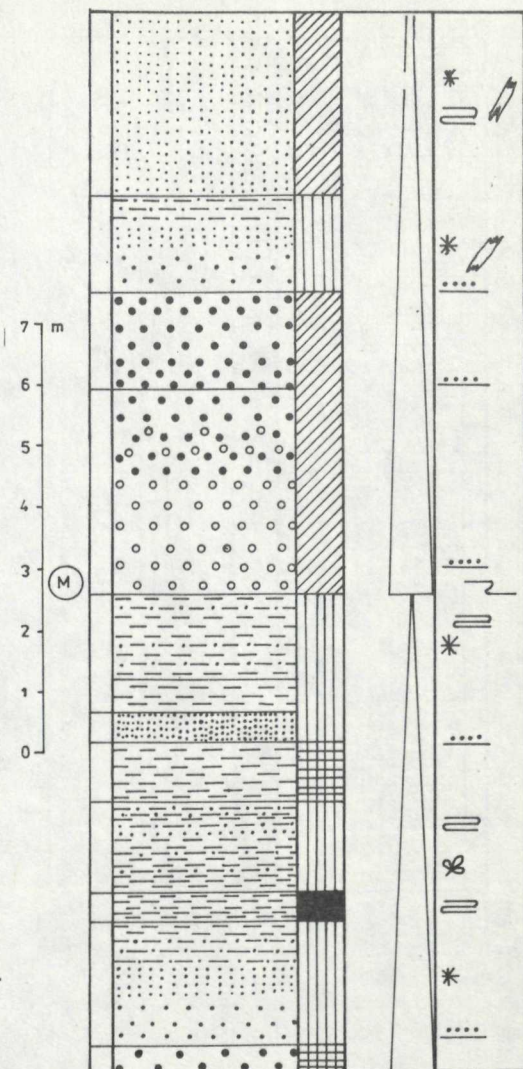
Obr. 16 Litologický profil, lok. Studená dolina, j. od Ipolitice (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

Druhú časť horninového súboru pôvodne vymedzeného „vernárskeho karbónu“ predstavujú epimetamorfované sedimenty, vulkanity a vulkanoklastické horniny, ktoré možno na základe korelácie s výsledkami Š. Ba ja ní ka et al. (1978) zaradiť do komplexu Prednej hole. Nižnobocianske súvrstvie vystupuje v celej tejto oblasti v nadloží komplexu Prednej hole a ich vzájomná hranica je tektonická.

Ako už bolo v úvode práce spomenuté, ťažisko litologických štúdií sa sústreďovalo na oblasť Nízkych Tatier, kde sú sedimentárne súbory nižnobocianskeho súvrstvia v najväčšom množstve zachované a najlepšie odkryté.



Obr. 17 Litologický profil, lok. NT-21, Nižná Boca (vysvetlivky pozri pri obr. 4).



Obr. 18 Litologický profil, lok. NT-22¹ Nižná Boca (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

Podložie neogénu stredného Slovenska spolu s povrchovými výskytmi v pohorí Trábeč a v sklenoteplickej hrasti je ďalšou oblasťou výskytu nížnobocianskeho a maluzinského súvrstvia. Pre porovnávajúce štúdium boli vybrané profily štruktúrnych vrtných GK-12, GK-15, GK-14, VIK-1 a JP-1 (obr. 19, 20, 21). Časti vrtných profilov, ktoré zachytávajú komplexy oboch súvrství v bazálnej časti hronika, študoval J. Vozár (1973, 1977, 1979). Uvedené vrty sú komplexne zhodnotené v prácach: J. Gašparik—M. Pulec a kol. 1980, K. Karolus a kol. 1970a, b, 1975, 1976, A. Brlay a kol. 1975, 1977.

Schémy litologického zloženia vybraných vrtných jednoznačne preukazujú cyklickú stavbu sedimentárnych súborov, ktoré sú zložené z klastických členov. Na obr. 19,

20, 21 sú vyznačené série cyklov druhého rádu, hrúbky nad 10 m. Cykly sú zložené z nasledovných litologických členov:

A — hrubozrnný pieskovec, B — strednozrnný pieskovec, C — drobnozrnný pieskovec, D — piesčité ílovec a veľmi jemnozrnný pieskovec.

Medzi cyklami druhého rádu sú zastúpené dva typy — ABCD (asi 60 %) a BCD (asi 40 %), ktoré majú normálne zloženie, to znamená výraznú tendenciu zjemňovania smerom do vrchných častí. Prevláda teda typ cyklu ABCD, ktorý je charakteristický pre vrchné časti nižnobocianskeho súvrstvia na povrchových výskytoch. Pomerné zastúpenie pieskovcov k jemnozrnným sedimentom v sledovaných vrtných profiloch je ovplyvnené hrúbkou zachyteného komplexu:

Lokalita	Hrúbka v percentách		Celková hrúbka v m
	pieskovec	bridlice	
GK-13	53	47	250,2
GK-14	42	58	168,8
JP-1	40	60	40,0
GK-15	31	69	61,0
VIK-1	44	56	228,0
GK-12	54	46	273,5

Maximálne hrúbky sa zachovali v profiloch vrto v GK-13 a GK-12. Obsah pieskovcov v nich prevyšuje mierne 50 %.

Na základe zistených litologických znakov možno konštatovať, že celkový charakter litofácií nižnobocianskeho súvrstvia v podloží neogénu stredného Slovenska svojím vývojom a zložením je ekvivalentom povrchových výskytov tej istej litostratigrafickej jednotky v Nízkych Tatrách.

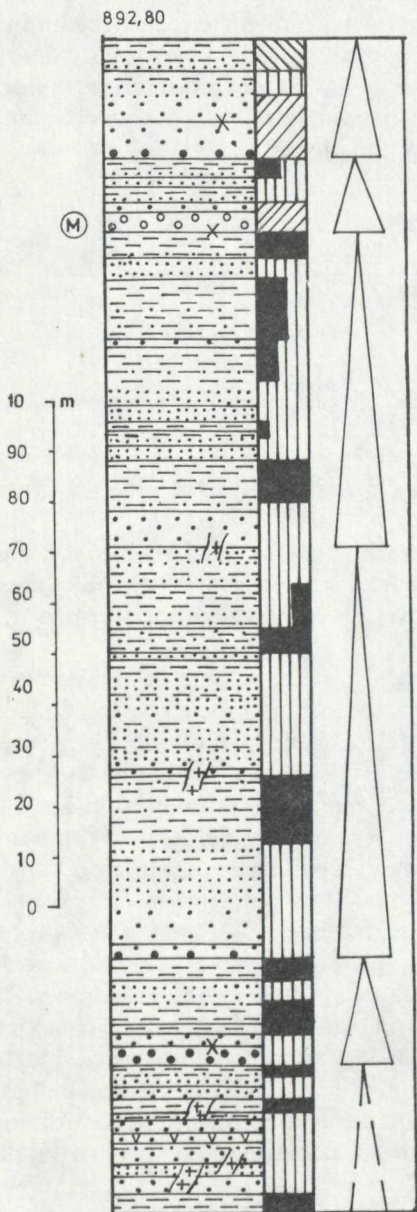
V bazálnych častiach hronika v oblasti Malých Karpát medzi Smolenicami a Sološnicou sa nachádzajú tmavošedé a čiernošedé sedimenty, z ktorých O. Čorná—Ž. Ilavská (1962) a P. Snopková (ex M. Maheľ et al. 1962) určili sporomorfy vrchnokarbónsko-permského veku. Výskyty tohoto komplexu na povrchu sú neúplné v dôsledku príkrovovej redukcie a stupňa odkrytosti územia. Napriek mnohým podobnostiam boli tu zistené určité odlišnosti v litologickom vývoji oproti ostatným výskytom nižnobocianskeho súvrstvia v Západných Karpatoch.

Na lokalitách severozápadne od kameňolomu v Lošonci, západne od Horných Orešian a tiež v záreze lesnej cesty severozápadne od k. Medvedie (316,4 m) sa nachádza komplex ílovcov, piesčitých ílovcov prevažne tmavošedej, čiernošedej farby, do ktorých len v podradnom množstve vstupujú tenké telesá drobn- až strednozrnných pieskovcov (hrubé 10—20 cm). Osobitným litologickým členom sú tenké lavice rekryštalizovaných ílovitých karbonátov stredno- až tmavošedej farby, ktoré dosahujú najväčšiu hrúbku 20—30 cm. Zatiaľ čo pieskovce tvoria tabulárne telesá rovnomernej hrúbky, karbonáty vytvárajú nerovnomerne hrubé telesá šošovkovitého tvaru. Výrazným litologickým členom sú i zelenošedé silicity horizontálne laminovanej textúry vulkanogénneho pôvodu.

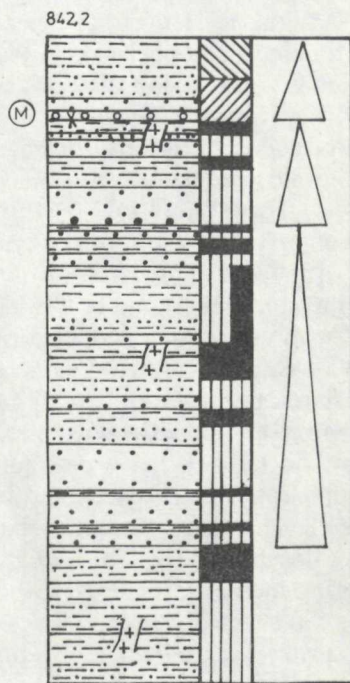
Osobitný litologický sled bol zistený i v profile vrtu S-1 z lokality Lošonec (A. Kullmanová—J. Vozár 1964). V pomerne jednotvárnom komplexe čiernoše-

dých ílovcov a piesčitých ílovcov (85 %) sa nachádzajú tenkolavicové telesá pieskocov (10 %), karbonátov (1 %) a silicítov (4 %) — silicifikovaných popolových tufov (?).

GK - 13



GK - 14



Obr. 20 Schematické litologické profily vrtmi GK-13, GK-14 (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

Obr. 19 Schematické litologické profily vrtmi GK-12, VIK-1 (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

GK-12

865,5 m

(M)

100 m
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0

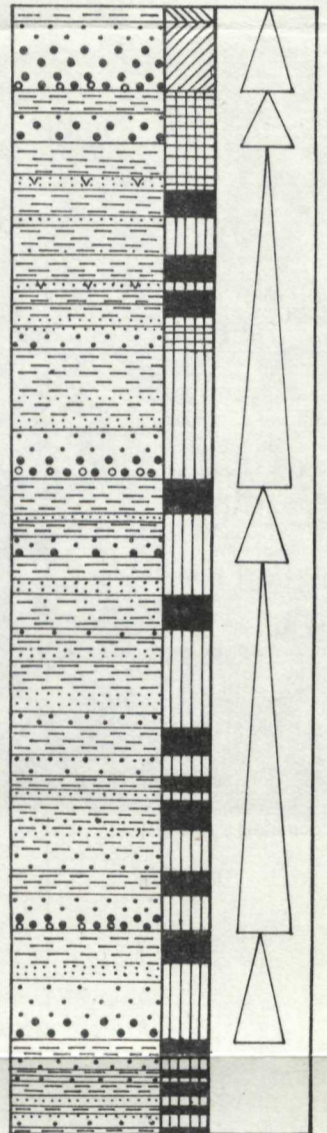
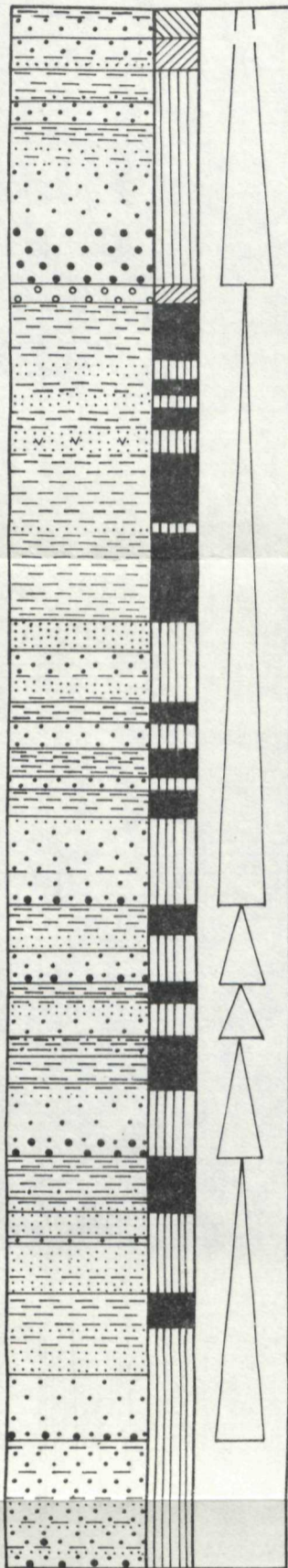
1200,0 m

VIK-1

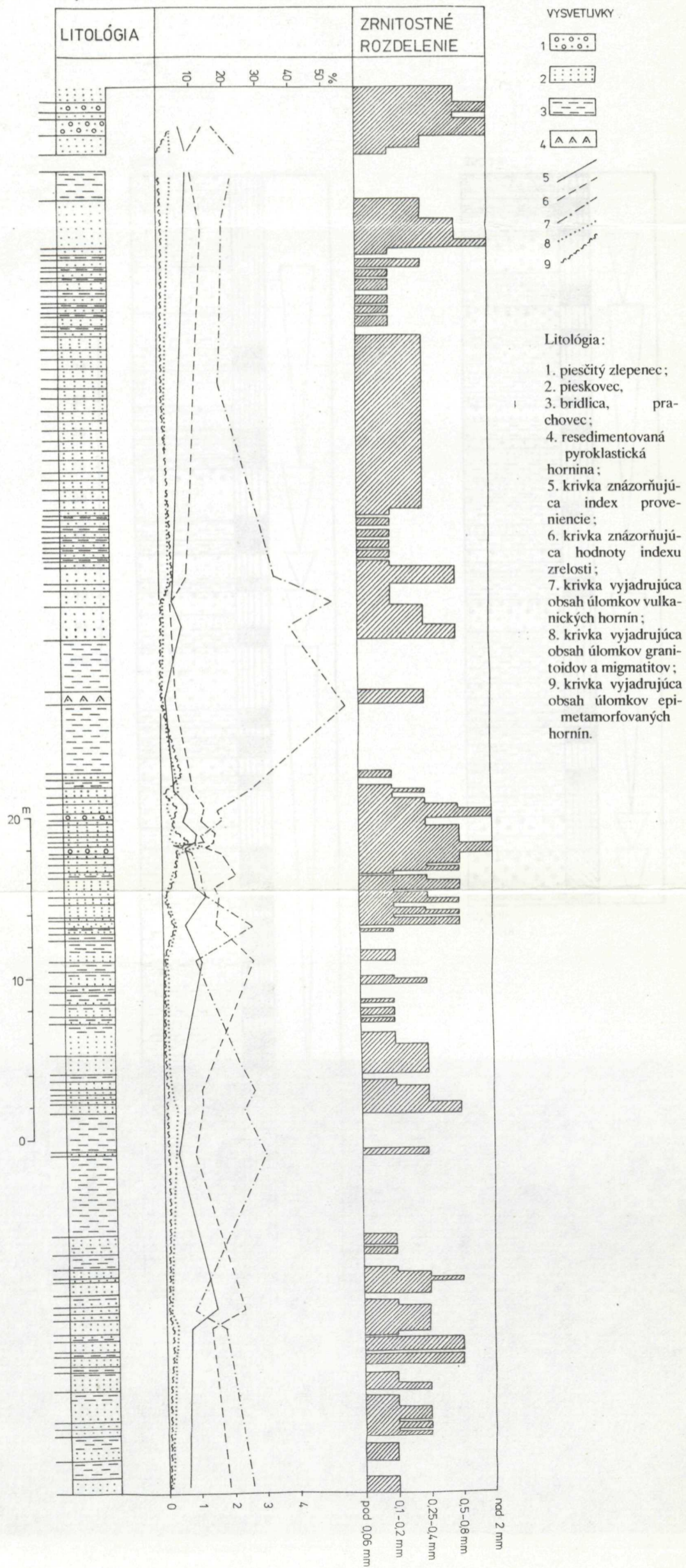
407,0 m

(M)

650,0 m

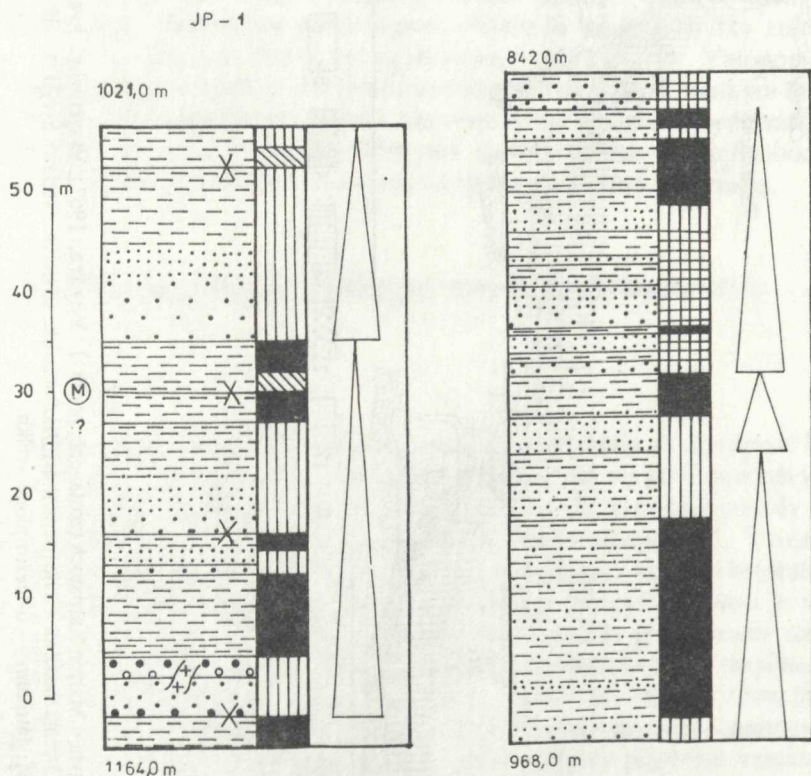


Obr. 24 Graf znázorňujúci priebeh indexov zrelosti a proveniencie vo vertikálnom reze na príklade profilu v doline Holičnej, v závislosti na zrnitostnom rozdelení a obsahu úlomkov vulkanických hornín, granitoidov a epimetamorfovaných hornín.



