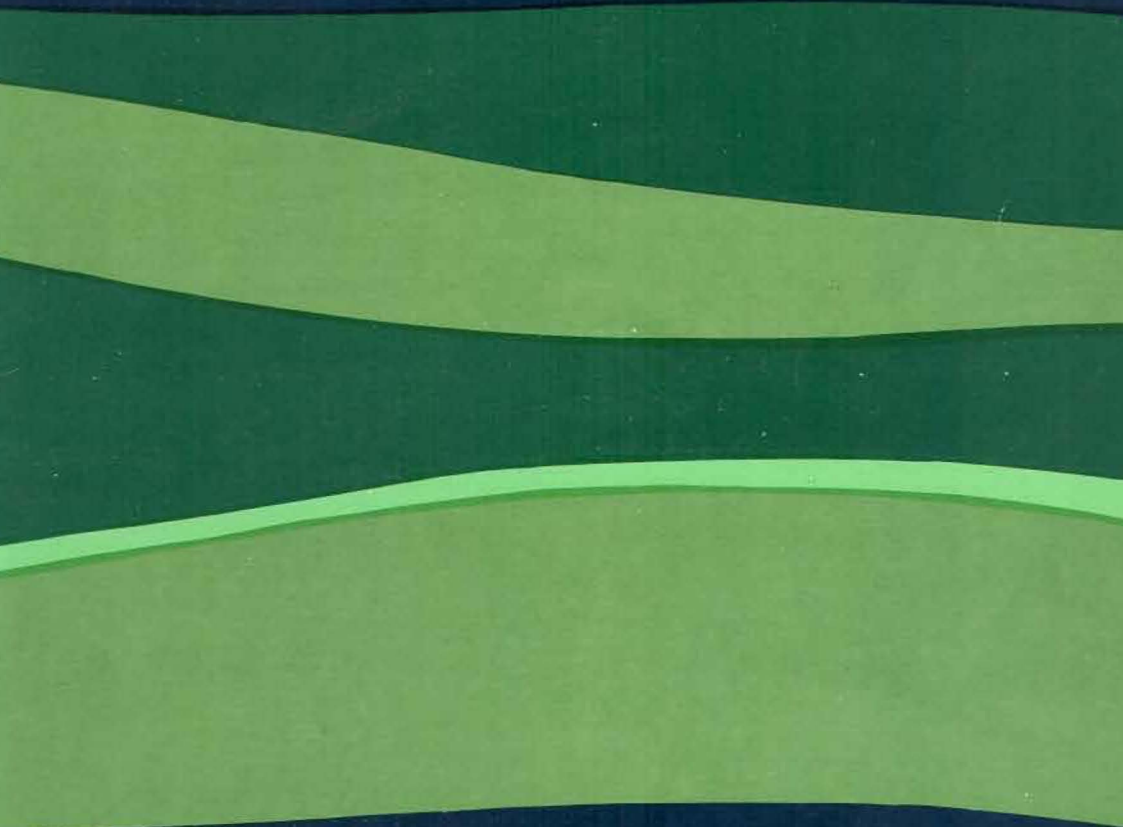


MINERALIA SLOVACA

18

1986

6

An abstract graphic at the bottom of the cover depicts a landscape with rolling hills. It consists of several horizontal, wavy bands of different shades of green, creating a sense of depth and movement. The top band is a dark green, followed by a lighter green band, then a darker green band, and finally a lightest green band at the bottom. The bands are separated by thin, dark lines, and the overall effect is that of a stylized, layered landscape.

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráž, CSc.** Chairman of Editorial board

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc.,
Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ,
prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc.,
Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slav-
kay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc.,
prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH

CONTENTS

Tibor Buday — Lubomil Pospíšil — Augustín Šutora

Geologický význam niektorých rozhraní in-
terpretovaných z družicových snímok na
západnom Slovensku a východnej Morave

Geological meaning of some boundaries in
Western Slovakia and Eastern Moravia in-
terpreted from satellite images

481

Peter Grainger

Zosuvy na pobreží južného Anglicka

501 Coastal Landslides of Southern England

Vratislav Kaňka — Radan Květ

Mechanika vzniku planetárnych ekvidistanč-
ných poruchových systémů

Mechanics of creation of the planetary
equidistant rupture systems

511

Stanislav Polák

Au a Au-Sb zrudnenie v oblasti Pezinka

Gold and gold-antimonite ores in Pezínok
area, the Little Carpathians, Western Slo-
vakia

517

Viliam Oružinský — Ladislav Sombathy

Distribúcia Au a Ag v stredoslovenských di-
nasových kremencoch

Distribution of Au and Ag in Central-Slova-
kian gneissifer quartzites

525

Jožef Slavkovský

Štruktúrna pozícia a genéza Sb žily Fardi-
nand

Structural position and genesis of the
Ferdinand Sb vein (Gemericum, the West
Carpathians)

535

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation page 3 of the cover

Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na západním Slovensku a východní Moravě

TIBOR BUDAY* — LUBOMIL POSPÍŠIL* — AUGUSTIN ŠUTORA**

* Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

** Geofyzika, n. p., Poděbradova 106, 612 46 Brno

Doručené 7. 1. 1986

Геологическое значение некоторых контактов интерпретированных съёмок спутников Западной Словакии и Восточной Моравии