Vek tohoto komplexu bol doložený na základe sporomorf ako permský (P. Snopková 1963). Podľa autorky sa vo väčšine pozitívnych vzoriek nachádzajú spóry so spektrom výskytu od karbónu až po perm, ba niektoré svojím rozšírením zasahujú až do mladších útvarov. Avšak na základe výskytu spór s dvoma vzdušnými vačkami, typu *Leuckisporites*, zaraďuje autorka celý komplex z profilu vrtu S-1 do permu.

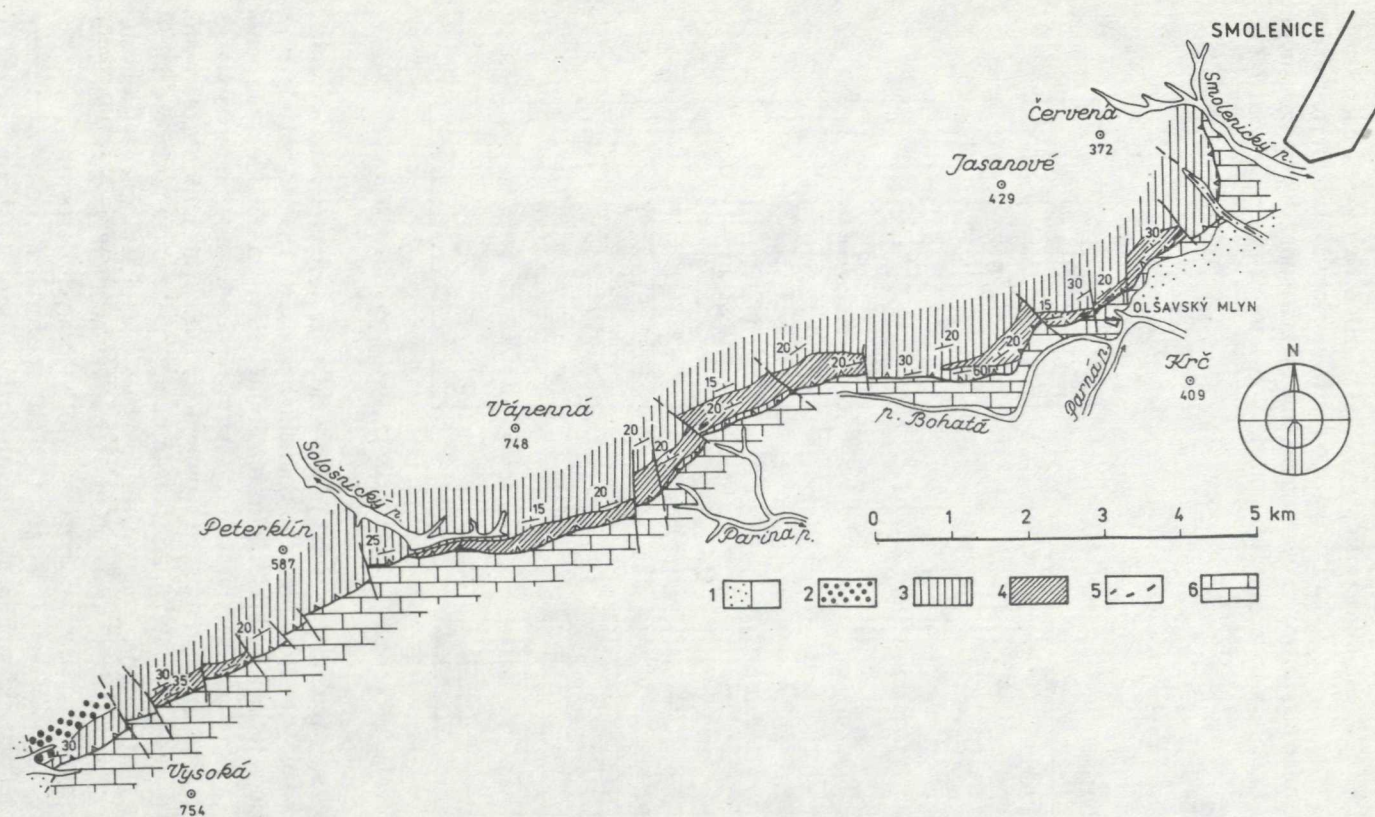
GK - 15



Obr. 21 Schematické litologické profily vrtmi JP-1, GK-15 (vysvetlivky pozri pri obr. 4).

Na základe zistených údajov treba predpokladať, že celý zmiený komplex sedimentov vznikol v prostredí plytkého vodného bazénu, do ktorého bol pomerne obmedzený prínos hrubšieho klastického materiálu. Hlavným dôvodom pre jeho litostratigrafickú koreláciu s ostatnými výskytmi nižnobocianskeho súvrstvia je superpozícia v podloží pestrofarebných sedimentov s bázickými a intermediárnymi vulkanitmi (malužinské súvrstvie), typické sfarbenie a prítomnosť horizontu silicítov, ktorých pôvod odvodzujeme od prejavov vzdialenej vulkanickej činnosti. Vulkanoklastický materiál dacitovo-andezitového zloženia tvorí zložku klastického detritu nižnobocianskeho súvrstvia aj na výskytoch v Malých Karpatoch.

V pohorí Považský Inovec J. Vozár (1975b) upozornil na príkrovovú pozíciu karbónu predtým chápaného ako súčasť obalovej série (J. Kamenický in



Mapa 3 Rozšírenie nížnocabocianskeho súvrstvia v Malých Karpatoch (zostavené podľa J. Vozára, 1967) Vysvetlivky: kvartér — 1-hliny, alúvia; hronikum — 2-mezozoikum (spodný trias), 3-malužinské súvrstvie (perm), 4-nížnocabocianske súvrstvie, (stefan), 5-výskyty silicítov vulkanickosedimentárneho pôvodu v nížnocabocianskom súvrství; fatrikum — 6-mezozoikum vcelku.

B. Cambel et al. 1961). Tento výskyt sa nachádza v západnej časti pohoria (Kálnický potok — Hrádocká dolina — Novanská dolina — Hôrčanská dolina) a je v tektonickom styku s permom a triasom obalovej série.

Komplex sedimentov, ktorý korelujeme s vyššie opísanými výskytmi nižnobocianskeho súvrstvia, je zložený zo sedimentárnych súborov výrazne cyklickej stavby. Cykly majú normálne usporiadanie, v bazálnej časti hrubozrnné, často s polohami valúnov. Vrchné časti cyklov tvoria grafitické bridlice. Stredné časti, ktoré sú tvorené šedými sludnatými pieskovecami, obsahujú lokálne zbytky zuhoľnatenej flóry. Vrstevné telesá sú dobre vyvinuté, rovnomernej hrúbky. Valúnový materiál v hrubozrnných polohách je dobre opracovaný, tvorený predovšetkým kremeňom, granitoidmi, kryštalickými bridlicami, tmavými fylitmi, ojedinele lyditi. Celkovým litologickým vývojom je opísaný komplex zhodný s výskytmi nižnobocianskeho súvrstvia v Nízkych Tatrách a v podloží neogénu stredného Slovenska.

Petrografická charakteristika sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia

A — Karbonáty

V sedimentárnych sekvenciách nižnobocianskeho súvrstvia sú zastúpené len v malom množstve. Zistené boli iba v oblasti Malých Karpát, na povrchových výskytoch západne od Horných Orešian (severne od K. Medvedie a v oblasti osady Olšovský Mlyn) a v profile vrtu S-1 (lokalita Lošonec; A. Kullmanová—J. Vozár 1964).

Štruktúra karbonátov je mikrokryštalická, nodulárna, miestami kryštalicko-detritická. Farba je šedá, šedomodravá. Základnou stavebnou zložkou je v rôznom stupni rekryštalizovaný karbonát. Pôvodná ílovitá prímes je šmuhovite rozptýlená, lokálne dochádza k vývoju nodulárnej štruktúry. Klastickú prímes piesčitej veľkosti reprezentujú sludy a drobné zrníčka kremeňa. Patrí k extraformačnému litoklastickému materiálu. Ďalšiu časť detritických zrn tvoria zrná kalových vápencov, ktoré sú intraformačným fenoménom a svedčia o plytkovodnom prostredí vzniku. Vzácne vznikli zrná autigénneho kremeňa.

Polohy karbonátov sú prestúpené systémom tenkých diagenetických žiliek s kalciovou výplňou.

B — Kremité horniny (silicity)

Podobne ako predchádzajúci typ hornín, výskyt silicitov sú zriedkavé a boli zistené na lokalitách v Malých Karpatoch.

Makroskopicky sú šedozelenej a šedej farby, výrazne horizontálne laminovanej textúry. Sú jemnozrnné, masívne a majú ostrohranný rozpad.

Silicity sú tvorené mikrokryštalickým, mikrogranoblastickým agregátom kremeňa. V ňom sú nepravidelne rozmiestnené tenké lupienky sericitu a u laminárnych textúr jemné laminy bituminózneho materiálu. Typické sú tenké, nepravidelne

orientované žilky kremeňa chalcedónovej štruktúry a miestami vyvinuté idiomorfne kryštály hematitu.

Na výskyte v oblasti Oľšovského Mlyna, západne od Horných Orešian, sa v silicitoch zistili „utopené“ kryštály plagioklasu a kremeňa, so znakmi magmatickej korózie. V tej istej vzorke sa našlo zrno zirkónu a úplne chloritizovaného biotitu. Prítomnosť ílovitej, na bitúmen bohatej prímеси, tiež litoklastických úlomkov vulkanogénneho pôvodu, zaraďuje tieto silicity medzi tzv. rohovcom podobné horniny, a nie medzi typické rohovce. Sú to silicity efuzívno-sedimentárneho pôvodu. Prvotným zdrojom vzniku bol popolový vulkanoklastický materiál znášaný do vodného bazénu, ktorý bol pod vplyvom neskorších diagenetických premien intenzívne silicifikovaný a zmenený na kremeňovo-chalcedónové horniny.

C — Bridlice, ílovité prachovce, prachovce

Zahŕňajú širokú skupinu sedimentov masívnej, prípadne bridličnatej textúry, šedej, zelenošedej a tmavošedej farby. Častá je v týchto sedimentoch horizontálna laminácia zapríčinená striedaním lamín klastického materiálu prachovej veľkosti s laminami ílovitého materiálu obohateného o bitúmen. Štruktúra týchto hornín je blastopelitová, aleuropelitová, aleuritová.

Sedimenty tejto skupiny tvoria jeden z hlavných litologických členov sedimentárnych sekvencií na všetkých známych výskytoch nižnobocianskeho súvrstvia v celých Západných Karpatoch.

Z hľadiska percentuálneho zastúpenia prachovej a ílovej zložky možno hovoriť o celej škále prechodných typov hornín, od ílovcov až po prachovce.

V období postdepozičných premien, tak ako všetky sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia, prešli čiastočnou rekryštalizáciou a miestami nadobudli bridličnatú textúru. Tvoria horniny bežne opisované ako ílovito-sericitické alebo sericitické bridlice. Koncovým členom radu ílovec—prachovec sú prachovce—sedimenty dobre štruktúrne vytriedené. Tvoria ich v podstatnej miere zrná prachovej veľkosti, bez výraznej prímеси ílovitej zložky.

Frakcia prachovitej a jemne piesčitej veľkosti je po mineralogickej stránke zložená prevažne z kremeňa. Kremeň tvorí ostrohranné zrná, zväčša monokryštalické a undulózne zhášajúce. Z ostatných minerálov sú bežné klastické sludy, muskovit a v rôznom stupni rozložený biotit. Plagioklasy, ortoklas a fragmenty vulkanitov mikrokryštalické a felzitovej štruktúry patria medzi zriedkavejšie zastúpené zrná. Veľmi vzácne sa objavujú úlomky nízkometamorfných živcov, ktoré vo svojej vnútornej časti obsahujú usmernené uzavreniny grafitu.

Pôvodná ílovitá zložka je čiastočne rekryštalizovaná. Z ílových minerálov opísal a doložil V. Ďurovič (1971) — illit, kaolinit, montmorillonit. Medzi novotvorené diagenetické až nízkometamorfné minerály patrí sericit, chlorit, karbonáty a pyrit. Pyrit vytvára kryštály alebo malé konkrécie guľovitého tvaru. Ojedinele vznikajú submikroskopické ihličky rutilu.

Významnou súčasťou ílovitej zložky je bituminózna substancia, ktorá spôsobuje tmavé sfarbenie väčšiny jemnozrnných sedimentov. V prachovcoch, ktoré obsahujú

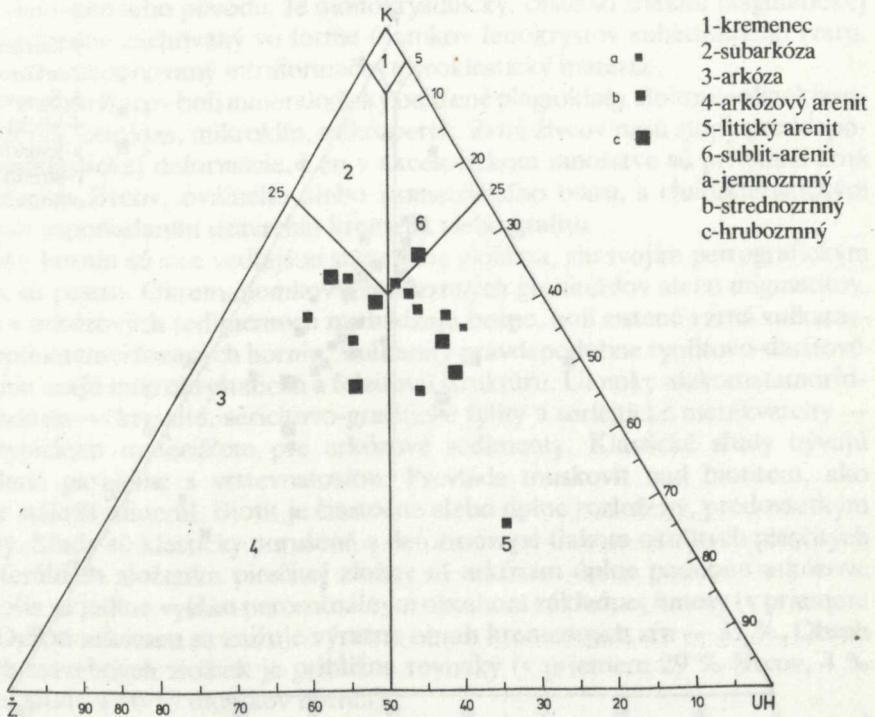
len malé percento ílovitej základnej hmoty, vzniká kremitý a ílovitý tmel. Pri anchimetamorfnnej premene došlo miestami ku vzniku prehnitu, predovšetkým namiesto úlomkov vulkanitov.

Pomerne málo zastúpené pôvodne čisto ílovité sedimenty sa pri anchimetamorfnnej premene zmenili na ílovito-sericitické bridlice. Vzácné došlo ku vzniku karbonátovo-ílovitých bridlíc. Okrem rekrystalizovaného ílovitého agregátu sú horniny zložené z malého množstva šupiniek sericitu a mikrokrystalického karbonátu, ktorý vytvára chumáčikovité útvary. Tento typ bridlíc sa vyskytuje v oblasti Malých Karpát a v Nížkych Tatrách.

Súčasťou klastickej zložky vo všetkých typoch opísaných jemnozrnných sedimentov sú i minerály akcesorické — zirkón, rutil, turmalín, leukoxén, veľmi zriedka titanit.

D — Pieskovce

Predstavujú čo do mineralogického zloženia i zmitosti širokú škálu hornín a spolu s ílovcami a prachovcami sú základnými litologickými členmi nižnobocianskeho súvrstvia. Pre rozčlenenie pieskovcov sme použili klasifikáciu R. L. Dotta (1964)



Obr. 22. Klasifikačný diagram pieskovcov pre skupinu arenitov (podľa klasifikácie R. L. Dotta modifikovanej v práci F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever 1972).

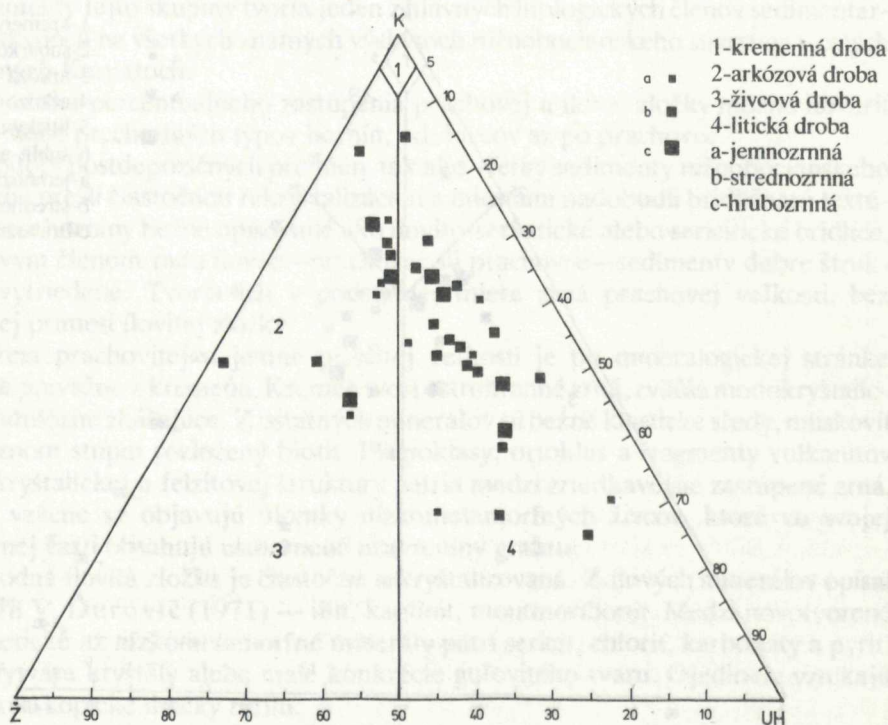
modifikovanú v práci F. J. Pettijohn—P. E. Pottera—R. Sievera (1972).

Podľa celkového obsahu ílovitej základnej hmoty delíme pieskovce na dve skupiny: arenity — s obsahom základnej hmoty pod 15 %; vaky alebo droby — s obsahom základnej hmoty nad 15 %. Ďalším kritériom pre klasifikovanie je mineralogické zloženie piesčitej frakcie. Na základe týchto dvoch znakov boli vyčlenené:

- D₁ — skupina arkóz, arkózových drôb a im podobných pieskovcov;
- D₂ — skupina litických arenitov, litických drôb a im podobných pieskovcov (klasifikačné diagr. obr. 22,23);
- D₃ — skupina vulkanoklastických pieskovcov:
 1. tufové litické arenity, tufové litické droby;
 2. kryštalolitoklastické tufy.

Zrnitostná klasifikácia pieskovcov použitá predovšetkým pri terénnych litologických štúdiách bola robená pomocou vizuálnej škály zostavenej na základe parametrov C. K. Wentworth (1933):

- veľmi jemnozrnný 0,0625—0,105 mm;
- jemnozrnný 0,125—0,210 mm;
- strednozrnný 0,25—0,42 mm;
- hrubozrnný 0,50—0,84 mm;
- veľmi hrubozrnný 1,00—1,68 mm.



Obr. 23 Klasifikačný diagram pieskovcov pre skupinu drôb (podľa klasifikácie R. L. Dot t a modifikovanej v práci F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever, 1972).

Je to skupina pieskovcov zväčša šedo- až svetlošedo sfarbených. V profile nižnobocianskeho súvrstvia sú tieto typy pieskovcov zastúpené pomerne v malom množstve. Vyskytujú sa hlavne v jeho vrchných častiach. Typické sú pre hraničné vrstvy s maluzinských súvrstvím.

Arkózy sú sedimenty zväčša hrubozrnné psamitovej, prípadne blastopsamitovej štruktúry. Základnými stavebnými zložkami v nich sú kremeň a živce. Priemerná analýza modálneho zloženia arkóz nižnobocianskeho súvrstvia dokladá obsah zrn kremeňa polykryštalickej štruktúry — 41,58 % ; kremeňa vulkanogénneho typu — 6,70 % ; plagioklasu — 12,61 % ; alkalického živca — 11,25 % ; nízkometamorfného živca — 0,49 % ; klastickej sludy — 2,51 % ; úlomkov granitoidov a migmatitov — 4,95 % ; úlomkov epimetamorfovaných hornín a vulkanitov — 7,20 %. Pritom priemerný obsah základnej hmoty je 12,71 %. Znamená to, že obsah kremeňa v piesčitej frakcii tvorí približne 55 % a živcov 28 % z celkového množstva. Obsah úlomkov hornín spolu sa pohybuje okolo 14 %. Klastické sludy tvoria v priemere 3 % z piesčitých zrn.

Prevládajúcim genetickým typom kremeňa v arkózach je hrubozrnný, polykryštalický kremeň niekedy so zrastami živca alebo sludy. Pochádza z magmatických, prípadne katametamorfných zdrojov. Malé množstvo zrn kremeňa (7 %) nesie znaky vulkanogénneho pôvodu. Je monokryštalický, často so znakmi magmatickej korózie, prípadne zachovaný vo forme úlomkov fenokryštov euhedrálneho tvaru. Predstavuje redeponovaný intraformačný pyroklastický materiál.

Medzi zrnami živcov boli mineralogicky odlišené plagioklasy albitovo-oligoklasového zloženia, ortoklas, mikroklin, mikropertit. Zrná živcov nesú stopy preddepozície kataklastickej deformácie. Len v akcesorickom množstve sú prítomné zrná metamorfných živcov, oválneho alebo izometrického tvaru, s charakteristickým vnútorným usporiadaním uzavrenín kremeňa alebo grafitu.

Úlomky hornín sú síce vedľajšou stavebnou zložkou, ale svojim petrografickým zložením sú pestré. Okrem úlomkov jemnozrnných granitoidov alebo migmatitov, ktoré sa v arkózových sedimentoch nachádzajú bežne, boli zistené i zrná vulkanických a epimetamorfovaných hornín. Vulkanity pravdepodobne ryolitovo-dacitového zloženia majú mikrokryštalickú a felzitovú štruktúru. Úlomky nízkometamorfovaných hornín — kremité, sericitovo-grafitické fylity a sericitické metakvarcity — nie sú typickým materiálom pre arkózové sedimenty. Klastické sludy bývajú usporiadané paralelne s vrstevnatosťou. Prevláda muskovit nad biotitom, ako pomerne stálejší minerál. Biotit je čiastočne alebo úplne rozložený, predovšetkým vybielený. Sludy sú klasticky porušené a deformované tlakom okolitých piesčitých zrn. Minerálnym zložením piesčitej zložky sú arkózam úplne podobné arkózové droby. Líšia sa jedine vyšším percentuálnym obsahom základnej hmoty (v priemere 20 %). Oproti arkózam sa znižuje výrazne obsah kremenných zrn — 37 %. Obsah ostatných stavebných zložiek je približne rovnaký (v priemere 29 % živcov, 4 % klastickej sludy a 10 % úlomkov hornín).

Výraznejší pokles v obsahu živcov je u skupiny pieskovcov, ktoré reprezentujú čiastočne degenerované arkózové droby. Priemerný obsah zrn kremeňa je 42 %,

živcov 11 %, klastickej sludy 8 % a úlomkov hornín 9 %. V dôsledku rozrušovania a zvetrávania živcového detritu počas transportu a sedimentácie sa zvyšuje obsah základnej hmoty (v priemere až 30 %).

Základná hmota arkózových sedimentov je v závislosti od štruktúrnej zrelosti pieskocov typu bazálneho alebo pórového. Mineralogicky je zložená z illitovo-sericitového agregátu, chloritu, drobných zrníek kremeňa a z nerekrystalizovaných ílových minerálov — kaolinitu a montmorillonitu, ktoré určil V. Ďurovič (1971). Bežné sú klence diagenetického karbonátu.

Minerály ťažkej frakcie : zirkón, rutil, turmalín, apatit, titanit.

Príklady mineralogického zloženia arkózových sedimentov sú uvedené v tab. 1 a 2.

Tabuľka 1

Zloženie arkóz a arkózových drob vyjadrené v percentách

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
kremeň (polykryšt.)	43,62	41,76	24,16	} 33,51	29,21	34,00	43,65	} 53,14	41,89	
kremeň (nízkomet.)	0,87	—	—		—	—	—		—	9,50
kremeň (vulkanog.)	8,10	—	10,55		15,34	8,06	5,10		—	
plagioklas	13,21	13,69	18,75	3,43	10,03	11,89	7,32	15,17	9,54	
alkalický živec	11,85	14,14	7,10	2,74	3,41	2,67	3,38	7,63	3,81	
metamorfný živec	—	—	0,22	0,33	0,72	1,10	1,88	0,60	0,62	
klastická sluda	0,19	0,06	5,63	10,44	4,03	14,18	4,27	1,20	2,49	
úlomky granitoidov a migmatitov	5,41	18,32	0,66	—	3,56	—	0,61	0,35	0,71	
úlomky epimet. hornín	} 0,94	} 1,78	2,03	0,42	1,78	1,10	0,92	0,25	2,09	
úlomky vulkanitov			5,73	5,45	9,12	10,63	6,82	6,50	9,29	
základná hmota	15,80	10,25	25,16	43,69	22,81	16,37	26,04	14,86	20,06	

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 1 :

- anal. č. 1 — vz. č. 32/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. Liptovská Teplička (hrubozrnná arkóza);
- anal. č. 2 — vz. č. 31/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. Benkovský potok (hrubozrnná arkóza);
- anal. č. 3 — vz. č. 52/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-33, SZ od obce Vernár (strednozrnná arkózová droba);
- anal. č. 4 — vz. č. 41/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., profil v doline Holičná, vrstva č. 28 (jemnozrnná arkózová droba);
- anal. č. 5 — vz. č. 36/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., profil v doline Holičná, vrstva č. 20 (hrubozrnná arkózová droba);
- anal. č. 6 — vz. č. 37/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., profil v doline Holičná, vrstva č. 21 (jemnozrnná arkózová droba);
- anal. č. 7 — vz. č. 49/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., profil v doline Holičná, vrstva č. 52 (strednozrnná arkózová droba);
- anal. č. 8 — vz. č. 9/74 Nízke Tatry — južná časť,
lok. na SV od obce Piesok (strednozrnná arkóza);
- anal. č. 9 — vz. č. 54/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. profil NT-26 I, dolinou Holičná, (strednozrnná arkózová droba).

Zloženie arkóz a arkózových drôb vyjadrené v percentách

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
kremeň (polykryštalický)	} 52,61	33,20	42,51	39,12	17,69	36,99	51,25	40,43	23,48
kremeň (vulkanog.)		8,16	0,46	10,95	16,19	13,61	0,61	0,37	8,41
plagioklas	7,61	12,26	20,09	12,29	13,33	8,81	4,60	10,65	17,28
alkalický živec	3,58	8,23	19,39	14,66	10,25	10,85	4,02	2,14	5,16
metamorfný živec	0,35	2,35	—	—	0,69	—	1,04	—	0,81
klastická sfuda	1,16	11,28	0,49	0,39	4,27	1,97	10,75	14,66	3,96
úlomky granitoidov a migmatitov	0,48	0,70	0,36	1,91	—	2,86	0,12	9,20	—
úlomky epimet. hornín	3,87	3,34	—	—	5,42	1,24	0,33	0,31	2,11
úlomky vulkanitov	3,42	10,58	—	7,53	7,19	11,26	0,49	1,30	20,01
základná hmota	26,92	9,91	16,71	13,15	24,98	12,40	26,80	20,93	18,77

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 2:

- anal. č. 1 — vz. č. 11/74 Nízke Tatry — južná časť,
lok. na J od osady Bruchačka (hrubozrnná arkózová droba);
- anal. č. 2 — vz. č. 11/74 Malé Karpaty — západne od hájovne Bohatá (stredozrnná arkóza);
- anal. č. 3 — vz. č. 9/74 Malé Karpaty — lok. severozápadne od Medvedieho (hrubozrnná arkózová droba);
- anal. č. 4 — vz. č. 6/76 Malé Karpaty — lok. na sever od hájovne Kolovrátok (stredozrnná arkóza);
- anal. č. 5 — vz. č. 3/76 Malé Karpaty — lok. na sever od hájovne Kolovrátok (hrubozrnná arkózová droba);
- anal. č. 6 — vz. č. 12/74 Malé Karpaty — lok. západne od hájovne Bohatá (hrubozrnná arkóza);
- anal. č. 7 — vz. č. 17/76 Považský Inovec — lok. Krajná dolina (stredozrnná arkózová droba);
- anal. č. 8 — vz. č. 10/76 Považský Inovec — lok. Novanská dolina (drobnozrnná arkózová droba);
- anal. č. 9 — vz. č. 14/69 Nízke Tatry — severná časť,
lok. profil dolinou Malužiná (drobnozrnná arkózová droba, s prímiesou vulkanoklastického materiálu).

D₂ — Litické arenity, litické droby a im podobné pieskovce

Predstavujú najrozšírejšiu skupinu pieskovcov v sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia. Makroskopicky sú farby šedej, šedozelenej. Štruktúru majú psamitovú, blastopsamitovú. Piesčité zrná nesú stopy dobrého opracovania, prípadne sú aspoň čiastočne opracované. Opracovanie detritických zrn je priamo úmerné štruktúrne-mu vytriedeniu. Zagufatené zrná sa zúčastňujú predovšetkým na stavbe arenitov.

Je to skupina pieskovcov charakteristická prevahou úlomkov hornín nad obsahom živcov v piesčitej frakcii. Pieskovce s obsahom základnej hmoty pod 15 % boli začlenené do skupiny litických arenitov, ostatné s vyšším obsahom základnej hmoty medzi litické droby.

Minerálne zloženie skupiny litických pieskovcov je pestré.

	litický arenit	litická droba
kremeň	51 %	44 %
živce	14 %	11 %
klastická sfuda	2 %	7 %
úlomky hornín	19 %	13 %
základná hmota	14 %	25 %

Percentuálne najviac zastúpenou minerálnou zložkou zrn piesčitej veľkosti je kremeň. Podľa genetických typov možno rozlíšiť dve skupiny — kremeň polykryštalický a kremeň monokryštalický. Medzi zrnami polykryštalického kremeňa prevládajú hrubozrnné variety undulózne zhášajúce, ktoré môžu pochádzať z magmatogénnych alebo vysokometamorfných hornín. Drobnozrnné, polykryštalické, výrazne lineárne usmernené agregáty kremeňa, ktorých pôvod je odvodzovaný z nízkometamorfných hornín, sú prítomné pomerne v malom množstve. Vzácné sú zrná kremeňa katametamorfného pôvodu, silne undulózneho s typickým prúžkovaním, Variety monokryštalického kremeňa nesú vo väčšine prípadov stopy vulkanogénneho pôvodu — zbytky charakteristického obmedzenia, dutiny po plyných a kvapalných uzavreninách, stopy po magmatickej korózii, charakteristické lastúrnaté lomné plôšky atď. V malom množstve bol zistený aj kremeň chalcedónového typu.

K stabilným minerálnym zložkám patria i sporadicky zastúpené úlomky lyditov, metakvarcítov zubovitej štruktúry a kemitých fylitov.

K nestabilným minerálnym zložkám patria živce, sfudy a rôzne typy úlomkov hornín. Plagioklasy tvoria typické dvojčatné zrasty, podľa zákona albitového, periklinového a karlovarského. Sú magmatogénneho, metamorfného a vulkanogénneho pôvodu. U magmatogénnych plagioklasov (zloženia kyslý oligoklas) pozorovať často stopy preddepozíčnej kataklastickej deformácie. Z premien je bežná sericitizácia a karbonatizácia. Vulkanogénne plagioklasy boli odlišené len na základe typických znakov, ako je napríklad tvar a zonalita, magmatická resorpcia. Medzi metamorfnými plagioklasmi boli zistené dva typy. V prvom prípade úlomky jednoducho zdvojčatené, s nábehom na izometrický tvar, ktoré obsahujú množstvo uzavrenín kremeňa okrúhleho tvaru a tiež uzavreniny slúd a nepriesvitných minerálov. Pochádzajú pravdepodobne z kryštalických bridlíc, prípadne migmatitov. Druhý typ je obvykle nezdvojčatený a obsahuje množstvo orientovane usporiadaných uzavrenín grafitu. Uzavreniny sú usporiadané do paralelných prúžkov, prípadne sú rotované. Takéto typy plagioklasov, najčastejšie albitového zloženia, sa vyskytujú v nízkometamorfnej, fylitovej fáci.

Draselné živce zodpovedajú mineralogicky ortoklasu. Mikroklín je menej zastúpený. Bežne sú zrná s grafickým zrastom kremeňa a ortoklasu. Draselné živce sú obvykle albitizované. Medzi piesčitým detritom bola zistená pestrá škála mikroperitov.

Úlomky hornín obvykle prevyšujú svojím zastúpením v piesčitej frakcii obsah živcov. Okrem už vyššie spomenutých úlomkov stabilných hornín treba spomenúť predovšetkým materiál z kyslých až intermediárnych vulkanitov, ich tufov a ojedine-

Zloženie litických arenitov, litických drôb a sublitenitov vyjadrené v percentách

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
kremeň (polykryšt.)	39,72	44,18	46,95	39,92	30,68	32,23	36,13	} 47,19	35,06	43,28	25,54	38,44
kremeň (vulkanog.)	9,97	9,60	4,78	10,32	16,10	8,09	8,72		17,11	1,75	5,59	—
plagioklas	7,82	6,69	8,71	8,63	5,74	8,92	6,69	7,76	6,26	5,32	8,75	3,20
alkal. živec	4,82	3,19	6,27	6,39	4,89	2,55	1,62	3,06	5,75	5,04	5,75	1,17
metamorf. živec	0,79	1,05	1,20	1,41	0,32	1,75	1,49	0,16	—	0,34	—	—
klastická sfuda	1,69	2,14	2,60	2,30	2,42	5,19	6,02	3,03	2,14	6,03	3,79	26,76
úlomky granit. a migmatitov	7,22	5,58	2,88	3,13	2,91	1,72	—	8,81	2,89	6,55	28,45	2,34
úlomky epim. hornín	12,28	4,37	2,53	2,88	3,14	2,55	2,54	0,76	3,96	4,98	—	—
úlomky vulkanitov	3,20	8,49	10,45	10,77	12,84	13,20	8,24	4,24	9,78	1,29	—	0,51
základná hmota	12,75	14,71	13,64	14,25	20,96	23,80	28,54	24,99	17,04	25,41	22,13	27,58

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 3:

- anal. č. 1 — vz. č. 31/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II. profil dolinou Holičná, vrstva č. 14 (stredozorný litický arenit);
- anal. č. 2 — vz. č. 12/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II. profil dolinou Holičná, vrstva č. 15 (hrubozorný sublitenit);
- anal. č. 3 — vz. č. 29/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 11 (stredozorný sublitenit);
- anal. č. 4 — vz. č. 30/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., vrstva č. 13 (hrubozorný litický arenit);
- anal. č. 5 — vz. č. 39/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 25 (stredozorná litická droba);
- anal. č. 6 — vz. č. 50/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., profil dolinou Holičná, vrstva č. 53 (stredozorná litická droba);
- anal. č. 7 — vz. č. 35/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 19 (stredozorná litická droba);
- anal. č. 8 — vz. č. 19/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. 40 m J od lok. NT-26 II., dolina Holičná, (hrubozorná litická droba).
- anal. č. 9 — vz. č. 50/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. dolina Holičná, NT-26 I. (hrubozorná litická droba);
- anal. č. 10 — vz. č. 16/76 Považský Inovec,
lok. dolina Kálnický potok (stredozorná litická droba);
- anal. č. 11 — vz. č. 24/76 Považský Inovec,
lok. dolina Kálnický potok (stredozorná litická droba);
- anal. č. 12 — vz. č. 18/76 Považský Inovec,
lok. Krajná dolina (stredozorná litická droba).

le i rekryštalizovaného vulkanického skla. Ďalej boli zistené fragmenty z kataklazovaných granitoidov, rôznych typov migmatitizovaných rúl, sericitických, sericitovo-chloritických a grafitovo-sericitických prípadne grafitických fylitov, metamorfovaných pieskovcov, svorov a sericitických metakvarcitov.

Významnou zložkou v nestabilnej frakcii, ktorá má však variabilné zastúpenie, sú klastické sludy. Patrí k nim muskovit a v rôznom stupni rozložený biotit.