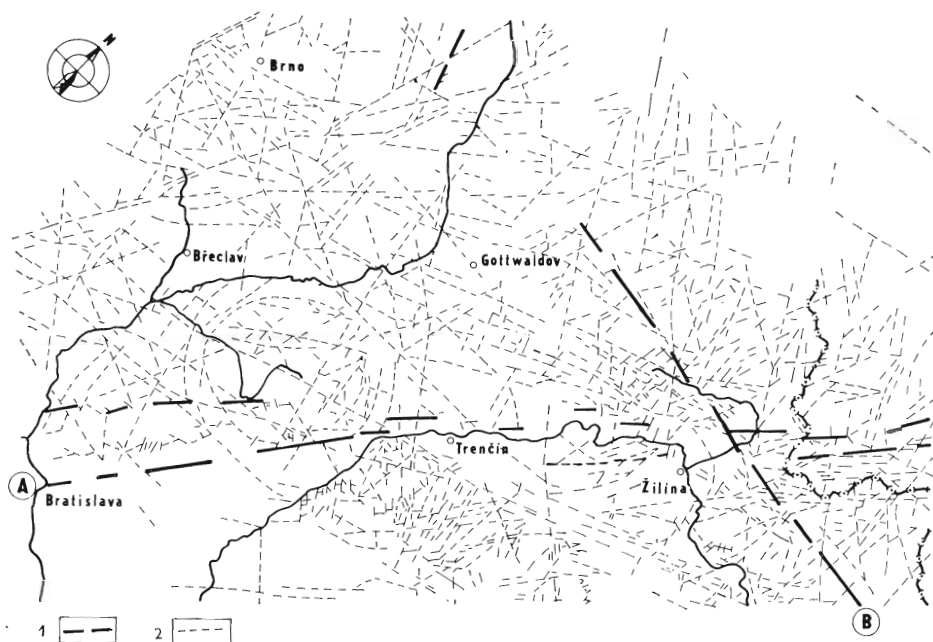
V статье детально анализирован ряд фотoliniací определённых на съёмках спутников в районе западных единиц чехословацкой части Карпат. Особое внимание уделяется элементам расположенным приблизительно параллельно с долиной реки Ваг. Высказано и подтверждено мнение, что речь идёт о горизонтальных передвижениях действующих в младшем терциере, с которыми связан и генезис Венской впадины. Имеются геоморфологические, геофизические и геологические данные, подтверждающие высказанное предположение.

Geological meaning of some boundaries in Western Slovakia and Eastern Moravia interpreted from satellite images

The article deals in detail with the analysis of photolineations ascertained on satellite images in the area of western units of the Czechoslovakian Carpathians. A special attention is paid to the structural elements, which course is roughly parallel to the Váh valley. Expressed and proved an assumption that the above structural elements are strike slips, which were being active during the Upper Tertiary, the genesis of the Vienna Basin is connected with them. Geomorphological, geological and geophysical indications, which support the above assumption, are presented here.

Analýza družicových snímků v ČSSR přinesla řadu nových informací a podnětů pro interpretaci geologické stavby našeho státu (např. Dornič et al., 1983; Doktor et al., 1985; Klinec et al., v tisku; Janků et al., 1984; Pospíšil et al., v tisku). Citované práce obsahují i některé geofyzikální a geologické údaje, na jejichž základě bylo částečně provedeno i ově-

ření geologického významu daných rozhraní i modelové řešení stavby dotyčného území. V současnosti však často nelze tato rozhraní podrobně (zejména geologicky) interpretovat pro nedostatek operních údajů (vrtů nebo hlubinných dat, která poskytuje hlubinný seizmický průzkum, ap.). Je nutno také uvážit, že ani geologické mapy, zejména menších mě-



Obr. 1. Mapa interpretovaných rozhraní. 1 — malokarpatsko-povážské (A) a severotatranské (B) rozhraní, 2 — interpretovaná rozhraní z družicových snímků

Fig. 1. Map of interpreted boundaries. 1 — the Malé Karpaty Mts. — Váh valley boundary (A) and the North Tatra boundary (B), 2 — boundaries interpreted from satellite images

řitek, neposkytují vždy zcela spolehlivá data, poněvadž byly většinou sestaveny v dobách, kdy celková koncepce stavby a vývoje geologických celků na našem území byla zcela odlišná od nynějšího stavu, kdy se již široce aplikují poznatky a koncepce vyplývající z teorie litosférických desek.

V této práci bude věnována pozornost především výrazným rozhraním zhruba jz. (jjz.) — sv. (ssv.) směru, interpretovaným z materiálů dálkového průzkumu Země (DPZ) a probíhajícím na území Slovenska a Moravy z okrajů centrálních Západních Karpat do západních sektorů vnějšího flyše, kterým se v geologické literatuře nevěnovala doposud náležitá pozornost. Kromě toho budou doplněny i naše znalosti o

druhém systému, orientovaném z. — v. (místy zjz. — vsv.) v severní části vnějšího flyšového pásma a centrálních Západních Karpat a probíhajícím na severní Moravě a severním Slovensku. Projevy těchto rozhraní jsou na družicových snímcích velmi výrazné a jsou sledovatelné na vzdálenosti přesahující 100 km. Jejich projev byl už zachycen při prvních analýzách družicových snímků z oblasti Karpat (Trunkó, 1977). Reálnou odezvu jejich existence lze najít zčásti v geofyzikálních polích a nutno ji hledat i v geologických podkladech. Uvedená rozhraní sv. směru byla již předmětem některých publikací (např. Doktór et al., 1985; Janků et al., 1984). Byla označována jako vážské a severotatranské rozhraní (obr. 1).



Obr. 2. Geomorfologická analýza snímků, znázorňující osy hřbetů a dolin v oblasti Velké Meziříčí — Žilina

Fig. 2. Geomorphological analysis of images representing the axes of ridges and valleys in the Velké Meziříčí — Žilina area

Poznámky k interpretaci družicových snímků

Interpretovaná rozhraní se v družicových snímcích mohou projevit zřetelně, nebo můžeme na jejich existenci soudit z některých charakteristických prvků, taková rozhraní doprovázejících. Z nich jsou velmi důležité morfologické prvky, vyznačené např. směrově souhlasným uspořádáním os hřbetů a depresí. Uvádíme příklad morfologické analýzy snímků LANDSAT ze dne 1. 11. 1973 z prostoru křížení uvedených rozhraní (obr. 2). Rozhraní odlišných půdních neb horninových typů se projevují změnou fototónů, zlomová pásma puklinovými zónami atd. Rozbor všech těchto a dalších podobných prvků a jejich konfrontace s geologickými a geofyzikálními údaji umožňují vyčlenit ta rozhraní, která mají geologický — především strukturní — význam a smysl.

Doposud bylo uveřejněno několik variant map fotolineací z území Západních Karpat, jejichž kvalita je úměrná kvalitě použitých snímků. Ve většině případů šlo o družicové snímky typu KOSMOS (kamera KATE), SOJUZ (kamera MKF-6) a LANDSAT (skanerový systém), které byly analogově zpracovány na multispektrálním syntetizátoru MSP-4, resp. využity pro sestavení fotomozaiky SSR (sestavilo ji středisko DPZ při Geodetickém a kartografickém podniku v Praze).

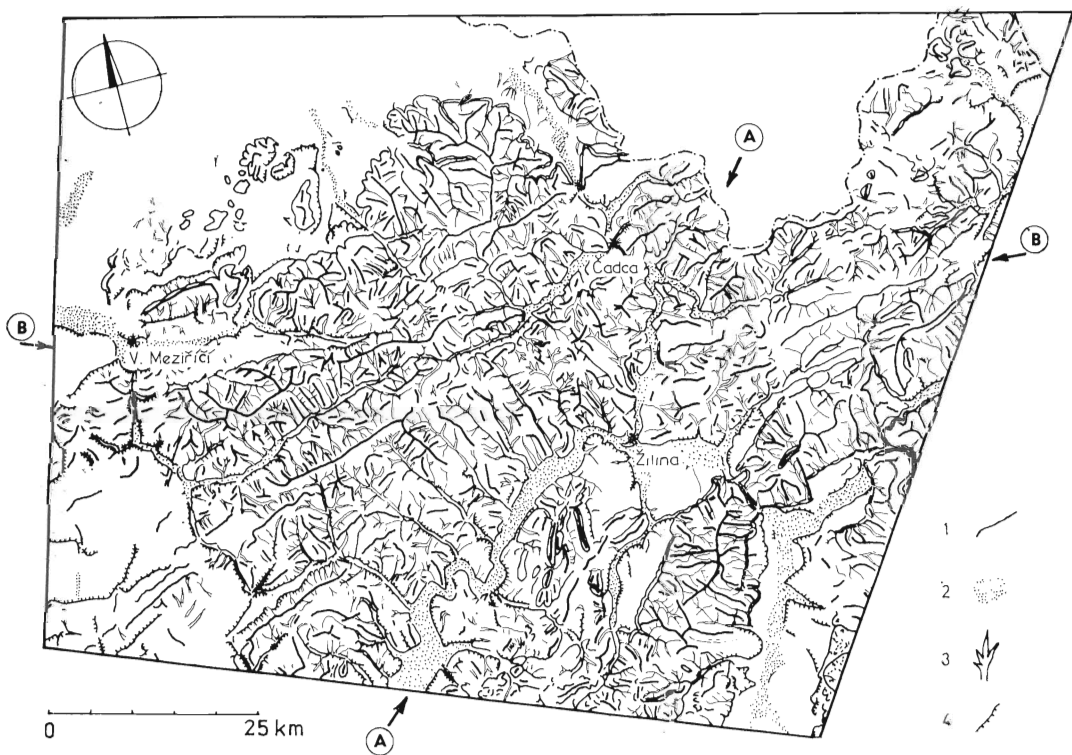
V tomto příspěvku, jak jsme uvedli již výše, budeme se věnovat především rozhraní probíhajícímu z prostoru Malých Karpat a vídeňské pánve údolím Váhu a územím bradlového pásma do vnějšího flyšového pásma v prostoru mezi Čadcou a Bytčou a pokračujícímu dále do Polska. Výrazně se projevuje např. na snímcích LANDSAT (z 25. 9. 1977) a METEOR (z 3. 9. 1984). Toto rozhraní

označujeme jako malokarpatsko-povážské. Druhé rozhraní, severotatranské, o kterém se zmiňujeme okrajově, probíhá od Valašského Meziříčí na severní okraj Vysokých Tater. Je souběžné se systémem již dříve popsaným [Janků et al., 1984], který probíhá zhruba z oblasti vídeňské pánve do Pohroní, resp. jehož severnější větev směřuje do okolí Trenčína a pokračuje dále na VSV.

Některé geomorfologické projevy vyčleněných rozhraní a jejich interpretace

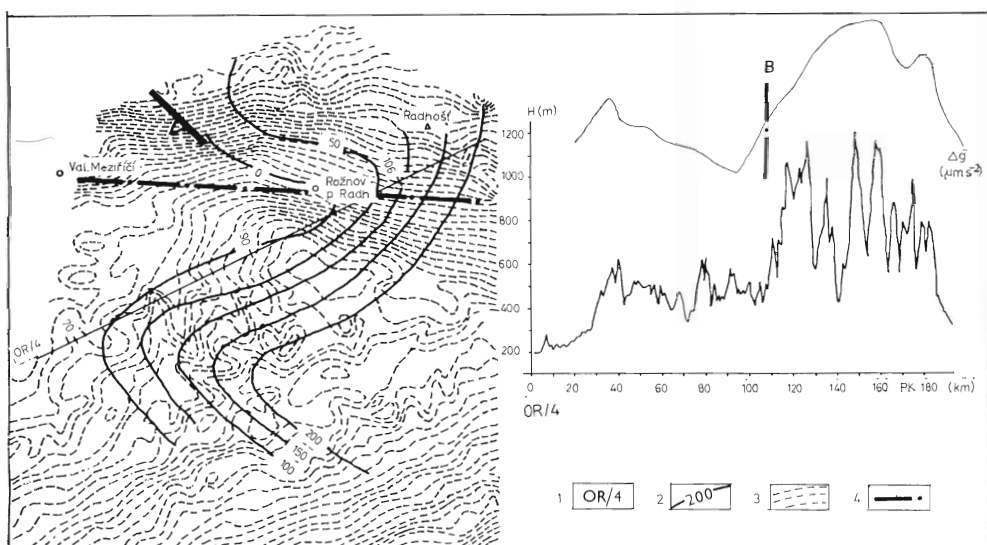
Analyzovaná rozhraní se rozkládají v širší oblasti kontaktu centrálních a vněj-

ších Západních Karpat. Registrace průběhu vyčleněných prvků v morfostrukturním plánu je umožněna především skutečností, že důsledky orogenních fází svrchnomio-cenních nebyly ještě úplně setřeny a jsou stále dotvářeny neotektonickými procesy. Vztah vyčleněných rozhraní k současnému reliéfu je patrný z obr. 3 a 4. Jak je patrné z uvedených obrázků, malokarpatsko-povážský prvek, probíhající širším okolím hranice mezi vnitřními a vnějšími jednotkami Západních Karpat, je místy zejména na JZ doprovázen výraznými sní-



Obr. 3. Morfologická analýza území v okolí „kysucké struktury“. 1 — vrcholové a ostatní výrazné hřbety, 2 — rovinný povrch údolního dna, 3 — výrazné zářezy, údolí a strže, 4 — svahy nad 10°

Fig. 3. Morphological analysis of the area in the surroundings of the „Kysuca structure“. 1 — summit and others mountain ridges, 2 — planar surface of a valley floor, 3 — distinct cuts, gorges and ravines, 4 — slopes over 10°