Veľmi vzácné bol zistený úlomok čiastočne rozloženého amfibolu a tiež epidotu obaľovaného chloritovou hmotou (severné svahy Nízkyh Tatier — na z. od doliny Ipolitice, a to lesná cesta na Pavelovú a dolina juhovýchodne od k. Holica ; Považský Inovec — Kálnický potok, oblasť Krajnej doliny).

Minerály ťažkej frakcie : zirkón, turmalín, titanit, rutil, apatit, epidot, ortit ?

Základná hmota je z textúrneho hľadiska typu pórového alebo bazálneho. Je slabo rekryštalizovaná za vzniku illitovo-sericitového agregátu s kremeňom. Obsahuje prímes bituminózneho materiálu. K minerálom diagenetickým až anchimeta-morfným patria karbonáty, chlorit a miestami prehnit. Tmel je kremitý a illitovo-sericitový (typu regeneračného a krustifikačného).

Príklady minerálneho zloženia litických pieskovcov sú uvedené v tab. 3.

D₃ — Vulkanoklastické pieskovce

Do tejto skupiny pieskovcov boli zaradené tzv. sekundárne alebo prepracované pyroklastické sedimenty. Sú zložené prevažne z úlomkov vulkanického pôvodu. Vznikli prepracovaním pôvodného pyroklastického materiálu povrchovými transportnými činiteľmi. Zahrňujú celú škálu zmiešaných typov sedimentov, na zložení ktorých sa v rôznom pomere podieľa úlomkovitý pyroklastický materiál a normálny epiklastický sedimentárny materiál. Vyskytujú sa uprostred sedimentov a vyznačujú sa aj rovnakým typom sedimentárnych textúr. Podľa množstva vulkanoklastického materiálu bola odlišená skupina vulkanicko-sedimentárnych pieskovcov nazvaných tufové litické arenity a tufové litické droby i skupina tufov, ktoré sú regionálne podstatne menej zastúpené.

Tufové litické arenity, tufové litické droby

Skupina vulkanoklastických pieskovcov, ktorých pôvod na základe mineralogických a štruktúrnych znakov je jednoznačne odvodzovaný od intraformačného syngénneho zdroja pyroklastického materiálu. Charakter sedimentárnych textúr a premenlivé množstvo prímеси nevulkanického materiálu svedčí o prepracovaní vulkanického materiálu povrchovými činiteľmi. Preto boli na ich označenie použité tie isté názvy ako pre ostatné sedimenty a doložený prívlastok tufový (v zmysle F. J. Pettijohna 1975).

Pieskovce tohoto petrografického zloženia boli zistené v oblasti Nízkyh Tatier (severné i južné svahy), v podloží stredoslovenských neovulkanitov a v Malých Karpatoch. Vulkanoklastický materiál z pieskovcov vrchného karbónu chočského príkrovu Nízkyh Tatier po prvýkrát opísal V. Ďurovič (1971).

Vulkanoklastické pieskovce sa pozvoľne vyvíjajú z nevulkanických sedimentov, sú obvykle sfarbené zelenošedo a vystupujú v sedimentárnych sekvenciách spolu s ostatnými typmi sedimentov. Oproti normálnym litickým arenitom a litickým drobám sa v nich znižuje obsah zŕn kremeňa, pričom významnejšiu časť medzi nimi zaberá kremeň vulkanogénneho pôvodu. Výrazne sa zvyšuje obsah úlomkov vulkanických hornín, kryštálov, prípadne úlomkov devitrifikovaného a zmeneného vulkanického skla. Všeobecne prevládajú kryštaloklasty plagioklasov nad kryštaloklastmi alkalických živcov.

Tabuľka 4

Zloženie tufových litických arenitov a tufových litických drob vyjadrené v percentách

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
kremeň (polykryšt.)	33,60	34,54	26,72	28,29	34,46	27,82	20,15	21,20	33,42
kremeň (vulkanog.)	10,21	4,82	11,99	21,34	14,82	14,90	13,33	10,05	7,63
plagioklas	8,88	7,82	14,37	11,24	9,59	8,51	7,99	6,84	5,92
alkalický živec	2,63	2,85	6,84	5,48	4,89	3,90	6,66	1,56	3,06
metamorf. živec	3,06	3,15	0,63	0,06	0,44	0,06	—	0,83	1,41
klastická sfuda	2,88	8,18	3,19	1,99	2,21	0,93	0,88	6,33	5,05
úlomky granitoidov a migmatitov	4,58	0,30	0,42	0,92	3,21	5,37	2,91	—	—
úlomky epimet. hornín	2,91	2,16	3,46	2,79	3,36	3,24	2,34	0,60	1,14
úlomky vulkanitov	15,53	17,77	21,52	17,91	16,63	22,90	29,09	19,08	17,51
základná hmota	15,72	18,42	10,85	9,98	10,40	12,38	16,65	33,49	24,86

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 4:

- anal. č. 1 — vz. č. 27/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 9 (hrubozrnný tufový litický arenit);
- anal. č. 2 — vz. č. 24/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 6 (stredozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 3 — 34/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná (stredozrnný tufový litický arenit);
- anal. č. 4 — vz. č. 36/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná (stredozrnný tufový litický arenit);
- anal. č. 5 — vz. č. 33/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná (hrubozrnný tufový litický arenit);
- anal. č. 6 — vz. č. 47/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná (hrubozrnný tufový litický arenit);
- anal. č. 7 — vz. č. 40/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná (hrubozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 8 — vz. č. 56/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná (drobnozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 9 — vz. č. 43/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 35 (stredozrnná tufová litická droba).

Priemerné minerálne zloženie tufového litického arenitu : kremeň polykrýštalický — 30 % ; kremeň vulkanogénny — 15 % ; plagioklas — 10 % ; alkalický živec — 5 % ; metamorfný živec — 1 % ; klastická sfuda — 1 % ; úlomky vulkanitov a devitrifikovaného vulkanického skla — 19 % ; ostatné úlomky hornín — 6 % ; základná hmota — 12 % .

V zložení tufových litických drôb sa okrem obsahu základnej hmoty zvyšuje množstvo klastickej sfudy a úlomkov vulkanických hornín za súčasného znižovania obsahu zŕn kremeňa.

Regionálne najrozšírenejšia je skupina tufových litických drôb s obsahom 30—50 % vulkanického materiálu. Priemerné zloženie : kremeň polykrýštalický — 29 % ; kremeň vulkanogénny — 8 % ; plagioklas — 7 % ; alkalický živec — 4 % ; metamorfný živec — 0,5 % ; klastická sfuda — 7 % ; vulkanické horniny a devitrifikované vulkanické sklo — 19 % ; ostatné horniny — 2,5 % ; základná hmota — 23 % .

Vyskytujú sa však i droby bohatšie na vulkanický materiál, svojím zložením podobné redeponovaným tufom. Piesčitá frakcia obsahuje v priemere 27 % zŕn kremeňa, 14 % plagioklasu, 5 % alkalického živca, 0,5 % metamorfného živca, 5 % rozloženého biotitu, 47 % úlomkov vulkanitov a rekryštalizovaného vulkanického skla a 1,5 % ostatných typov hornín.

Kremeň a úlomky vulkanických hornín spolu s rekryštalizovaným vulkanickým sklom sú základnými stavebnými zložkami vulkanoklastických pieskovcov. Úlomky vulkanitov ryolitovodacitového až andezitového zloženia majú obvykle štruktúru mikrokryštalickú, felzitovú, sferolitickú, zriedka mikrogranitickú. Sú v nich zachované zbytky fenokrystov kremeňa, plagioklasu, šachovnicového albitu a rozloženého biotitu. Vulkanity andezitového zloženia majú lištovité, často zonárne usporiadané fenokrysty plagioklasov obtekané mikroprizmatickou hmotou zloženou z mikrolitov plagioklasov. Úlomky rekryštalizovaného vulkanického skla, čiastočne sericitizované alebo chloritizované, majú ojedinele zachovanú vezikulárnu textúru. Jednotlivé póry sú vyplnené rekryštalizovaným ílovým materiálom. Medzi zrná vulkanického pôvodu patrí vzácné zachovaný amfibol. Vulkanický kremeň je monokryštalický, nesie stopy magmatickej korózie a má dutiny, ako aj korodované časti kryštálov obvykle vyplnené afanitickou vulkanickou hmotou. Úlomky plagioklasov majú zachované zbytky idiomorfného obmedzenia, s charakteristickými dvojčatnými zrastmi. Podstatná časť z nich je taktiež vulkanického pôvodu. To isté platí o časti albitizovaných ortoklasov a biotite, ktorý je v rôznom stupni rozložený.

K nevulkanickému materiálu patrí časť kremeňa, živcov (metamorfné živce, tiež zrná bez znakov idiomorfného obmedzenia), ďalej muskovit, pravdepodobne i časť biotitu, úlomky granitoidov a migmatitov, fylitov a metakvarcitov.

Základná hmota je typu pórového a bazálneho. Zložená je z veľmi jemnozrnného materiálu mikrokryštalickej štruktúry. Je slabo sericitizovaná. Pravdepodobne obsahovala pôvodne značné množstvo vitroklastického materiálu. Tomu by nasvedčovala i prítomnosť montmorillonitu (V. Ďurovič 1971). Pri postdepozíčnej premene vznikol okrem sericitu a chloritu i prehnit a karbonát. Príklady minerálneho zloženia tufových litických drôb a tufových litických arenitov sú uvedené v tab. 4, 5 a 6.

Zloženie tufových litických drôb vyjadrené v percentách

	1	2	3	4	5	6	7
kremeň (polykryšt.)	25,49	22,61	26,09	29,34	} 45,37	33,73	33,79
kremeň (vulkanog.)	10,60	11,12	11,63	9,14		4,66	2,38
plagioklas	7,26	5,23	5,78	6,91	5,75	8,59	9,33
alkalický živec	3,22	4,54	5,75	3,91	1,91	2,44	4,76
metamorf. živec	0,76	0,47	0,46	1,25	0,81	2,35	0,68
klastická sfuda	4,79	4,35	5,33	3,00	6,69	12,98	6,95
úlomky granit. a migm.	0,25	1,38	0,73	0,89	–	1,58	–
úlomky epimet. hornín	1,74	2,51	2,92	1,71	0,63	1,92	1,17
úlomky vulkanitov	15,96	23,46	18,96	20,14	15,79	14,14	13,99
základná hmota	29,94	24,33	22,34	23,72	23,05	17,61	26,96

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 5:

- anal. č. 1 — vz. č. 52/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I., dolina Holičná, (strednozrná tufová litická droba);
- anal. č. 2 — vz. č. 46/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 43 (hrubozrná tufová litická droba);
- anal. č. 3 — vz. č. 45/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 41 (strednozrná tufová litická droba);
- anal. č. 4 — vz. č. 13/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 38 (strednozrná tufová litická droba);
- anal. č. 5 — vz. č. 18/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 65 (drobnozrná tufová litická droba);
- anal. č. 6 — vz. č. 25/80 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 II., dolina Holičná, vrstva č. 7 (strednozrná tufová litická droba);
- anal. č. 7 — vz. č. 6/74 Nízke Tatry — južná časť,
lok. na severovýchod od obce Piesok (drobnozrná tufová litická droba).

Tabuľka 6

Zloženie tufových litických arenitov a tufových litických drôb

	1	2	3	4	5	6
kremeň (polykryšt.)	11,62	9,36	21,53	15,12	} 20,72	8,67
kremeň (vulkanog.)	8,32	9,99	7,72	4,56		10,48
plagioklas	14,89	14,44	1,62	6,12	15,89	11,60
alkalický živec	6,09	7,11	0,25	0,34	7,28	3,03
metamorf. živec	0,61	–	–	1,37	–	0,38
klastická sfuda	6,49	2,38	0,25	11,95	0,07	2,17
úlomky granitoidov a migmatitov	0,23	} 2,63	–	–	–	–
úlomky epimet. hornín	1,94		1,87	0,81	–	0,83
úlomky vulkanitov	40,37	30,23	19,29	36,01	28,71	40,62
základná hmota	9,45	23,86	47,48	23,72	27,34	22,24

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 6:

- anal. č. 1 — vz. č. 25/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. Driečna dolina (strednozrnný tufový litický arenit);
- anal. č. 2 — vz. č. 43/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I. dolina Holica (strednozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 3 — vz. č. 20/69 Nízke Tatry — severná časť
lok. dolina Malužiná (strednozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 4 — vz. č. 3/72 Nízke Tatry — severná časť,
lok. dolina Dikula (drobnnozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 5 — vz. č. 3/78 Nízke Tatry — severná časť,
lok. dolina Bystré, jz. od Spiš. Bystrého (drobnnozrnná tufová litická droba);
- anal. č. 6 — vz. č. 42/76 Nízke Tatry — severná časť,
lok. NT-26 I. dolina Holičná (strednozrnná tufová litická droba).

Redepónované dacitové tufy

Tvoria polohy o hrúbke okolo 2 m, vyskytujú sa obvykle uprostred vulkanoklastických drôb. Makroskopicky sú farby zelenej, zelenošedej, sú dobre vrstevnaté. O ich eróznom pôvode a čiastočnom prepracovaní svedčí horizontálna laminácia, miestami gradačné zvrstvenie, určitá nerovnorodosť vulkanického materiálu a predovšetkým ich textúrna zviazanosť s okolitými sedimentmi. Výskyty redeponovaných tufov boli zaznamenané na severných (dolina juhovýchodne od k. Holica) a južných svahoch Nízkych Tatier (oblasť Bruchačky).

Opisované sedimenty sú zložené z litoklastov, kryštaloklastov a jemnozrnného značne zmeneného vitroklastického materiálu. Úlomky vulkanických hornín a pôvodných porfyrických výrastlíc dosahujú pieskovú veľkosť.

Príkladom zloženia dacitového tufu je analýza vzorky NT-45/76, zo severných svahov Tatier, z doliny juhovýchodne od k. Holica:

kryštaloklasty	— 21,5 %
z toho: kremeň	— 4,6 %
plagioklas	— 13,2 %
draselný živec	— 3,0 %
biotit	— 0,7 %
litoklasty	— 25,7 %
základná hmota (zmenený vitroklastický materiál)	— 52,8 %

Podstatnú časť štruktúry tufov zaberá jemnozrnný vitroklastický materiál, z ktorého vzniká pri premene sericit, chlorit, v menšom množstve prehnit. Miestami odlišené relatívne väčšie úlomky vulkanického skla sú slabo anizotropné, s povlakmi ílových minerálov po povrchu. Niektoré svojou vezikulárnou textúrou pripomínajú úlomky pemzy.

Litoklasty sú tvorené vulkanickými horninami felzitovej, sferolitickej, mikrokrýštalickej, mikroporfyrickej a mikroprizmatickej štruktúry.

Z kryštaloklastov prevládajú plagioklasy. Fenokrysty, prípadne ich úlomky, majú alebo nesú stopy idiomorfneho obmedzenia. Z dvojčatných zrastov je najbežnejší albitový, menej časté sú zrasty karlovarské a periklínové.

Pri premene plagioklasov vzniká sericit, v menšom množstve kalcit a prehnit. Draselné živce sú oproti plagioklasom v menšine. Predstavuje ich ortoklas, obvykle čiastočne alebo úplne albitizovaný. Kryštály biotitu sú silne rozložené, s odmiešaniami nepriesvitných materiálov. Len vzácné boli zistené relikty amfibolov. Kremeň v podobe kryštálov euhedrálneho tvaru, ich úlomkov alebo celkom nepravidelných zŕn, má typické znaky vulkanického pôvodu. Je monokrystalický so zbytkami afanitickej sklovitej hmoty v korozívnych záливоch a dutinách, tiež s črepinovitými formami v úlomkoch.

Vitroklastické tufy z južných svahov Nízkyh Tatier pozostávajú prevažne z rozloženého vitroklastického materiálu, v ktorom sú utopené pomerne veľké úlomky vulkanitov felzitovej štruktúry, kryštaloklasty kremeňa, ojedinele sericitizovaného živca a úplne rozloženého amfibolu. Príkladom je analýza vz. č. NT-12/74 (na sv. od Podbrezovej, hrebeň Dolný Diel jv. od Bruchačky):

kryštaloklasty kremeňa	— 12,4 %
litoklasty felzitovej štruktúry	— 29,3 %
základná hmota (zmenený vitroklastický materiál)	— 58,3 %

Mineralogická zrelosť pieskovcov a pôvod minerálnych zŕn

Stupeň mineralogickej zrelosti bol stanovený orientačne, pomocou hodnoty vyjadrujúcej pomerne zastúpenie množstva zŕn kremeňa k obsahu zŕn živcov a úlomkov hornín (v zmysle F. J. Pettijohna 1957).

Všeobecne možno konštatovať, že pieskovce nižnobiačianskeho súvrstvia patria do skupiny mineralogicky nezrelých sedimentov.

Priemerné hodnoty indexu zrelosti

	arkózy	arkózové droby	litické arenity	litické droby
Nízke Tatry	1,43	1,81	1,77	1,69
Malé Karpaty	1,25	0,99	—	—
Považský Inovec	—	3,30	—	2,61
podložie neogénu stred. Slovenska	—	1,99	—	—

Vulkanoklastické pieskovce sú všeobecne charakteristické nízkou mineralogickou zrelosťou. Priemerná hodnota indexu zrelosti pre tufové litické arenity z oblasti Nízkyh Tatier je 0,67, pre tufové litické droby 0,80.

Až na vulkanoklastické pieskovce vo všetkých ostatných typoch pieskovcov síce prevláda obsah kremeňa nad obsahom živcov a horninových úlomkov, avšak jeho priemer neprevyšuje 50 %. Pomerne vyšší stupeň mineralogickej zrelosti arkózových drôb oproti arkózam je zapríčinený vznikom ílových minerálov na úkor živcov v procese zvetrávania a redepozície pôvodnej živcovej zvetraliny, ale tiež v období

neskorších diagenetických premien. Obidva procesy viedli k obohatovaniu piesčitej frakcie o pomerne stabilnejšie kremenné zrná.

Hodnota indexov zrelosti u vulkanoklastických pieskovcov je ekvivalentná nízkej mineralogickej zrelosti týchto sedimentov. Pri vypočítaní tejto hodnoty nebol zohľadnený obsah kremeňa vulkanogénneho pôvodu, ktorý v tomto procese nie je ukazovateľom mineralogickej zrelosti sedimentu.