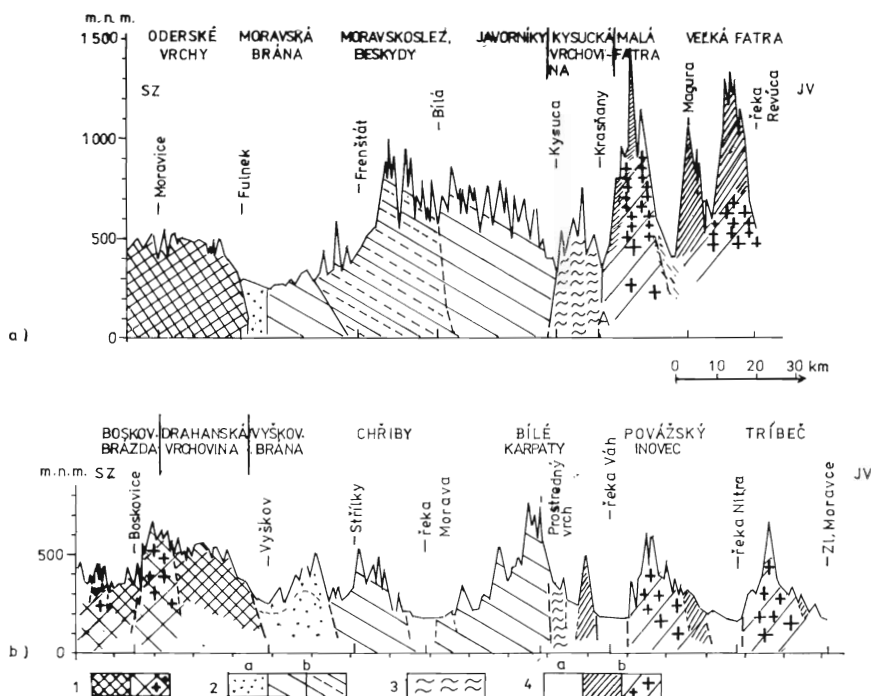
Obr. 4. Morfostrukturní diferenciace současného reliéfu na profilu OR/4, podle autorů Šutory et al. (1982) a Stehlíka (1969). 1 — morfografický profil OR/4, 2 — izohypsy stop středního mladotřetihorního zarovnaného povrchu (v m), 3 — průběh izanomál úplných Bouguerových anomálií, 4 — generalizovaný průběh prvku B

Fig. 4. Morphostructural differentiation of the present relief on the OR/4 profile according to Šutora et al. (1982) and Stehlík (1969). 1 — the OR/4 morpho-graphical profile, 2 — isobaths of the traces of the medium Upper Cenozoic leveled down surface (in meters), 3 — the course of isolines of total Bouguer anomalies, 4 — generalized course of the B structural element

ženinami. Z hlediska dosaženého stupně členění reliéfu je i místy dobře patrným morfologickým rozhraním. Menší intenzita morfologického členění v oblasti vnějších flyšových Karpat se vysvětluje (Mazúr — Lukniš, 1978) větší plasticitou a přizpůsobivostí flyšového substrátu a jeho velkou mocností. Vysoké flyšové morfologické prvky se tradičně považují za výsledky selektivních a erozních procesů. Analýza snímků i korelace s tektonickými prvky však naznačují, že jejich morfologická individualizace souvisí i s kernými pohyby a byla pak často dále zdůrazněna i různou odolností hornin (viz např. Stehlík, 1964, obr. 4). Na průběh zóny výrazné morfologické diferenciace se váže i rozložení prvku severotatranského (B). Jeho

průběh je dělící čarou mezi jz., níže položeným blokem Hostýnských a Vsetínských vrchů a sv., výše ležícím blokem Moravskoslezských Beskyd. Interpretované rozhraní zachycuje zónu rožnovské brázdy. V prostoru sev. od Žiliny je tento prvek ve zřejmé spojitosti s průběhem anomální zóny zachycené v mapě recentních vertikálních pohybů (Kvitkovič — Vanko, 1980; Vyskočil, 1981) a sleduje jv. okraj této zóny. Vzhledem k výše uvedeným geomorfologickým pozorováním usuzujeme, že vyčleněné prvky jsou stále dynamicky aktivní, a zejména podél malokarpatiskopovážského prvku docházelo v nedávné minulosti, a možná dodnes, nejen k vertikálním, ale i k horizontálním posunům.

Významné vertikální pohyby na malo-



Obr. 5. Morfostrukturní diference současného reliéfu (morfografické profily a, b, podle Šutora et al., 1983). 1 — platforma, 2 — vnější Záp. Karpaty: a — molasa, b — flyš, 3 — bradlové pásmo, 4 — vnitřní Záp. Karpaty: a — molasa, b — předterciérní jednotky

Fig. 5. Morphostructural differentiation of the present relief (the a and b morpho-graphical profiles respectively, according to Šutora et al., 1983). 1 — platforma, 2 — the Outer West Carpathians: a — molasse, b — flysch, 3 — the Klippen Belt, 4 — the Inner West Carpathians: a — molasse, b — pre-Tertiary units

karpatsko-povážském rozhraní dokumentují geomorfologické profily na obr. 5. Tyto pohyby, které měly odlišnou polaritu na JZ a SV od linie spojující zhruba Gottwaldov s Trenčínem, tedy na rozhraní bloku danubského a strážovského ve smyslu Fusána et al. [1981], zřejmě zakryly vlastní horizontální složku pohybu.

Domníváme se, že geomorfologická analýza území průběhu prvků vyčleněných na základě údajů DPZ přispívá k stanovení jejich geologické povahy a umožňuje jejich tektonickou interpretaci.