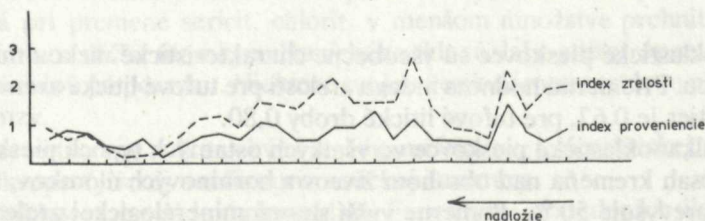
Vzťah, ktorý vyjadruje pomer obsahu živcov k obsahu horninových úlomkov (index proveniencie v zmysle F. J. Pettijohna 1957), sme použili na bližšie charakterizovanie oblasti zdroja klastického detritu (hlbinný alebo suprakrustálny).

Priemerné hodnoty pomeru živce/úločky hornín

	arkózy	arkózové droby	litické arenity	litické droby
Nízke Tatry	2,87	1,46	0,79	0,71
Malé Karpaty	1,89	55,80	—	—
Považský Inovec	—	5,65	—	0,93

Výrazný rozdiel v miere hodnôt je medzi arkózovými a litickými pieskovcami, čo vyplýva i zo samotného petrografického zloženia. Hlbinné zdroje produkujú pieskovce bohaté na živcový detrit a naopak — suprakrustálne zdroje produkujú pieskovce bohaté na úlomky hornín.

Analýza minerálneho zloženia pieskovcov robená vo vertikálnom priereze v profile doliny Holičná juhovýchodne od k. Holica v Nízkych Tatrách (obr. 24) poukazuje na výraznú závislosť obidvoch klasifikačných parametrov na obsahu vulkanického materiálu. So stúpaním obsahu vulkanického úlomkového materiálu klesá zákonite stupeň mineralogickej zrelosti pieskovcov priamo úmerne sledovaný i poklasom indexu proveniencie, pričom suprakrustálny zdroj klastického materiálu je evidentný. Kolísanie obsahu vulkanickej zložky pritom nejaví nijakú závislosť na zrnitostnom zložení sedimentu. Obsah ďalších dvoch sledovaných zložiek v piesčitej frakcii — úlomkov epimetamorfovaných hornín a úlomkov granitoidov — má viac-menej v celom profile konštantné zastúpenie. Pomerne vyššie obsahy sú priamo závislé na zvyšovaní hrúbky zrna sedimentu.



Obr. 25 Krivky znázorňujúce vzťahy indexov zrelosti a proveniencie a priebeh ich hodnôt v smere do nadoľžia

Hodnota indexu zrelosti vo vertikálnom priereze má generálne smerom do nadložia nevýrazne klesajúcu tendenciu a výrazne pulzačný charakter, v závislosti od kolísania prínosu vulkanoklastického materiálu (obr. 25). Pomerne najvyšší stupeň mineralogickej zrelosti dosahujú sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia v podloží neogénu stredného Slovenska a v Považskom Inovci.

Hodnoty proveniencie sú najvyššie v oblasti výskytov v Malých Karpatoch a v Považskom Inovci. Je to zapríčinené tým, že obsahy úlomkov a epimetamorfových hornín v piesčitej frakcii sedimentov na týchto výskytoch je nízky alebo nijaký.

Petrografická analýza pieskovcov nižnobocianskeho súvrstvia, študovaná vertikálne i laterálne, priniesla dôkazy o synsedimentárnom vulkanizme, materiál ktorého bol zmiešaný s epiklastickými arkózovými sedimentmi. Arkózové a litické pieskovce tvoria jednotné spoločenstvo sedimentov zviazané navzájom pozvoľnými prechodmi.

Piesčité zlepence

V sedimentárnych sekvenciách nižnobocianskeho súvrstvia sa vyskytujú v bazálnych častiach cyklov, spolu s hrubozrnnými pieskovecami. Ich výskyty sú viazané predovšetkým na vrchné časti nižnobocianskeho súvrstvia a na hraničné vrstvy v bazálnej časti maluzinského súvrstvia. Valúnový materiál obsiahnutý v nich dosahuje drobnú, len ojedinele strednú veľkosť. Čo do percentuálneho zastúpenia tvorí voči hrubopiesčitej hmote maximálne 30 % z celkového množstva.

Farba týchto sedimentov je obvykle svetlošedá, hrdzavošedá. Štruktúrne sú relatívne dobre vytriedené. Obsah ílovitej základnej hmoty je okolo 15—20 %.

Štruktúru majú psefitovo-psamitovú, hrubozrnnú. Na minerálnom zložení hrubopiesčitej frakcie sa podieľa kremeň, plagioklas, mikrolín, mikropertit, klastická slúda, metamorfné živce a úlomky hornín. Medzi úlomkami hornín boli zistené granitoidy, migmatity, ruly, kyslé a intermediárne vulkanity, metakvarcity, lydity, kremité sericitické a grafitovo-sericitické fylity.

Základná hmota je slabo rekryštalizovaná. Vzniká z nej pri premene jemný šupinkovitý agregát sericitu. Psefitovú frakciu tvorí kremeň a prakticky všetky typy hornín, ktoré sú zastúpené i v hrubopiesčitej frakcii.

Petrografická charakteristika valúnového materiálu

Granitoidy, aplity

Vo valúnovom materiáli sa vyskytujú predovšetkým variety kataklasticky drvených granitoidov. Niektoré z nich možno nazvať až ultramylnitmi. Minerálne zloženie je jednoduché — kremeň, kyslý oligoklas, ortoklas, muskovit, reliktly rozloženého biotitu. Muskovit je obvykle v štruktúre najmladší. Vzniká tiež na úkor draselných

živcov. Bežne vytvára symplektity s kremeňom. Sprievodné minerály: apatit, zirkón.

Valún ultramylonitizovanej granitoidnej horniny má blastocementovú štruktúru. Zbytky drvených kryštálov plagioklasu, ortoklasu a úplne rozloženého biotitu sú obaľované jemnozrnným rekrystalizovaným mylonitovým detritom.

Ojedinele sa našli valúny aplítov (tab. 7, anal. č. 6). Sú to svetlé jemnozrnné horniny, panalotriomorfne zrnitej štruktúry. Podstatnou minerálnou zložkou v nich sú živce (draselné i plagioklasy) a kremeň. Muskovit tvorí všesmerne orientované kryštály, tiež s vyvinutými symplektitickými štruktúrami. Bežné sú kryštály apatitu, zirkónu a ortitu (?). Biotit sa nachádza iba v akcesorickom množstve a obvykle je silne chloritizovaný.

Minerálne zloženie valúnov skupiny migmatitov a valúnu aplítu

Tabuľka 7

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
kremeň	38,96	41,63	60,31	61,52	33,82	48,00	58,46	57,97	37,23
plagioklas	24,81	18,05	21,28	13,64	46,44	—	—	—	—
alkalický živce	33,81	24,93	15,26	23,76	17,21	—	—	—	11,04
muskovit	1,77	15,21	—	—	0,82	3,0	3,89	5,73	7,72
rozložený biotit	0,64	0,16	3,14	1,08	1,70	1,0	7,24	2,07	12,72
sericitizované živce spolu	—	—	—	—	—	48,00	30,40	34,22	31,15

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 7:

- anal. č. 1 — vz. č. 16a/71 Nízke Tatry — severná časť,
dolina Chorupniansky potok, 400 m na JZ od k. 823,0 m (migmatit-žulorulového typu);
- anal. č. 2 — vz. č. 43/71 Nízke Tatry — severná časť,
Nižná Boca — okraj obce (migmatit-žulorulového typu);
- anal. č. 3 — vz. č. 16b/71 Nízke Tatry — severná časť,
dolina Chorupniansky potok, 400 m na JZ od k. 823,0 m (migmatit-žulorulového typu);
- anal. č. 4 — vz. č. 3a/71 Nízke Tatry — severná časť,
Z od Špiglového (k. 1280), 700 m na Z od Nižnej Boce (migmatit-žulorulového typu);
- anal. č. 5 — vz. č. 3b/71 Nízke Tatry — severná časť,
Z od Špiglového (k. 1280), 700 m na Z od Nižnej Boce (migmatit-žulorulového typu);
- anal. č. 6 — vz. č. 55/80 Nízke Tatry — severná časť,
dolina Dikula, na J od Ipolitice (aplít);
- anal. č. 7 — vz. č. 11/76 Považský Inovec,
Novanská dolina, oblasť k. 303,2 m (migmatit);
- anal. č. 8 — vz. č. 8a/76 Považský Inovec, Novanská dolina,
250 m na SZ od k. 303,2 m (migmatit);
- anal. č. 9 — vz. č. 8b/76 Považský Inovec,
Novanská dolina, 250 m na SZ od k. 303,2 m (migmatit).

Migmatity, ruly

Skupina hornín veľmi často zastúpená vo valúnovom materiáli, zvlášť v hraničných vrstvách s maluzinským súvrstvom.

Štruktúra migmatitov je granoblastická; poikilgranoblastická, lepidogranoblastická, blastogranitová, glomeroblastická. Vo valúnovom materiáli boli zistené rôzne typy migmatitov od variet charakteru granitového, cez typy žulorulové až po kremité a biotitické ruly s tzv. s imbibičnými živcami.

Migmatity s blastogranitovou štruktúrou majú minerálne zložky takmer všesmerne orientované. Iba zvyšky rozložených kryštálov biotitu naznačujú smer lineárneho usporiadania. Živce nesú stopy metazomatického blastického dorastania. Prevládajú kyslé plagioklasy často antipertitické, ktoré tvoria glomeroblasty s hojnými uzavreninami kremeňa, muskovitu a albitu. Ortoklas je zastúpený v menšom množstve. Bežné sú tiež veľké poikiloblasty šachovnicových albitov. Zo sfúd je najhojnejší muskovit. Biotit v týchto typoch zostal len v malom množstve. Je obvykle chloritizovaný a vybielený.

Migmatity žulorulového typu majú výrazne usmernenú textúru. Kryštaloblasty živcov s hojnými uzavreninami majú nábeh na izometrický tvar a spolu s kremeňom a sfudami sú usporiadané do paralelných prúžkov. Tieto horniny sú pomerne bohaté na sprievodné minerály, predovšetkým zirkón, ktorého zrná okrúhleho tvaru sú koncentrované do paralelných prúžkov spolu so sfudami.

Zvláštnosťou sú kremité ruly zložené z glomeroblastov plagioklasov a agregátu kremeňa. Pokiaľ sú v malom množstve prítomné sfudy, nachádzajú sa len vo forme uzavrenín v živcoch.

Biotitické alebo dvojsfudné ruly s imbibičnými živcami obsahujú poikiloblasty živcov, ktoré zatvárajú všetky okolité horninotvorné časti (kremeň, biotit, muskovit). V akcesorickom množstve je v nich okrem zirkónu i chloritizovaný granát. Veľké, idiomorfne hrubostĺpové kryštály apatitu geneticky súvisia s procesmi metazomatických premien, ktoré postihli horninu. Takéto typy rúl boli zistené v hojnom množstve v oblasti Považského Inovca.

Minerálne zloženie migmatitov je vyjadrené v tab. 7.

Albitovo-zoizitické amfibolity

Patria ku vzácné zastúpeným horninovým úlomkom. Nachádzajú sa v tenkej polohe hrubozrnných pieskocov a piesčitých zlepcov v doline juhovýchodne od k. Holica. Makroskopicky sú drobnozrnné, šedozeleno sfarbené. Štruktúru majú nematogranoblastickú. Nematoblasty sú tvorené obecným amfibolom svetlozelenej až modrozelennej farby. Kryštály majú typický tvar a systémy štiepných puklín. Uhol zhašania γ/C sa pohybuje v hodnotách okolo 18° až 20° . Relatívne veľké kryštály amfibolov s rozstrapkanými koncovými časťami prizmatických kryštálov sú umiest-

Modálne zloženie albitovo-zoizitického amfibolitu

amfibol	47,99 %	chlorit	3,73 %
zoizit	29,06 %	plagioklas	0,47 %
kremeň	13,92 %	karbonatizované mafické minerály	4,83 %

nené v jemnozrnej lineárne usmernenej mase. Je zložená z agregátu zoizitu, menších kryštálov amfibolu, chloritu, albitu a v malom množstve z kremeňa a epidotu. Typické sú väčšie idiomorfne kryštály titanitu, na povrchu kalcifikované.

Fylity

Medzi valúnmi sa najčastejšie vyskytujú kremité sericitické fylity a grafitovo-sericitické fylity. Majú typickú lineárne usmernenú mikrolepidogranoblastickú štruktúru. Ich základnými stavebnými zložkami sú kremeň, sericit, prípadne grafit. Ojedinele boli zistené v grafitovo-sericitických fylitoch drobné porfyroblasty albitov s helicitickou vnútornou štruktúrou. Drobné uzavreniny grafitu sú v niektorých prípadoch usmernené.

Vzácné sa našli úlomky chloritických a sericitovo-chloritických fylitov. Hlavnými stavebnými zložkami v nich sú kremeň, chlorit. Bežný je submikroskopický agregát ihličkovitých kryštálov rutilu. Ojedinele boli zistené relikty pôvodnej štruktúry zachované v podobe väčších klasticky obmedzených zŕn kremeňa a plagioklasu. Vzácné sú zbytky rozložených mafických minerálov. Je pravdepodobné, že predstavujú nízkometamorfné ekvivalenty sedimentu s prímiesou bázického vulkanoklastického materiálu.

Metakvarcity, lydity

Medzi úlomkami metakvarcitov boli zistené dva typy:

- a) sericitické alebo muskovitické metakvarcity;
- b) sericitovo-grafitické metakvarcity a lydity.

Majú typickú granoblastickú štruktúru. Podstatnou minerálnou zložkou v nich je kremenný undulózne zhášajúci agregát. V prípade prvej skupiny metakvarcitov pribúdajú k nemu kryštáliky muskovitu rôznej veľkosti. Sú vždy umiestnené v priestoroch medzi zrnami kremeňa.

U druhej skupiny metakvarcitov je v intergranulárnych priestoroch rozptýlený grafit, ktorý spôsobuje ich charakteristické šedasté zafarbenie.

Lydity sú makroskopicky čiernej farby, veľmi jemnozrnné. Od metakvarcitov sa líšia podstatne jemnozrnejšou mikrogranoblastickou zubovitou štruktúrou a vyšším obsahom grafitu.

Metamorfované pieskovce

Vyznačujú sa pomerne jednotvárnym mineralogickým zložením piesčitej frakcie, v ktorej najvýznamnejšiu zložku tvorí kremeň. Opracovanosť zŕn je nízka. Časti štruktúry, ktoré nie sú zmenené na granoblastický agregát, ukazujú ostrohrannosť zŕn. Sporadicky sa okrem kremenných zŕn zjavujú úlomky plagioklasu, mikropertitu a úplne rozloženého biotitu. Základná hmota je rekryštalizovaná, zložená z kreme-

ňovo-sericitového agregátu, ktorý obsahuje slabú prímes grafitu. Medzi sprievodné minerály patrí rutil. Príklady zloženia metamorfovaných pieskovcov sú uvedené v tab. 8.

V analýzach sú osobitne percentuálne vyjadrené dobre rozlíšiteľné piesčité zrná a osobitne časti štruktúry metamorfne rekryštalizovanej. Podľa zloženia minerálnych zŕn prevládajú vo valúnovom materiáli metamorfované pieskovce, ktoré v predmetamorfnom štádiu zodpovedali kremenným drobám (tab. 8, anal. č. 2, 3). Len malá časť valúnov pieskovcov mohla pôvodne svojím zložením zodpovedať arkózovým drobám (tab. 8, anal. č. 1).

Tabuľka 8

Minerálne zloženie valúnov metamorfovaných pieskovcov

	1	2	3
kremeň	23,26	47,56	55,35
plagioklas	10,36	—	—
draselný živec	5,76	—	—
agregát kremeňa granobl. štruktúry	45,65	24,18	—
rekryštal. základná hmota	14,98	28,03	43,19
sericitizované úlomky živcov	—	0,23	0,84
rozložený biotit	—	—	0,61

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 8:

- anal. č. 1 — vz. č. 16a/71 Nízke Tatry — severná časť,
dolina Chorupniansky potok, 400 m JZ od k. 823,0 m;
anal. č. 2 — vz. č. 44a/71 Nízke Tatry — severná časť,
Nižná Boca, lok. NT-22;
anal. č. 3 — vz. č. 8/76 Považský Inovec,
Novanská dolina, 250 m na SZ od k. 303,2 m.

Vulkanity, vulkanoklastické horniny

Patria sem vulkanity obdobného zloženia ako vyššie opísané úlomky v piesčitej frakcii.

Úlomky paleodacitov s porfyrickými výrastlicami plagioklasov, úplne rozložených mafických minerálov a kremeňa majú mikroprizmatickú základnú hmotu. Sú bohaté na hematitový pigment jemne rozptýlený v základnej hmote. Obdobné mineralogické zloženie majú i vulkanoklastické horniny, ktoré boli ojedinele zistené vo forme fragmentov psefitovej veľkosti. Podstatnú časť v nich tvorí popolový, vitroklastický materiál s jemne rozptýlenými nepriesvitnými minerálmi, v ktorom sú utopené vulkanické úlomky kremeňa, živcov a felzitických hornín.

Petrografia vulkanických hornín

Ekvivalenty výlevných vulkanických hornín boli zatiaľ zistené na povrchu len v oblasti Nízkych Tatier, v doline Chorupnianskeho potoka. Sú to veľmi jemnozrnné masívne horniny sivej, sivobielej farby, ostrohranného rozpadu. Styk s podložnými sedimentmi (pelity — bridlice) je výrazný, prejavový spečením v rozsahu okolo 5—8 cm. Styk eruptívnej horniny so sedimentom je nerovný, lalokovitý. Bezprostredne na styku má vulkanická hornina poróznú textúru. Okrem prejavov kontaktnej termickej metamorfózy pozorovať silicifikáciu, hromadenie chloritu, limonitizáciu, žilky kremeňa a kalcitu.

Vulkanickú horninu tvorí jemnozrnná hmota slabo anizotropná, v ktorej sú usporiadané mikrolity plagioklasov. Jej premenou vzniká sericit, kremeň, drobné zrná karbonátu, chlorit, v malom množstve epidot, prehnit. Intratelurickú fázu reprezentujú výrastlice plagioklasov. Vytvárajú pozdĺžne i priečne prierezy idiomorfneho obmedzenia. Sú sericitizované a albitizované za súčasného vzniku kalcitu.