Geofyzikální indikace vyčleněných prvků a jejich interpretace

Pro prokázání reálnosti existence interpretovaných rozhraní bylo využito i geofyzikálních údajů, které umožňují definovat charakter a průběh těchto prvků v hlubších strukturních patrech. Bylo použito zejména poznatků z komplexní interpretace na seizmických profilech K II, K III, HSS VI, 100 R/78 (Šutora et al., 1982) a na reflexním profilu 124 (Kadlečík et al., 1980). Z tíhových dat bylo použito poznatků, které skýtá schéma ver-

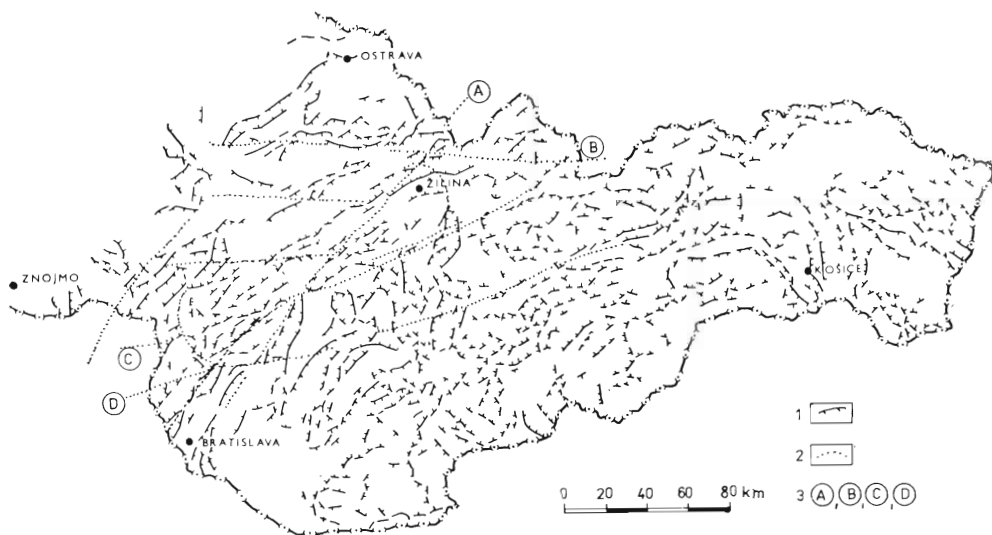
tikálních hustotních rozhraní [Linserova mapa] pro $h = 0,5$ km [Šefara et al., 1985; obr. 6].

Na základě analýz výše uvedených podkladů lze průběh malokarpatsko-povážského prvku prostorově zhruba ztotožnit s průběhem peripieninského lineamentu ve smyslu redefinovaném Beránkem (1979) a Beránkem — Zounkovou (1979), tedy se západní větví linie, která se někdy označuje též jako záhorský-humenský zlom (Fusán et al., 1979). Podle původního pojetí [Máška in Buday et al., 1961] měl tento lineament výraznou roli při formování hlubinné hranice mezi vnějšími a vnitřními Karpaty a velký význam pro ohraničení jednotek Českého masívu (nyní spíše brunnovistulika) v podloží vnějších Karpat. Podél lineamentu dochází podle Beránka a Dudka (1972) i jiných

ke skoku v hloubce Mohorovičičovy diskontinuity.

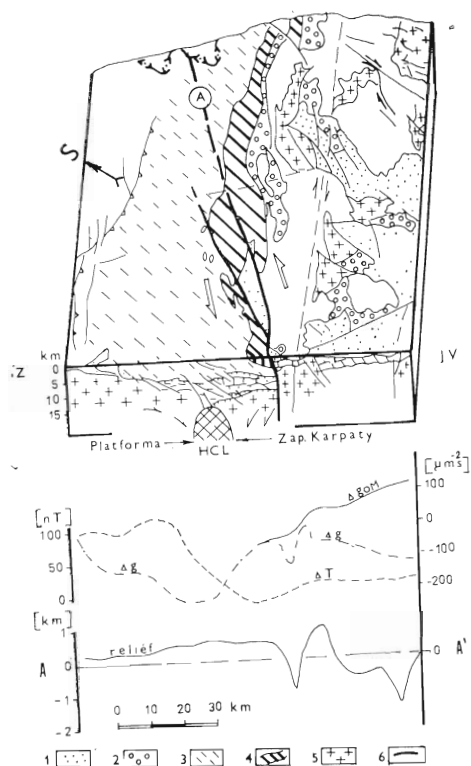
Ve výše uvedených hlubinných seizmických profilech se malokarpatsko-povážské rozhraní projevuje výraznými skoky hloubek krystalinického podloží okrajových částí vnitřních Karpat. Pokles je doprovázen vznikem dílčích, velmi úzkých a hlubokých propadlin (ilavská, trenčínská a beckovská deprese, obr. 7 a 8).

Významnou skutečností je i vztah malokarpatsko-povážského rozhraní k nelineárním strukturám ve vídeňské pánvi a v okolí Kysuce [Pospíšil et al., v tisku], k magnetickým anomáliím a k vodivostnímu rozhraní [obr. 9]. Na uvedeném rozhraní dochází k sigmoidálnímu ohybu vodivostního rozhraní a pravděpodobně k odsunutí „neúplných nelineárních struktur“, které podle porovnání s výsledky Kadlečíka



Obr. 6. Schéma vertikálních hustotních rozhraní pro $h = 0,5$ km [Šefara et al., 1985]. 1 — vertikální hustotní rozhraní, 2 — interpretovaná rozhraní — fotolineace, 3 — A — malokarpatsko-povážské rozhraní, B — severotatranské rozhraní, C — myjasko-podtatranské rozhraní, D — hronské rozhraní

Fig. 6. Scheme of vertical density boundaries for $h = 0.5$ km [Šefara et al., 1985]. 1 — vertical density boundaries, 2 — interpreted boundaries — photolineations, 3 — A — the Malé Karpaty Mts. — Váh valley boundary, B — the North Tatra boundary, C — the Myjava — Subtatra boundary, D — the Hron river boundary



Obr. 7. Geologický význam malokarpatsko-povážského prvku [využito podkladů Kadlečíka et al., 1980]. 1 — neogén nečleněný (molasová výplň), 2 — paleogén vnitrokarpatský, 3 — paleogén nečleněný (flyšový vývoj), 4 — mezozoikum (jura až křída bradlového pásma), 5 — prekambrium (starší paleozoikum), 6 — malokarpatsko-povážské rozhraní, A — vážské rozhraní, Δg — úplná Bouguerova anomálie, Δg_{om} — úplná Bouguerova anomálie opravená o účinek molasové výplně, ΔT — průběh izanomál ΔT

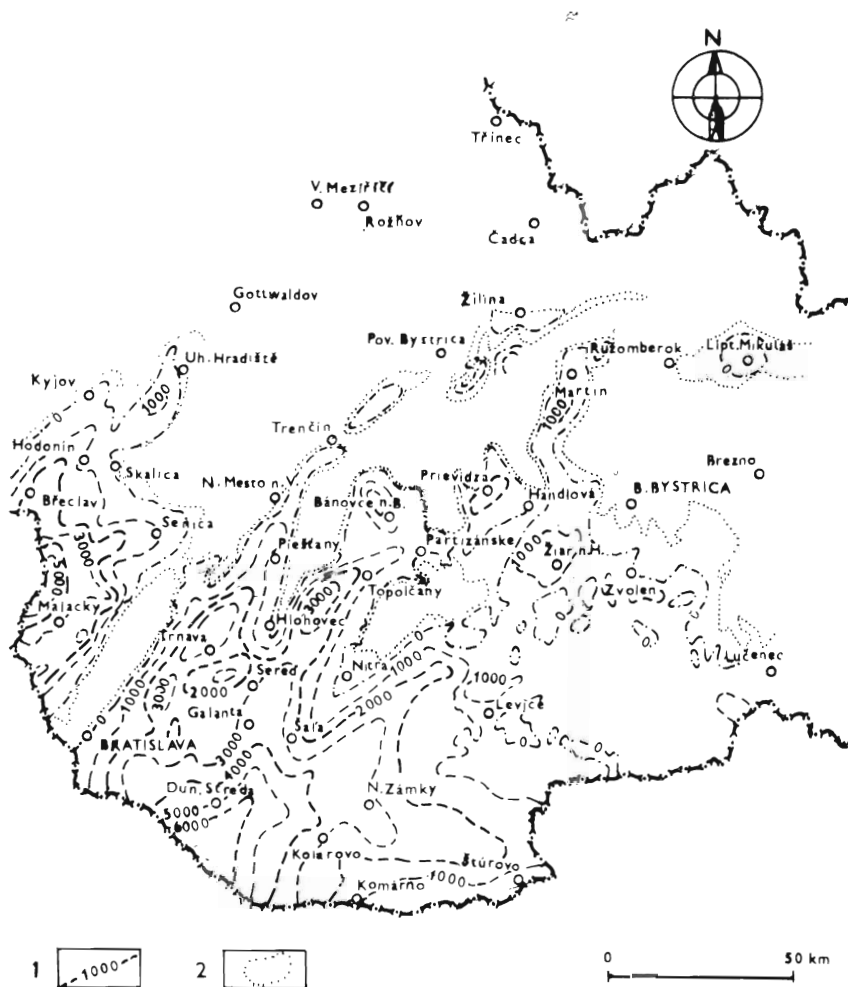
Fig. 7. Geological meaning of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley structural element [using data by Kadlečík et al., 1980]. 1 — undivided Neogene (Molasse filling), 2 — the Inner Carpathians Paleogene, 3 — undivided Paleogene (flysch development), 4 — Mesozoic [Jurassic — Cretaceous of the Klippen Belt], 5 — pre-Cambrian [Lower Paleozoic], 6 — the Malé Karpaty Mts. — Váh valley boundary, A — Váh valley boundary, Δg — the total Bouguer anomaly, Δg_{om} — the total Bouguer anomaly corrected for the effect of molasse filling, ΔT — the course of the isoclines of ΔT

et al. [1980] mohou představovat mocné karbonátové komplexy, nacházející se v podloží flyše.

Analýza schématu vertikálních hustotních rozhraní ukazuje, že v prostoru interpretovaných rozhraní (fotolineací) dochází k jejich zásadním změnám v orientaci, resp. uspořádání do směru příslušného rozhraní. Vzhledem ke skutečnosti, že vertikální rozhraní mají charakter hustotního kontrastu, tzn. oddělují hustotně odlišné horninové komplexy, můžeme je považovat za tektonická rozhraní. Z tohoto hlediska obě rozhraní — malokarpatsko-povážské a severotatranské — mají dominantní charakter. Geofyzikální projevy výše diskutovaných rozhraní jsou znázorněny na obr. 9 a 10.

Na charakter malokarpatsko-povážského prvku jako důležité linie, zejména v jeho jz. části, ukazuje i shoda jeho pozice i průběhu s výraznou zónou ohnišek zemětřesení, táhnoucí se z východoalpské oblasti a sledované prakticky až do okolí Žiliny [Kárník — Schenková — Schenk, 1984; Schenk et al., 1985; Ādam et al., v tisku]. Z toho, že toto pásmo v alpské oblasti (vlastně již v oblasti vídeňské pánve) přechází z okraje vnitřních Západních Karpat do vnitřních zón Východních Alp (ve směru spojnice měst Verona — Semmering), usuzujeme, že jde o zónu horizontálních pohybů. Takto interpretují zlomy provázející okraje Malých Karpat, jak bude uvedeno ještě dále, i Krs — Roth [1979]. Předpoklad horizontální povahy pohybů potvrzuje např. i analýza průběhu antiklinálního pásma račanské jednotky severně od Žiliny, která plně souhlasí s teoreticky odvozeným modelem průběhu antiklinál při porušení horizontálními posuny typu „strike-slip faults“ (obr. 11).

Rozhraní druhé, severotatranské, je dobře patrné v tíhových podkladech (obr. 4 a 6). Jeho průběh v hlubších struktur-

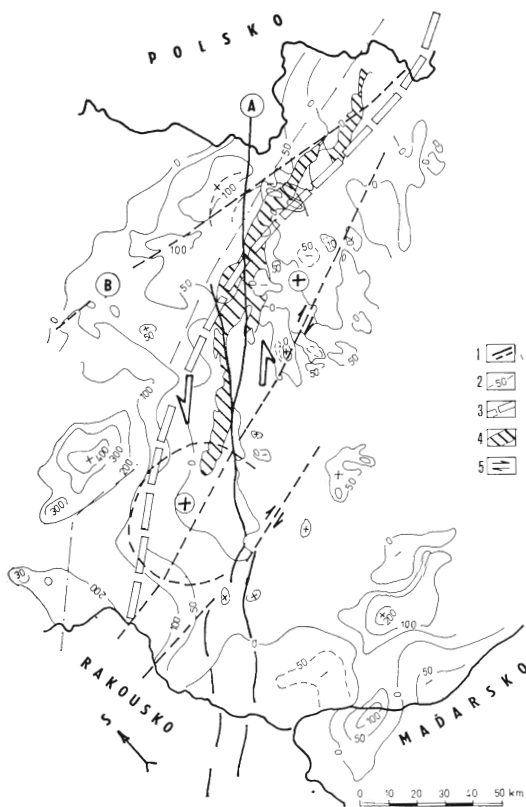


Obr. 8. Reliéf předterciárního podloží vnitřních Západních Karpat a předneogenního podloží v oblasti vídeňské pánve (Šefara et al., 1985). 1 — izohypsy předterciárního, resp. předneogenního (videňská pánev) podloží, 2 — okraje terciárních pánví