Poloha vulkanitov dosahuje hrúbku 4—6 m a vyskytuje sa v najvrchnejších častiach nižnobocianskeho súvrstvia. Svojím postavením zodpovedá výraznému zvýšeniu obsahu vulkanoklastického materiálu pozorovaného hlavne vo vrchných častiach profilu v doline Holičná (obr. 24).

Na základe celkového petrografického charakteru možno opísané horniny zaradiť k intermediárnym typom eruptívnych hornín; označujeme ich ako dacit až andezit.

Stupeň metamorfnej premeny

Sedimenty a vulkanity nižnobocianskeho súvrstvia sú postihnuté premenou, ktorá je charakteristická pre nízkotlakové štádium regionálnej poklesovej metamorfózy. Produkty tejto premeny sú reprezentované minerálnou asociáciou pumpellyitovo-prehnitovo-kremeňovou.

Po prvý krát doložil v študovaných súboroch túto metamorfnú fáciu S. Vrána—J. Vozár (1969), a to predovšetkým zo žilných dioritových porfyrítov. Ako typ poklesovej metamorfózy, charakteristickej pre hrubé sekvencie geosynklinálnych formácií, ju stanovil a mineralogicky opísal D. S. Coombs (1960, 1961).

V sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia je spoločenstvo minerálov premeny tvorené kremeňom-prehnitom-chloritom-kalcitom-muskovitom (pravdepodobne fengitického zloženia). Vo vulkanických horninách pribúda ešte epidot a albit.

Charakteristické pre opísaný typ metamorfózy je zachovanie ťlových minerálov illitu, kaolinitu a montmorillonitu. Opísal ich z ťlovitých bridlíc a tiež zo základnej hmoty pieskovcov V. Ďurovič (1971). Prevažnosť montmorillonitu priamo závisí na obsahu resedimentovaného vulkanického materiálu v sedimentoch, na úkor ktorého vznikol. Metamorfná fácia pumpellyitovo-prehnitovo-kremeňová charakterizuje stupeň premeny sedimentov a vulkanitov nižnobocianskeho súvrstvia na väčšine jeho výskytov. Iba na východných svahoch Nízkych Tatier v oblasti Vernára

a v pohorí Považský Inovec sa prejavila vyššia tlaková premena, ktorá minerálnou asociáciou zodpovedá metamorfnej fácií zelených bridlíc. Namiesto ílových minerálov vznikol muskovit. Sedimenty nadobudli usmernenu textúru za sprievodnej kataklastickej deformácie zrn piesčitej veľkosti. Premenu prehnitu a pumpellyitu vznikol epidot a chlorit.

Celkove možno zhrnúť, že stupeň metamorfnej premeny sedimentov a vulkanických hornín nižnobocianskeho súvrstvia zodpovedá metamorfnej fácií pumpellyitovo-prehnitovo-kremennej a v zónach intenzívnej alpínskej dislokačnej tektoniky až fácií zelených bridlíc.

Sedimentačné prostredie a predpokladané oblasti znosu

Litologická analýza súborov sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia, ktoré sme študovali hlavne v oblasti Nízkyh Tatier, dokladá zhrubovanie klastického materiálu smerom do nadložia (obr. 4, 5, 24). Celý súbor je zložený z množstva striedajúcich sa detritických cyklov prvého rádu (hrúbka 3 až 5 m, prípadne do 10 m), ktoré sú usporiadané do cyklov druhého rádu (hrúbka 10—100 m). Prvé typy cyklov sú prevažne normálne usporiadané a tvoria inverznú megasekvenciu so zhrubovaním do vrchných častí.

Sedimentačné prostredie, v ktorom celý súbor vznikal, možno všeobecne označiť ako deltové. V spodnej časti nižnobocianskeho súvrstvia sa striedajú sedimenty usadzované v plytkých vodných bazénoch, do ktorých bol klastický materiál prinášaný distribučnými korytami delty. Nasvedčuje tomu existencia sedimentárnych cyklov pomerne malej hrúbky, dobre vyvinuté tabulárne telesá pieskovcov a prachovcov striedajúce sa s masívnymi alebo horizontálne laminovanými piesčitými ílovcami, časté koncentrácie klastickej sludy a rastlinných zbytkov na vrstevných plochách, typy zistených sedimentárnych textúr, stopy po činnosti organizmov. Jemné sedimenty bohaté na bituminózny materiál a klastickú sludu sa usadzovali v pokojnom vodnom prostredí. Striedajú sa s pieskovecami, ktoré tvoria telesá rovnomernej hrúbky, často gradačne zvrstvené, so stopami po vtlačaní, prípadne so zachovanými sklzovými textúrami. Telesá pieskovcov sú dvojaké: a) tabulárneho tvaru, hrúbky od 0,20 až po 1 m, tieto prevládajú a majú sedimentárne textúry vyššie opísaného typu; b) pretiahle „šnúrovité“ telesá (obr. 12, 13) — ako výplň erózných kanálov; tieto bývajú opisované v plytkovodných, šelfových prostrediach. Jemné sedimenty obsahujú pyrit, čo svedčí o redukčných sedimentačných podmienkach.

Smerom do nadložia sa objavujú hrubšie detritické cykly. Ich hrúbka sa zväčšuje, navzájom sú oddeľované erozívnymi rozmyvmi. Svojím zložením pripomínajú cykly typické pre riečne systémy. To znamená — v bazálnej časti sú zložené z hrubozrného člena s hojnými závalkami intraformačných sedimentov erodovaných počas transportu alebo s obsahom extraformačných valúnov. Tento typ sedimentov predstavuje výplň koryt. Smerom do nadložia pozvoľne prechádzajú do jemnozrných sedimentov, typických pre riečnu nížinu (uloženiny medziramenných zálivov).

Súbor sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia predstavuje deltový komplex progradujúci do suchozemskej časti delty. Pôvodný sedimentačný bazén bol plytký,

značne členený, ústili do neho najskôr malé delty. Svedčí o tom značné množstvo klastického detritu, ktorý je relatívne hrubozrnný a nepremený. Takzvané malé delty sú podľa údajov z literatúry zviazané s jazerami, ktoré mohli byť situované v príbrežnomorskej oblasti, alebo tiež s plytkým šelfovým pobrežím, so silne členenými zálivmi. Sú typické pre tektonicky aktívne zóny. Spodná časť študovaného súboru predstavuje výnosy distribučných korýt delt do vodných bazénov. Vrchná časť nesie príznaky prechodu do riečneho prostredia s uloženinami riečnych korýt a medziramenných zálivov.

Nedostatočne zodpovedanou otázkou zostáva charakter vodných bazénov zviazaných s malými deltami. Išlo o silne členenú šelfovú zónu alebo o systém kontinentálnych jazier? Bazén s morskou vodou dokladajú nálezy morského planktónu (Ž. Ilavská 1964, E. Planderová 1979). Avšak v sedimentárnych súboroch nižnobocianskeho súvrstvia sa nenašli horizonty s faunou, ktoré sú v plytkomorských ale i v jazerných sedimentačných podmienkach charakteristickým litologickým členom. Hlavnou príčinou absencie organizmov bolo pravdepodobne redukčné prostredie, spôsobené procesmi hnitia preplavenej rastlinnej sečky v slabo vetraných vodných nádržiacich.

Oblasť sedimentácie bola situovaná v humidnom prostredí, o čom svedčí množstvo pretransportovaného rastlinného detritu a šedá farba sedimentov. Dostatočné množstvo vodných zrážok umožnilo transport značného množstva klastického materiálu z tektonicky aktívnej oblasti znosu do sedimentačného bazénu.

Pomerne veľké plošné rozšírenie, i keď tektonicky redukovaných, trosiek nižnobocianskeho súvrstvia dovoľuje predpokladať, že pôvodná oblasť sedimentácie sa rozprestierala na značnej rozlohe. Podľa množstva klastického materiálu, ktorý je relatívne nepremený, možno usudzovať, že bazén bol obmedzený systémom lineárnych zlomov, aktívnych počas celého obdobia sedimentácie. Zlomové pásmo situované na okraji sedimentačného bazénu slúžilo ako prívod magmy; na povrchu sa vytvorili centrá vulkanitov dacitového, v podradnom množstve andezitového zloženia. Tieto poskytovali značné množstvo vulkanoklastického materiálu pretransportovaného do sedimentačného bazénu. Intenzita vulkanickej aktivity mala pulzačný charakter, čoho dôkazom je nerovnomerná koncentrácia vulkanických úlomkov vo vertikálnom reze (obr. 24). Vulkanizmus je jedným z prejavov synsedimentárnej tektonickej aktivity, ktorá zapríčinila progradáciu celej sedimentačnej oblasti do riečneho prostredia, teda regresívny charakter celého súboru sedimentov.

V dôsledku intenzívnej tektonickej redukcie nižnobocianskeho súvrstvia vyplývajúcej z príkrovového charakteru hronika, ale i z prejavov dislokačnej tektoniky, nie je tu zachovaný úplný vrstevný sled. Preto nemôžeme dostatočne zodpovedať otázku, či sa celá regresívna formácia vyvíjala postupne z morského prostredia, alebo či bazálne časti boli tvorené kontinentálnymi aluviálnymi sedimentmi, z ktorých sa vyvinuli deltovo-jazerné fácie a boli opäť vystriedané regresívnymi sekvenciami. Prvá úvaha by podporovala názor A. Abonyiho (1974) o spätosti vývojov tzv. magnezitového a chočského karbónu. Dnes zachované súbory dokumentujú iba prechod od litofácií charakteristických pre subakválnu časť delty až po progradáciu do nadvodnej časti delty a riečneho prostredia.

Analýza orientácie erózných kanálov v oblasti Nízkych Tatier poukazuje na smer transportu od J až JV k S a SZ. Smery sú upravené podľa paleomagnetických údajov o rotácii chočského príkrovu zistených pre nižnobocianske súvrstvie (P. Muška—J. Vozár 1978, 1980). Keďže údajov o smere transportu klastického materiálu je veľmi málo, nedá sa na ich základe spoľahlivo interpretovať priebeh a smer transportu v pôvodnom sedimentačnom bazéne.

Petrografická analýza sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia doložila tri zdroje klastického materiálu:

1. komplex granitoidov, migmatitov a rúl;
2. komplex epimetamorfovaných hornín;
3. syngenetický dacit — andezitový vulkanizmus.

Pôvod klastického materiálu z metamorfovaných vyvrelých a sedimentárnych hornín dokladá vo svojej práci aj V. Ďurovič (1971).

Uvažovať o jednotnom smere transportu pre granitoidné a katametamorfované horniny spolu s epimetamorfovanými horninami charakteru metapieskovcov, fylitov, lyditov a v malom množstve i metabázik, možno iba za predpokladu komplikovanej tektonickej stavby alpinotypného štýlu už vo variscidách. Ak nepripúšťame variskú príkrovovú stavbu, museli by byť úlomky epimetamorfovaných hornín maximálne zastúpené v spodných častiach súboru, zatiaľ čo smerom do vrchných častí ich kvantita by mala klesať. Výsledky analýzy však dokladajú, že úlomky epimetamorfovaných hornín sa na všetkých známych výskytoch nachádzajú približne v rovnako sa meniacom množstve. V pôvodnom sedimentačnom bazéne korytovitého tvaru hral dôležitú úlohu jednak bočný transport, zabezpečovaný krátkymi alúviami z tektonicky aktívnych okrajov bazénu, jednak transport pozdĺžny, ktorý bol v predpokladanej osovej časti viazaný na systém deltovo-jazerný. Práve trosky týchto facií zostali zachované. Okrajové fácie z jednej i druhej strany pôvodného sedimentačného bazénu boli tektonicky odrezané. Hlbinný i suprakrustálny typ klastického materiálu bol do sedimentačného bazénu znášaný z dvoch odlišných blokov bočnými splachmi a v jeho centrálnej časti premiešaný. Túto predstavu potvrdzuje i približne rovnaké pomerné zastúpenie úlomkov granitoidných a epimetamorfovaných hornín vo vertikálnom smere (obr. 24).

Za tohto predpokladu zistené smery orientácie erózných kanálov by skôr zodpovedali pozdĺžnemu transportu materiálu v osovej časti pôvodného bazénu. O tom, ktorým smerom bol bazén odvodňovaný, je na základe nameraných údajov ťažko uvažovať, pretože pôvodný priestor mohol byť rozčlenený systémom hrastí a zistené hodnoty smeru erózných kanálov môžu zodpovedať týmto jeho jednotlivým častiam.

Pri palinspastickej interpretácii treba brať do úvahy, že sa v rámci zachovaných výskytov nachádza maximálne množstvo hruboklastických sedimentov i vulkano-klastického materiálu v oblasti Nízkych Tatier a pomerne najmenšie množstvo v oblasti Malých Karpát. Odzrkadľuje to rôzny stupeň synsedimentárnej tektonickej aktivity v rámci sedimentačného bazénu, ale zároveň môže naznačovať i smer rozširovania pôvodného sedimentačného priestoru (smerom na juh?).

Synsedimentárny vulkanizmus, ktorý je prevažne dacitového chemického zloženia, svedčí o počiatocnom štádiu vývoja sedimentačného bazénu spojeného s inten-

zívnymi vertikálnymi pohybmi. Je teda pravdepodobnejšie, že celý sedimentačný vývoj prebiehal v kontinentálnych, aluviálnych alebo deltovo-jazerných podmienkach. Sedimentačný bazén vznikal na okraji pevného bloku tvoreného granitoidmi, migmatitmi a katametamorfovanými kryštalicými bridlicami (tatro-veporikum?). Z druhej strany bol sedimentačný bazén obmedzený varisky vyvrásnenou zónou epimetamorfovaných komplexov (gemerikum? alebo iná zložením horninových súborov podobná jednotka zlikvidovaná v gemerskej jazve?).

Za predpokladu generálne severojužného smeru priebehu sedimentačného bazénu, blok vyššie metamorfovaných hornín a granitoidov sa musel rozprestierať smerom na Z až SZ a pásmo epimetamorfovaných variscíd na V a JV od zóny sedimentácie. Takéto rozloženie zonálnosti vysoko a nízkometamorfovaných komplexov variscíd by zodpovedalo doteraz publikovaným úvahám (napr. E. Clar 1971, 1976, R. Riding 1974, F. Flugel 1975, H. P. Schönlaub 1979 a ďalší) o stavbe tzv. juhovýchodnej vetvy variscíd.

Záver

Nižnobocianske súvrstvie je regresívna klastická formácia zložená zo súboru cyklov mnohonásobne sa opakujúcich nad sebou. Z hľadiska ich hrúbky boli vyčlenené cykly prvého rádu (veľkosti do 10 m) a cykly druhého rádu (veľkosti nad 10 m, maximálne do 100 m). Modálnej analýze boli podrobené cykly prvého rádu, ktoré sú asymetrické, zložené z nasledujúcich litologických členov — A — hrubozrnný pieskovec, B — stredozrnný pieskovec, C — drobnozrnný pieskovec, D — piesčité ílovec; veľmi jemnozrnný pieskovec, M — drobnozrnný piesčité zlepenec. Cykly možno na základe variabilnosti ich zloženia označiť ako heteropolymerické (66 % cyklov polymerických, 34 % cyklov dimerických). Prevažná časť sedimentárnych cyklov má usporiadanie normálne, t. j. so zjemňovaním sedimentov smerom do vrchných častí. Len 4 % analyzovaných cyklov prvého rádu má usporiadanie inverzné. Modálny cyklus stanovený pre spodnú časť nižnobocianskeho súvrstvia je typu CD a BCD. Vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia je charakterizovaná modálnym cyklom typu ABCD. Z uvedeného vyplýva, že v rámci celej megasekvencie dochádza smerom do vrchných častí k výraznému zhrubovaniu klastického materiálu.

Priamo úmerne so zvyšovaním hrúbky zrna zväčšuje sa i hrúbka lavíc sedimentov.

Prevládajúcim stratonomickým typom pieskovcov sú telesá tabulárneho tvaru. Pre ich vnútorné usporiadanie je charakteristické zvrstvenie gradačné — 59 % (z toho 10 % s inverzným usporiadaním častíc) a horizontálne — 31 %. Masívne telesá pieskovcov tvoria iba 9 % a šikmé zvrstvenia iba 1 %.

Jedným zo základných znakov nižnobocianskeho súvrstvia je šedé sfarbenie sedimentov. Boli rozlíšené nasledovné farebné odtiene — čierne, tmavošedý, zelenošedý, strednošedý a svetlošedý. V spodnej časti súboru prevláda farba čierna a tmavošedá, smerom do vrchných častí stredno- a svetlošedá. Rozloženie zelenošedého sfarbenia je priamo úmerné zvýšenému obsahu resedimentovaného vulkanického materiálu.

Sprievodným znakom vývoja pôvodného sedimentačného bazénu bol syngenetický

ký vulkanizmus andezitovo-dacitového zloženia, ktorého intenzita sa smerom do vrchných častí zvyšuje. Jeho maximálna intenzita bola zaznamenaná na výskytoch v oblasti Nízkyh Tatier (tenké polohy resedimentovaných tufov, malé výlevné telesá, množstvo tufových sedimentov). Vulkanizmus subaerického charakteru, s vulkanickými centrami situovanými hlavne v okrajovej časti sedimentačného bazénu, poskytoval množstvo intraformačného klastického materiálu.

Analýza petrografického zloženia klastických zŕn piesčitej a zlepenčovej frakcie poukazuje na tri odlišné zdroje klastického materiálu:

a) blok zložený z granitoidov, migmatitov a katametamorfových kryštalických bridlíc;

b) oblasť zložená z epimetamorfnе zmenených sedimentov a bázických vulkanitov;

c) syngénne vulkanické centrá rozložené v okrajovej časti vlastného sedimentačného bazénu.

Mineralogická zrelosť pieskovcov je všeobecne nízka. Vo vertikálnom smere javí miernu tendenciu klesania smerom do vrchných častí. Stupeň mineralogickej zrelosti je priamo úmerný obsahu vulkanických hornín.

Súbory sedimentov a vulkanitov nižnobocianskeho súvrstvia sú postihnuté nízko-tlakovou regionálnou metamorfózou poklesového typu, ktorá zodpovedá fácií pumpellyitovo-prehnitovo-kremeňovej. V zónach intenzívnej alpínskej tektoniky nadobúda premena charakter strednotlakovej metamorfózy typu Barrow a zodpovedá metamorfnej fácií zelených bridlíc.