Fig. 8. Relief of the pre-Cenozoic basement of the Inner West Carpathians and the pre-Neogene basement of the Vienna basin respectively (Šefara et al., 1985). 1 — isobaths of the pre-Cenozoic and pre-Neogene (the Vienna basin) basements, 2 — margins of the Cenozoic basins

ních patrech potvrzují i výsledky seizmických profilů K II a K III, popsané Šutorou et al. (1982). Průběh prvků zhruba souhlasí s průběhem výrazné poruchové zóny v podloží přesunutých flyšových jednotek (Menčík, 1983). Ve východním pokračování je indikován na profilu 100 R/

78 výrazným poklesem odrazových refrakčních prvků z hloubkového intervalu —10 km na —13 až —15 km. Na úrovni nejhlubšího rozhraní (Moho) koreluje převlek s průběhem poruchové zóny interpretované Beránkem (1978) v čele vnitřních Západních Karpat na tomto území.

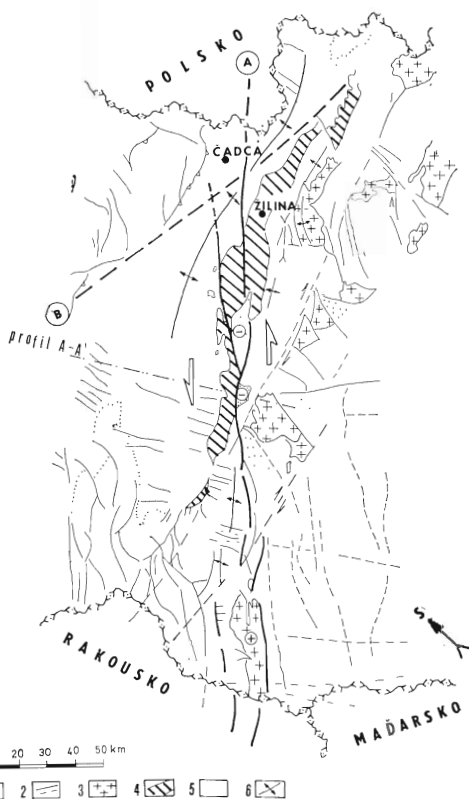


Obr. 9. Uspořádání geofyzikálních anomalí v okolí vyčleněných rozhraní. 1 — interpretovaná rozhraní: A — malokarpatsko-povážské, B — severotatranské, 2 — magnetické anomálie (50 nT), 3 — vodivostní zóna (podle Pěčová et al., 1981), 4 — bradlové pásmo, 5 — směr horizontálního posunu

Fig. 9. Arrangement of geophysical anomalies in the surroundings of interpreted boundaries. 1 — interpreted boundaries: A — the Malé Karpaty Mts. — Váh valley boundary, B — the North Tatra boundary, 2 — magnetic anomalies (50 nT), 3 — conductive zone (sensu Pěčová et al., 1981), 4 — the Klippen Belt, 5 — the direction of the strike slip.

Geologické indikace a důkazy reálnosti vyčleněných rozhraní

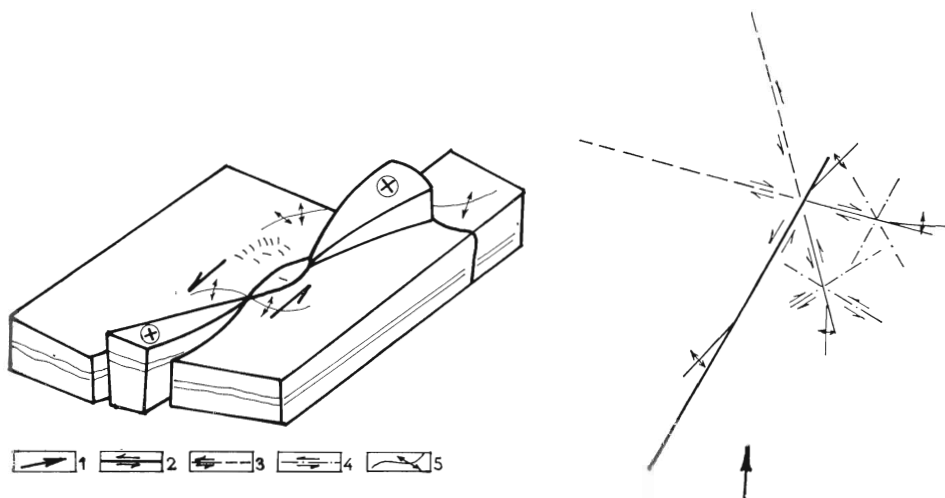
Většina prací zabývajících se řešením stavby Západních Karpat, často i nejnovějších, vychází ze starších modelů a před-



Obr. 10. Pozice vyčleněných rozhraní v geologické mapě Západních Karpat. 1 — interpretovaná rozhraní, 2 — zlomy, 3 — krystalinikum jaderných pohoří, 4 — bradlové pásmo, 5 — terciární sedimenty, 6 — osy antiklinálních systémů

Fig. 10. The position of interpreted boundaries in the geological map of the West Carpathians. 1 — interpreted boundaries, 2 — faults, 3 — the crystalline nuclei of Core Mountain ranges, 4 — the Klippen Belt, 5 — the Cenozoic sediments, 6 — axes of anticlinal systems

stav. Některé nové prvky více či méně vybočující ze vžitých představ, uvedené již v novější literatuře, nemají zatím dostatečné uplatnění, především pro nedostatek zveřejněných konkrétních údajů. Tento závěr se týká i problematiky vy-



Obr. 11. Model průběhu antiklinál při porušení zlomy s horizontálním posunem typu „strike-slip“, podle Olier [1981] a Moodyho — Hilla [1956]. 1 — směr působení hlavní síly, 2 — poruchová zóna 1. řádu, 3 — poruchová zóna 2. řádu, 4 — poruchová zóna 3. řádu, 5 — uspořádání antiklinál