Sedimentačné prostredie, v ktorom celý súbor vznikal, možno všeobecne označiť ako deltové. V spodnej časti nižnobocianskeho súvrstvia sa striedajú sedimenty usadzované v plytkých vodných bazénoch, do ktorých bol klastický materiál prinášaný distribučnými korytami delt. Smerom do vrchných častí celý komplex prograduje do riečneho sedimentačného prostredia.

V pôvodnom sedimentačnom priestore trogového tvaru hral dôležitú úlohu bočný transport, zabezpečovaný krátkymi alúviami z tektonicky aktívnych okrajov bazénu a taktiež transport pozdĺžny, ktorý v predpokladanej osovej časti bol viazaný na systém deltovo-jazerný. Okrajové sedimentárne fácie boli neskôr tektonicky odrezané; v dnešnej stavbe zostali zachované predovšetkým osové časti pôvodného bazénu. Okrajové časti bazénu boli zložené z dvoch odlišných blokov. Na jednej strane to bol blok zložený z katametamorfovaných kryštalických bridlíc, migmatitov a granitoidov (tatro-veporikum?) a na strane druhej varisky vyvrásnená zóna, zložená z epimetamorfovaných komplexov (gemerikum? alebo zložením podobná tektonická jednotka zlikvidovaná v gemerskej jazve?).

Do tlače odporučil T. Ďurkovič.

Literatúra

- ABONYI, A. 1974: Hlavné tektonické elementy Západných Gemeríd a ich vzťah k subtatranským príkrovom. Sbor. geol. Ved., Řada geol., C, 26, Praha, 83—94.
BAJANÍK, Š. a kol. 1978: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—29.

- BIELY, A. et al. 1977: Závěrečná správa o štruktúrnem vrte JL-1, Jánova Lehota. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BLUCK, B. J.—KELLING, G. 1963: Channels from the Upper Carboniferous Coal Measures of South Wales. *Sedimentology*, 2, Amsterdam, 29—53.
- BRLAY, A. et al. 1975: Závěrečná správa o vrte GK-4, Brehy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRLAY, A. et al. 1977: Závěrečná správa o štruktúrnem vrte GK-15. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CAMBELL, Ch. V. 1967: Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, Amsterdam, 7—26.
- CLAR, E. 1971: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirge in der Ostalpen. *Z. dt. geol. Ges.*, 122 (1970), Hannover, 161—167.
- CLAR, E. 1976: Vom variszischen Gebirge im Raume der Ostalpen. *Nova Acta leopold.*, 224, 45, Halle, 111—134.
- COOMBS, D. S. 1960: Lower grade mineral facies in New Zealand. *Internat. geol. Congr.*, 21st Sess. Rep. Part, 13, Copenhagen, 339—51.
- COOMBS, D. S. 1961: Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J. Sci.*, 24, 203—15.
- ČORNÁ, O.—ILAVSKÁ, Ž. 1962: Nález permských sporomorf v Malých Karpatoch. *Geol. Zbor.*, 13, 2, Bratislava, 187—197.
- DOTT, R. L. 1964: Wacke, Greywacke and Matrix — What Approach to Immature Sandstone Classification? *Jour. Sed. Petrology*, 34, Tulsa, 625—632.
- DUFF, P. McL. D.—HALLAM, A.—WALTON, E. K. 1967: Cyclic sedimentation, ruský preklad, 1971, Moskva, 5—281.
- ĐUROVIČ, V. 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanosedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. *Acta geol. et geogr. Univ. Com.*, *Geologica*, 23, Bratislava, 5—114.
- FLÜGEL, H. 1975: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. *Geol. Rundsch.*, 64, Stuttgart, 1—62.
- GAŠPARIK, J.—PULEC, M. a kol. 1980: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu JP-1 (Jastrabá). *Regionálna geológia Západných Karpát*, 12—13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—131.
- GRADZIŃSKI, R. et al. 1976: *Sedymentológia* Wydawnictwa Geologiczne — Warszawa, 9—613.
- KAMENICKÝ, J.—CAMBEL, B. et al. 1961: Sjazdový sprievodca pre Čs. spoločnosť pre mineralógiu a geológiu, Sekcia A, Bratislava, 6—42.
- KAROLUS, K. et al. 1969—76: Závěrečná správa o hlbokom štruktúrnem vrte GK-5 Veľká Lehota. Čiastková záv. správa za rok 1965—69. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970/a: Hlboký štruktúrny vrt GK-12 Devičany. Čiastková záv. správa za rok 1968—70. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970/b: Kompletné spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-10 Ladzany. Čiastk. záv. správa za r. 1968—70. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1975: Komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-13 Nová Baňa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1976: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu VIK-1. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A.—VOZÁR, J. 1964: Zpráva o petrografickom výskume na štruktúrnem vrte S-1, lokalita Lošonec. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus den Karbon der Niederen Tatra. *Geol. Zbor.*, *Geologica carpath.*, 15, 2, SAV, Bratislava, 227—232.
- MAHEL, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zošit 48a*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—194.
- MAHEL, M. et al. 1961: Mezozoikum. Sjazdový sprievodca XII. zjazd Čsl. spol. pre min. a geol., Bratislava, 45—83.
- MAHEL, M. 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 List Bratislava-Wien, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- MUŠKA, P.—VOZÁR, J. 1978: Paleomagnetizmus mladšieho paleozoika chočského príkrovu. *Mineralia slov.*, 10, 3, Bratislava, 193—200.
- MUŠKA, P.—VOZÁR, J. 1980: Different degrees of paleodeclination in the lower part of the Hronic unit in the Ipoltica valley (Nízke Tatry mts northern slope). *Mineralia slov.*, 12, 5, Bratislava, 409—420.
- PETTIJOHN, F. J. 1957: *Sedimentary rocks*. Harper, New York, 1—718.
- PETTIJOHN, F. J.—POTTER, P. E.—SIEVER, R. 1972: *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York, 1—618.
- PLANDEROVÁ, E. 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. *Geol. Práce, Správy* 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—61.
- RIDING, R. 1974: Model of the Hercynian Foldbelt. *Earth planet. Sci. Lett.*, 24, Amsterdam, 125—135.
- SCHÖNLAUB, P. 1979: Das Paleozoikum in Österreich. *Abh. Geol. Bund.*, 33, Wien, 3—124.
- SNOPKOVÁ, P. ex MAHEL, M. et al. 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 20000, list Bratislava-Wien, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1963: Správa o palinologickom výskume vzoriek z vrtu Lošonec v Malých Karpatoch. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1973: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. *Západné Karpaty*, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—183.
- VOZÁR, J. 1975/a: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tribeč. *Západné Karpaty*, séria min., petr., geoch., lož., 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—151.
- VOZÁR, J. 1975/b: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. *Geol. Práce, Správy* 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 227—229.
- VOZÁR, J. 1977: Záverečná správa o výskume mladšieho paleozoika v podloží neovulkanitov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1979: Príspevok ku poznaniu tektonickej stavby podložia terciéru stredného Slovenska. *Zborník Tektonické profily*, Bratislava, Ed. M. Maheľ, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 129—139.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie — nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Mineralia slov.*, 11, 5, Bratislava, 447—478.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1980: Paleozoic of West Carpathians. *Zborník Permian of the West Carpathians*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11—25.
- VRÁNA, S.—VOZÁR, J. 1969: Über die Mineralogmeinschaft der Pumpellyit-Prehnit-Quarzfacies in der Niederen Tatra. *Geol. Práce, Správy* 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—101.
- WENTWORTH, C. K. 1933: Fundamental limits to the Sizes of clastic grains. *Science*, vol., 77, New Haven, 633—634.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—IV

Tabuľka I

- Obr. 1 Hrubozorná dnová výplň riečneho koryta. Vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia.
- Obr. 2 Hrubozorné korytové sedimenty s charakteristickým prednostným usporiadaním valúnov. Vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia.

Tabuľka II

- Obr. 1 Erozívny styk na báze sedimentárneho cyklu. Vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia.
- Obr. 2 Lavica pieskovcov na báze s erodovanými závalkami bridlic. Výplň distribučných koryt na báze sedimentárneho cyklu. Vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia.

Tabuľka III

- Obr. 1 Erozívny kanál narezávajúci jemnozorné (jazerné?) sedimenty. Spodná časť nižnobocianskeho súvrstvia.

Tabuľka IV

- Obr. 1 Hrubozorné pieskovce s veľkoškálovým šikmým zvrstvením zachované ako výplň distribučného koryta. Vrchná časť nižnobocianskeho súvrstvia.

Foto: A. Vozárová.

Lithology and petrography of the Nižná Boca Formation (Upper Carboniferous; West Carpathians)

Summary

The Nižná Boca Formation is defined as an independent lithostratigraphical unit in the basal part of the Hronicum (Map 1, first mentioned by A. Vozárová—J. Vozár in *Min. Slovaca*, 11, 5, 1979 — Actuality; detailed characteristic and definition in *Mineralia slovaca*, 13, 5, 1981).

In this article are results of lithological and petrographical study of the Nižná Boca Formation. The research concentrated in the area of the Nízke Tatry Mts. because there it is largest in the West Carpathians.

In the Nízke Tatry Mts. the Nižná Boca Formation is a part of the Šturec nappe on the northern slopes of the mountain range (from Nižná Boca to the valley of the Vernársky potok brook; Map 2) and a part of the Choč nappe on the southern slopes of the mountain range (between Podbrezová-Piesok and the village Bystrá). Particular, tectonically isolated occurrences are in the eastern part of the mountain range near the village Vernár (denoted as the so-called Vernár Carboniferous in many works).

Another dominant part of the Nižná Boca Formation is in the basement of the Neogene and neovolcanic rocks of Central Slovakia.

A smaller part of the Nižná Boca Formation is in the basal part of the Šturec nappe in the Malé Karpaty Mts., between the Smolenice and Sološnica villages (Map 3).

Fragments of the Nižná Boca Formation are in the Považský Inovec Mts. as a part of an allochthonous unit in the western part of the mountain range (the Kalnická dolina valley, the Novanská dolina valley, the Hôrčanská dolina valley).

The Nižná Boca Formation is a regressive clastic formation consisting of a set of cycles repeated above one another many times (Fig. 4—21). In respect of their thickness defined are cycles of the 1st order (up to 10 m), cycles of the 2nd order (above 10 m, max. to 100 m). Modal analysis was made on the cycles of the 1st order. They are asymmetrical with the following lithological members: A — coarse-grained sandstone; B — medium-grained sandstone; C — fine-grained sandstone; D — aleuropelite; very fine-grained sandstone; M — fine-grained sandy conglomerate. According to their variable composition, the cycles may be denoted as heteropolymeric (66 % of polymeric cycles, 34 % of dimeric cycles; Fig. 1). Most sedimentary cycles are normal, i.e. with fining upward sediments. Only 4 % of analysed cycles of the 1st order are of inverse type. Modal cycles as determined for the lower part of the Nižná Boca Formation are of type CD and BCD (Fig. 3). The upper part of the Nižná Boca Formation is characterized by modal cycle of ABCD type (Fig. 2).

It follows that in the entire megasequence conspicuous upward grain growth in clastic material takes place. Proportional to this is increasing thickness of bodies of sediments. Tabular bodies are predominant stratonomonic type of sandstones. For their internal arrangement characteristic is graded bedding 59 % (10 % have inverse arrangement of particles), and horizontal bedding — 31 %. Massive sandstones bodies make only 9 % and cross-bedding only 1 %.

One of the basical characters of the Nižná Boca Formation is grey colour of sediments in the following colour shades: black, darkgrey, greengrey, grey and light-grey. In the lower part of the Formation dominant are black and darkgrey colours, in the upper parts — grey and light-grey. Greengrey colour distribution increases with increasing content of resedimented volcanic material.

The development of the original sedimentation basin was associated with andesite-dacite syngenetic volcanism whose intensity increased upwards. Its maximum intensity was recorded in the area of the Nízke Tatry Mts. (thin layers of resedimented tuffs, small effusive bodies, plentiful tuff sediments). Volcanism of subaeric character, with volcanic centers situated mainly in the marginal part of the sedimentation basin offered a lot of intraformation clastic material.

Predominant types of sediments in the Nižná Boca Formation are aleuropelites, siltstones and sandstones. In sandstones are a few layers of sandy conglomerates and in aleuropelites a very low percentage of carbonates and silicites of volcano-sedimentary origin. Among sandstones (Fig. 22, 23) distinguished are:

— group of arcoses and arcose graywackes (examples of mineral composition in Tables 1, 2); — group of litharenites and lithic graywackes (examples of mineral composition in Table 3); — group of volcanoclastic sandstones: 1. tuffaceous litharenites, tuffaceous lithic graywackes (mineral composition in Tables 4, 5, 6); 2. crystalline — lithoclastic tuffs. In sandy conglomerates among fragments of pschite fraction are the following petrographic types of rocks: 1. granitoids, aplites (Table 7), 2. migmatites and gneisses (Table 7), 3. albite-zoisitic amphibolites, 4. sericitic and graphite-sericitic phyllites, 5. chloritic and chlorite-sericitic phyllites, 6. muscovitic metaquartzites, 7. lydites, 8. metamorphosed sandstones, 9. volcanites and volcanoclastic sandstones of intraformational origin.

Analysis of petrographical composition of clastic grains of sandy and conglomerate fractions showed three different sources of clastic material: a) a block of granitoids, migmatites and catamorphosed crystalline schists; b) area composed of epimetamorphosed sediments and basic volcanic rocks; c) syngenetic volcanic centers in the marginal part of the sedimentation basin proper.

Mineralogical maturity of sandstones is generally low. It is slowly decreasing upward (Fig. 25). The degree of mineralogical maturity is proportional to the content of volcanic rock fragments (Fig. 24). Sediments and volcanites of the Nižná Boca Formation underwent a low-pressure regional metamorphosis of subsidence type, corresponding to the pumpellyite-prehnite-quartz facies. In zones of intensive alpine tectonic deformation the character of metamorphosis becomes that of medium-pressure metamorphosis of Barrow type and corresponds to metamorphic facies of green schists.

Sedimentary environment in which the complex formed, may be denoted as deltaic. In the lower part of the Nižná Boca Formation are sediments deposited in shallow water basins into which the material was transported by distribution river beds. Toward the upper parts the whole complex prograded into fluvial sedimentary environment.

In the primary sedimentary basin of a trough form, a significant role was played by lateral transport provided by short alluvia from tectonically active margins of basins and longitudinal transport associated with the deltaic-lacustrine system in the presumable axial part. Marginal sedimentary facies were later tectonically amputated and in the present structure only preserved the axial parts of the original basin. Marginal parts of the basin consisted of two different blocks. On one side it was a block composed of catamorphosed crystalline schists, migmatites and granitoids (Tatro-Veporic?) and on the other side a Variscan-folded zone, composed of epimetamorphosed complexes (Gemerian, or by its composition similar tectonic unit, destroyed in the Gemer scar?). Analysis of orientation of preserved sedimentary structures (erosive channels and channels) complemented with spatial study of the distribution of individual types of lithofacies inspires an assumption about general N-S course of the original sedimentary basin.

Figures 1—21

- Fig. 1 Histogram of frequency of individual types of cycles in the Nižná Boca Formation
- Fig. 2 Histogram of frequency of types of cycles in the upper part of the Nižná Boca Formation
- Fig. 3 Histogram of frequency of types of cycles in the lower part of the Nižná Boca Formation
- Fig. 4 Lithological profile of the Holičná valley SE of B. M. Holica, loc. NT-26^{II}
- Fig. 5 Lithological profile of the Malužiná valley
- Fig. 6 Lithological profile of loc. NT-28, Mokrý dolina valley SW of Spišské Bystré
- Fig. 7 Lithological profile of loc. NT-29, Mokrý dolina valley, SW of Spišské Bystré
- Fig. 8 Lithological profile of loc. NT-30, Mokrý dolina valley SW of Spišské Bystré
- Fig. 9 Lithological profile of loc. NT-31, Mokrý dolina valley SW of Spišské Bystré
- Fig. 10 Lithological profile of loc. NT-32, Mokrý dolina valley SW of Spišské Bystré
- Fig. 11 Lithological profile of loc. NT-34, Medvedia dolina valley S of Ipoltica
- Fig. 12 Lithological profile of loc. NT-35, Medvedia dolina valley S of Ipoltica
- Fig. 13 Lithological profile of loc. NT-36, Dikula valley S of Ipoltica
- Fig. 14 Lithological profile of loc. Bystrá dolina valley SW of Spišské Bystré
- Fig. 15 Lithological profile of loc. NT-33, valley W of Vernár
- Fig. 16 Lithological profile of loc. Studená dolina S of Ipoltica

Fig. 17 Lithological profile of loc. NT—21, Nižná Boca Formation

Fig. 18 Lithological profile of loc. NT—22¹ Nižná Boca

Fig. 19 Schematic lithological profiles of boreholes GK-12, VIK-1

Fig. 20 Schematic lithological profiles of borehole GK-13, GK-14

Fig. 21 Schematic lithological profiles of borehole JP-1, GK-15

Explanations of figures 4—21:

Lithology:

1a — sandy conglomerates; 1b — layers of pebbles of medium size in sandy conglomerates; 2 — coarse-grained sandstones; 3 — medium-grained sandstones; 4 — fine-grained sandstones; 5 — very fine-grained sandstones; 6 — siltstones, sandy shales; 7 — calcareous — clayey shales; 8a, b — tuffaceous sandstones; 9 — tuffs.

Colour of sediments:

10 — blackgrey, darkgrey; 11 — grey; 12 — green-gray; 13 — lightgrey; 14 — redgrey, violetgrey.

Cycles:

15 — normal cycles; 16 — inverse cycles.

Sedimentary structures:

17 — horizontal bedding; 18 — cross-bedding; 19a — normal graded bedding, b — inverse graded bedding, c — pensymmetric graded bedding; 20 — load casts; 21 — wash-outs; 22 — slump structures; 23 — clastic mica; 24 — concretions; 25 — clasts of shales and clayey shales; 26 — bioturbation structures; 27 — erosive channels; 28 — clastic veins;

Flora:

29 — macroflora; 30 — plant debris; 31 — crust fragments;

Other characters:

32 — diorite-porphyrite veins; 33 — veins of neogene volcanic rocks (concerning Figs. 19—21); 34 — overthrust line; 35 — contact with Malužiná Formation.

Fig. 22 Classification diagram of sandstones for arenite group (according to R. L. Dott's classification modified by F. J. Pettijohn, P. S. Potter, R. Siever 1972)

1-quartzite, 2-subarcose, 3-arcose, 4-arcose arenite, 5-litharenite, 6-sublite-arenite, a-finegrained, b-mediumgrained, c-coarsegrained;

Fig. 23 Classification diagram of sandstones for graywacke group (according to R. L. Dott's classification modified by F. J. Pettijohn, P. S. Potter, R. Siever 1972). Explanation to Fig. 23 1-quartz graywacke, 2-arcose graywacke, 3-feldspar graywacke, 4-lithic graywacke, a-finegrained, b-mediumgrained, c-coarsegrained.

Fig. 24 Graph of the course of maturity indexes and provenance in vertical section + (on the example of the profile of the Holičné valley) in relation to grain size division and to content of volcanic rock fragments, granitoids and epimetamorphosed rocks fragments.

1-sandy conglomerate, 2-sandstone, 3-shales, siltstones, 4-re-sedimented pyroclastic rocks, 5-curve of provenance index, 6-curve of maturity index values, 7-curve of contents of volcanic rock fragments, 8-curve of contents of granitoid and migmatite fragments, 9-curve of contents of epimetamorphosed rock fragments.

Fig. 25 Curves of relation between maturity index and provenance; course of the values toward overlier.

Map 1 Scheme of distribution of Nižná Boca Formation in West Carpathians

1-on the surface, 2-in the basement of Central Slovakian neogene.

Map 2 Distribution of Nižná Boca Formation on northern slopes of Nízke Tatry Mts. (according to J. Vozár 1971)

Quaternary: 1-loams, alluvia, alluvial fans; 2-travertines, Gemericum; 3-Mesozoic (Vernár belt). Hronicum: 4-Malužiná Formation (Permian), 5-vein bodies of Permian age in Nižná Boca Formation, 6-Nižná Boca Formation (Stephanian), 7-layers with increased content of re-sedimented pyroclastic material, 8-effusive body of dacite-andezite, 9-localization of lithological profiles (in text).

Veporicum: 10-Mesozoic (Veľký Bok Group), 11-Late Paleozoic (Permian?), a-sediments undivided (sandstones, varicoloured shales); b-arcose graywackes, c-rhyodacite bodies, 12-Predná hoľa complex (Devonian — Lower Carboniferous), 13-crystalline complex undivided.
Tatricum: 14-Lower Triassic sandstones, 15-granitoids of Ďumbier belt.

Map 3 Distribution of Nižná Boca Formation in Malé Karpaty Mts. (according to J. Vozár 1967)
Quaternary: 1-loams, alluvia,
Hronicum: 2-Mesozoic (Lower Triassic), 3-Malužiná Formation (Permian), 4-Nižná Boca Formation (Stephanian), 5-silicites of volcanosedimentary origin occurring in Nižná Boca Formation.
Fatricum: 6-Mesozoic undivided.

Tables:

- Tab. 1 Composition of arcoses and arcose graywackes in percent
- Tab. 2 Composition of arcoses and arcose graywackes in percent
- Tab. 3 Composition of litharenites, lithic graywackes and sublitharenites in percent
- Tab. 4 Composition of tuffaceous litharenites and tuffaceous lithic graywackes in percent
- Tab. 5 Composition of tuffaceous lithic graywackes in percent
- Tab. 6 Composition of tuffaceous litharenites and tuffaceous lithic graywackes in percent
- Tab. 7 Composition of pebbles of migmatites group and aplite pebble
- Tab. 8 Composition of pebbles of metamorphosed sandstones

Explanations of photograph plates I—IV

Plate I

- Fig. 1 Coarse-grained bottom filling of river bed. Upper part of the Nižná Boca Formation.
- Fig. 2 Coarse-grained river-bed sediments with characteristic preferred pebble orientation. Upper part of the Nižná Boca Formation.

Plate II

- Fig. 1 Erosive contact at base of sedimentary cycles. Upper part of Nižná Boca Formation.
- Fig. 2 Sandstone sheet at base, with eroded shale clasts. Filling of distribution river-beds at base of sedimentary cycle. Upper part of Nižná Boca Formation.

Plate III

- Fig. 1 Erosive channel cutting fine-grained (lacustrine?) sediments. Lower part of Nižná Boca Formation.
- Fig. 2 Coarse-grained sandstones with large-scale cross-bedding, preserved in the filling of distribution bed.

Plate IV

- Fig. 1 Coarse-grained sandstones with large-scale river-bed cross-bedding, preserved in filling of distribution river-bed. Upper part of Nižná Boca Formation.

Photographed by A. Vozárová.

Translation: E. Jassingerová.

Литология и петрография свиты Нижна Боца (верхний карбон, Западные Карпаты)

Резюме

Свита Нижна Боца была выделена как самостоятельная литолого-стратиграфическая единица базальной части гроникума (карта 1, первое сообщение авторов А. Возарова—И. Вазар в статье *Aktuality Min. Slovaca*, 11. 5, 1979; более подробная характеристика и дефиниция в *Min. Slovaca*, 13. 5, 1981).

В настоящей работе даются результаты литологического и петрографического изучения свиты Нижна Боца. Исследование велось главным образом в области Низких Татр, так как именно там эта свита распространена на поверхности шире, чем где бы то ни было в Западных Карпатах.

В Низких Татрах свита НБ обнажается на северных склонах как часть штурецкого покрова (от сел. Нижна Боца по долине Вернарского ручья, карта 2), на южных склонах (между сел. Подбрезова-Пиесок и деревней Быстра) как часть хочского покрова. Отдельные, тектонически изолированные выходы находятся в восточной части близ сел. Вернар (во многих работах так называемый вернарский карбон).

Другой областью с широким распространением свиты Нижна Боца является основание неогена и неовулканитов Центральной Словакии.

На значительно меньшем пространстве свита представлена в базальной части штурецкого покрова в Малых Карпатах между селениями Смоленице и Солошница (карта 3). Фрагментарно наблюдается в горах Поважский Иновец как часть аллохтонной единицы в западной части области (долины Калница, Нованска и Горчанска).

Свита Нижна Боца является регрессивной кластической формацией, состоящей из комплекса налегающих друг на друга отложений многократно повторявшихся циклов (рис. 4–21). По мощности отложений различают циклы первого порядка (до 10 м) и циклы второго порядка (более 10 м, максимум 100 м). Модальный анализ отложений цикла первого порядка показал, что осадки асимметричны и состоят из следующих литологических членов: А — грубозернистый песчаник; В — среднезернистый песчаник; С — тонкозернистый песчаник; D — алевропелит, очень тонкозернистый песчаник; М — мелкогалечный песчанистый конгломерат. На основании разнообразия состава отложений различных циклов последние можно рассматривать как гетерополимерные (66 % полимерных, 34 % димерных, рис. 1). Преобладающая часть отложений расположена нормально, т. е. размер обломочных зерен сверху уменьшается. Только в 4 % анализированных циклов расположение обломочных зерен инверсионное. Модальный цикл, установленный для нижней части свиты Нижна Боца, представлен типами CD и BCD (рис. 3). Верхняя часть свиты характеризуется модальным циклом ABCD (рис. 2). Сказанное выше приводит к заключению, что в пределах всей мегасеквенции размеры обломочных зерен увеличиваются по направлению вверх.

Прямо пропорционально увеличению обломочных зерен увеличивается и мощность пластов.

Преобладающим стратомическим типом песчаников являются тела таблитчатой формы. Для их внутреннего расположения характерна сортированная слоистость — 59 % (из них 10 % с инверсионным расположением обломочных зерен) и горизонтальная слоистость — 31 %. Массивные тела песчаников составляют лишь 9 %, косая слоистость всего 1 %.

Один из основных признаков свиты Нижна Боца — это серый цвет отложений. Различаются следующие оттенки: черный, темно-серый, зелено-серый, средне-серый и светло-серый. В нижней части комплекса преобладают черный и темно-серый цвета, в верхних частях средне-серый и светло-серый. Размеры участков зелено-серой окраски прямо пропорциональны повышенному содержанию переотложенного вулканического материала.

Сопроводительным явлением в эволюции первоначального бассейна осадконакопления был андезито-дацитовый синседиментационный вулканизм, интенсивность которого возрастала при отложении верхних слоев. Максимальная интенсивность вулканизма наблюдается в обнажениях

в области Низких Татр (тонкие слои переотложенных туфов, небольшие тела излившихся пород, большое количество туфовых осадков). Центры субаэрального вулканизма находились преимущественно в краевой части седиментационного бассейна и доставляли большое количество интраформационного материала.

Преобладающими типами отложений свиты Нижна Боца являются алевропелиты, алевролиты и песчаники. Карбонаты и силициты вулкано-осадочного происхождения представлены низким процентом. Среди песчаников (рис. 22, 23) выделены:

– группа D₁ – аркозы и аркозовые граувакки (примеры минерального состава см. табл. 1 и 2);
– группа D₂ – литические арениты и литические граувакки (примеры минерального состава см. табл. 3);

– группа D₃ – вулканокластические песчаники:

1) туфовые литические арениты, туфовые литические граувакки (минеральный состав см. табл. 4, 5, 6)

2) кристалло-литокластические туфы.

В песчаных конгломератах между обломками псефитовой фракции встречаются следующие петрографические типы горных пород:

1-гранитоиды, аплиты (табл. 7); 2-мигматиты и гнейсы (табл. 7); 3-альбит-цоизитовые амфиболиты; 4-серицитовые и графит-серицитовые филлиты; 5-хлоритовые и хлорит-серицитовые филлиты; 6-мусковитовые метакварциты; 7-лидиты; 8-метаморфизованные песчаники; 9-вулканициты и вулканокластические песчаники интраформационного происхождения.

Анализ петрографического состава кластических зерен песчанитой и конгломератовой фракций показал, что существовало три различных источника сноса кластического материала:

а) блок, состоящий из гранитоидов, мигматитов и катаморфных кристаллических сланцев;

б) область измененных эпиметаморфизмом отложений и основных вулканицитов;

с) центры сингенетической вулканической деятельности, расположенные в краевой части бассейна осадконакопления.

Минералогическая зрелость песчаников в общем низкая. В вертикальном направлении наблюдается умеренная тенденция уменьшения зрелости кверху (рис. 25). Степень минералогической зрелости прямо пропорциональна содержанию обломков вулканических пород (рис. 24).

Комплексы седиментов и вулканицитов свиты Нижна Боца подверглись региональному метаморфизму низких ступеней типа опускания, который соответствует фации пумпеллит-пренит-кварцевой. В зонах интенсивной альпийской тектонической деформации изменение приобретает характер метаморфизма среднего давления типа Барров и соответствует фации зеленых сланцев.

Среду осадконакопления, в которой возникал весь комплекс, можно рассматривать как дельтовую. В нижней части свиты Нижна Боца перемежаются осадки, отлагавшиеся в мелководных бассейнах, в которые их приносили многие речные рукава. Кверху весь комплекс постепенно переходит в среду флювиальной седиментации.

В первоначальной зоне осадконакопления, имевшей форму трога, важную роль играл боковой принос кластического материала, осуществляемый кратковременными потоками с тектонически активных краев бассейна, а также продольная транспортировка, которая была связана с дельтово-озерной системой в предполагаемой осевой части. Краевые фации отложений были позднее тектонически урезаны, и в современном строении сохранились по преимуществу осевые части первоначального бассейна. Краевые части слагались из двух различных блоков. С одной стороны был блок катаметаморфных кристаллических сланцев, мигматитов и гранитоидов (татро-вепорикум?), с другой – зона, сложенная в складки в варийское время и состоящая из эпиметаморфизованных комплексов (гемерикум? или ему подобная по составу тектоническая единица, поглощенная гемерским швом?). Из анализа сохранившихся седиментационных текстур (эрозионные каналы и русла), дополненного изучением распространения в пространстве различных литофаций, предполагается, что общее простирание первоначального бассейна осадконакопления было север – юг.

Список рисунков

- Рис. 1 Гистограмма численности различных типов циклов в свите Нижна Боца
Рис. 2 Гистограмма численности типов циклов в верхней части свиты Нижна Боца
Рис. 3 Гистограмма численности типов циклов в нижней части свиты Нижна Боца
Рис. 4 Литологический профиль долиной Голична к ЮВ от высоты Голица — пункт NT-26 II
Рис. 5 Литологический профиль долиной Малужина
Рис. 6 Литологический профиль пункта NT-28, Мокра долина, к ЮЗ от сел. Спишке Быстре
Рис. 7 Литологический профиль пункта NT-29, Мокра долина, к ЮЗ от сел. Спишке Быстре
Рис. 8 Литологический профиль пункта NT-30, Мокра долина, к ЮЗ от сел. Спишке Быстре
Рис. 9 Литологический профиль пункта NT-31, Мокра долина, к ЮЗ от сел. Спишке Быстре
Рис. 10 Литологический профиль пункта NT-32, Мокра долина, к ЮЗ от сел. Спишке Быстре
Рис. 11 Литологический профиль пункта NT-34, Медведиа долина к Ю от долины Иполтица
Рис. 12 Литологический профиль пункта NT-35, Медведиа долина к Ю от долины Иполтица
Рис. 13 Литологический профиль пункта NT-36, долина Дикула, к Ю от долины Иполтица
Рис. 14 Литологический профиль в долине Быстра к ЮЗ от сел. Спишке Быстре
Рис. 15 Литологический профиль пункта NT-33, долина к З от сел. Вернар.
Рис. 16 Литологический профиль в долине Студена к Ю от долины Иполтица
Рис. 17 Литологический профиль пункта NT-21, Нижна Боца
Рис. 18 Литологический профиль пункта NT-22¹, Нижна Боца
Рис. 19 Схематические литологические профили буровыми GK-12, VIK-1
Рис. 20 Схематические литологические профили буровыми GK-13, GK-14
Рис. 21 Схематические литологические профили буровыми JP-1, GK-15

Пояснения к рисункам 4–21

Литология:

1а-песчанистые конгломераты; 1б-горизонты галек среднего размера в песчанистых конгломератах; 2-грубозернистые песчаники; 3-среднезернистые песчаники; 4-мелкозернистые песчаники; 5-очень тонкозернистые песчаники; 6-алевролиты, алевропелиты; 7-известково-глинистые сланцы; 8а, б-туфовые песчаники; 9-туфы.

Цвет:

10-черно-серый, темно-серый; 11-средне-серый; 12-зелено-серый; 13-светло-серый; 14-красно-серый, фиолетово-серый.

Циклы:

15-нормальные циклы; 16-инверсионные циклы.

Седиментационные текстуры:

17-горизонтальная слоистость; 18-косая слоистость; 19а-сортированная слоистость нормальная; б-сортированная слоистость инверсионная; с-сортированная слоистость пенсимметрическая; 20-следы от вдавливания; 21-эрозионные размывы; 22-текстуры сползания; 23-кластическая слюда; 24-конкреции; 25-катуны алевропелитов и глинистых сланцев; 26-биотурбулентные текстуры; 27-эрозионные каналы; 28-кластические жилы.

Флора:

29-места нахождения макрофлоры; 30-места нахождения растительной сечки; 31-места нахождения кусков древесной коры.

Остальные черты:

32-жилы диоритового порфирита; 33-жилы неогеновых вулканитов (относится к рисункам 19–21); линия надвига покрова; 35-граница с малужинской свитой.

Пояснения к рисункам 22–25

Рис. 22 Классификационная диаграмма песчаников группы аренитов (по классификации R. L. Dott, измененной в работе F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever 1972). 1-кварцит; 2-субаркоза; 3-аркоза; 4-аркозовый аренит; 5-литический аренит; 6-сублит-аренит, а-тонкозернистый, б-среднезернистый, с-грубозернистый.

Рис. 23 Классификационная диаграмма песчаников группы граувакк (по классификации R. L. Dost, измененной в работе F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever 1972). 1-кварцевая граувакка; 2-аркозвая граувакка; 3-полевошпатовая граувакка; 4-литическая граувакка; 5-тонкозернистая, b-среднезернистая, c-грубозернистая

Рис. 24 График индексов зрелости и происхождения в вертикальном разрезе на примере профиля в долине Голична, который показывает зависимость от распределения зерен и содержания обломков вулканических пород, гранитоидов и эпиметаморфизованных пород.

Литология: 1-песчаный конгломерат; 2-песчаник; 3-сланец, алевролит; 4-переотложенная пирокластическая порода; 5-кривая индекса происхождения; 6-кривая индекса зрелости; 7-кривая содержания обломков гранитоидов и мигматитов; 8-кривая содержания эпиметаморфизованных пород.

Рис. 25 Кривые отношений индексов зрелости и происхождения и изменения их величин в направлении кровли.

Пояснения к картам

Карта 1 Схема распространения выходов свиты Нижна Боца в Западных Карпатах

1-выходы на поверхности; 2-выходы в основании неогена Центральной Словакии

Карта 2 Распространение свиты Нижна Боца на северных склонах Низких Татр (составлено по Й. Возару 1971).

Четвертичные отложения: 1-глины, аллювий, аллювиальные конусы, 2-травертины. — Гемерикум: 3-мезозой (вернарская полоса). — Гроникум: 4-малужинская свита (пермь), 5-жилые тела пермского возраста в свите Нижна Боца, 6-свита Нижна Боца (стефанский ярус), 7-горизонты с повышенным содержанием переотложенного пирокластического материала, 8-эффузивное тело дацит-андезита, 9-локализация литологических профилей, приведенных в тексте. — Вепорикум: 10-мезозой (группа Вельки Бок), 11-верхний палеозой (пермь?), а-отложения нерасчлененные (песчаники, пестроцветные сланцы), b-аркозовые граувакки, c-тела риодацитов, 12-комплекс высоты Предна-голе (девон—нижний карбон), 13-кристаллические породы нерасчлененные. — Татрикум: 14-песчаники нижнего триаса, 15-гранитоиды дюмбиерской зоны.

Карта 3 Распространение свиты Нижна Боца в Малых Карпатах (составлено по Й. Возару 1967)

Четвертичные отложения: 1-глины, аллювий. — Гроникум: 2-мезозой (нижний триас), 3-малужинская свита (пермь), 4-свита Нижна Боца (стефанский ярус), 5-выходы силицитов вулкано-седиментационного происхождения в свите Нижна Боца. — Фатрикум: 6-мезозой нерасчлененный.

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