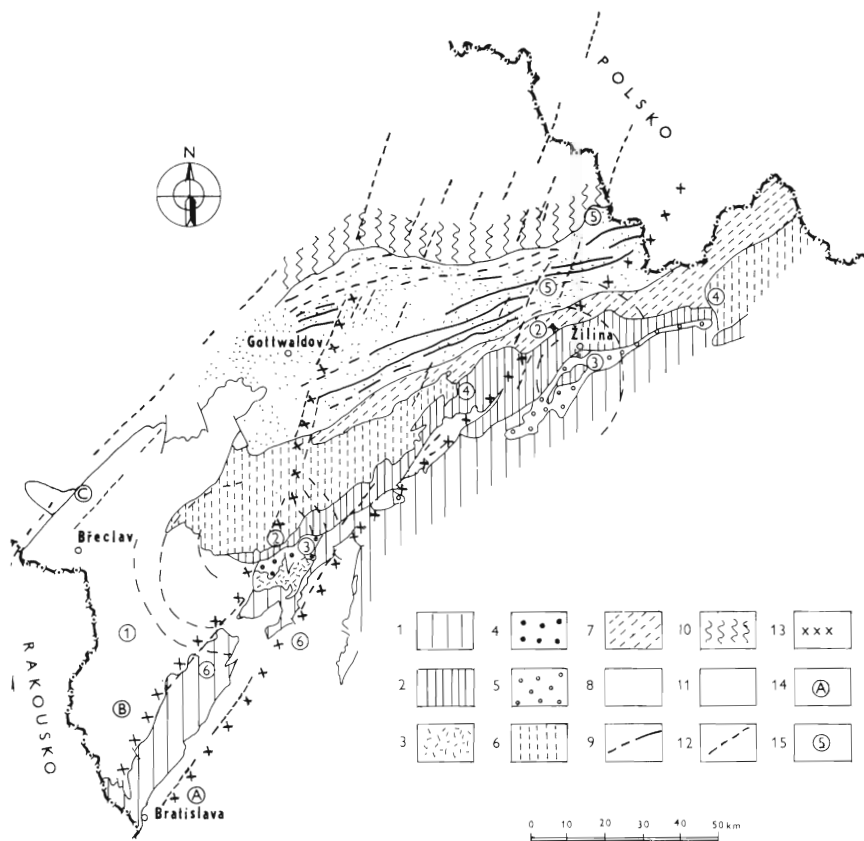
Fig. 11. Model of the course of the anticlines disturbed by strike slips, according to Olier [1981]; Moody and Hill [1956]. 1 — the direction of the effect of principal power, 2 — fracture zone of the 1st grade, 3 — fracture zone of the 2nd grade, 4 — fracture zone of the 3rd grade, 5 — the arrangement of anticlines

razných rozhraní zjištěných z kosmických snímků (Maheľ, 1985), které mají [viz výše] patrně charakter horizontálních posunů. To platí i o námi diskutovaném malokarpatsko-povážském prvku.

S možnou existencí horizontálních posunů, především na styku Východních Alp a Západních Karpat, ale i na dalších rozhraních jednotlivých segmentů evropských alpid, operovala řada autorů, např. Maheľ [1974, 1983], Tollmann [1976], Unrug [1984]. V novější literatuře se touto problematikou podrobně zabývali zejména Krs — Roth [1979], Roth [1980]. Pro naše úvahy mají největší význam práce Krse — Rotha a Rotha samotného, v nichž přímo a konkrétně vymezili horizontální posuny na obou stranách Malých Karpat, t. j. jakubovský zlom podél záp. okraje tohoto pohoří a boľarázsko-smolenický podél jeho vých. okraje. Bohužel mapy v

publikacích, kde byl průběh těchto zlomů znázorněn, jsou tak velkého měřítka, že z nich nelze vyčíst přesnou lokalizaci zlomů [zejména tzv. jakubovského]. Krs a Roth [1979] kreslí sice zlomy jen v jz. části území, ale udávají v textu jejich možné pokračování [zčásti nedosahující povrchu] dále na SSV a jako příklad povrchového průběhu uvádějí zlom Raková — Semeteš, ve smyslu Matějky — Rotha [1949], porušující antiklinální pásmo račanské jednotky sz. od Žiliny.

V tomto příspěvku bychom rádi uvedli některé další geologické indikace, které potvrzují existenci malokarpatsko-povážského prvku jako horizontálního posunu. Než však přejdeme k vyjmenování některých dalších geologických fenoménů svědčících pro existenci malokarpatsko-povážských horizontálních posunů, uvedeme některé obecnější poznatky podporující tezi



o horizontálních pohybech v diskutované oblasti:

1. Patří k nim především nedávno publikované modely vzniku a otevírání neogenních pánví Západních Karpat, zejména pánve vídeňské. Např. Horváth — Royden (1981) a Kingston — Dishroon — Williams (1983) uvádějí tuto pánev jako typ pánví „pull-apart basins“ nebo „LL basins“, vzniklých v důsledku horizontálních pohybů podél zlomů je omezujících. Analýza struktur této pánve [Němec — Jiříček — Kocák, 1983], zejména badensko-sarmatských, ukazuje plný soulad mezi teoretickým modelem a hlavními prvky těchto vnitropánevských struktur. Omezující zónou by byl na východním okraji jakubovský zlom (západní větev malokar-

patsko-povážského posunu) a na Z schrat-tenbersko-bulharský [Krs — Roth, 1979].

2. Paleogeografické analýzy vývoje neogénu v tomto území [Seneš, 1982; Vass, 1983 atd.], na jejichž základě lze odhadnout nejen směr pohybu, ale i jeho smysl, příčinu a mechanismus, ukazují, že hlavní fáze horizontálních pohybů vedoucích k malokarpatsko-povážským posunům se odehrála podle citovaných autorů ve středním badenu až spodním sarmatu a byla vystřídána vertikální složkou hlavně v období posarmatském.

V geologických mapách i v písemné literatuře nacházíme pak řadu indikací, které buď potvrzují existenci horizontálních pohybů, nebo které lze nejlépe vysvětlit horizontálními pohyby. V dalším

◀ Obr. 12. Schéma geologických indikací průběhu malokarpatsko-povážského horizontálního posuvu. 1 — vnitrokarpatské jednotky, 2 — bradlové pásmo, 3 — svrchní křída gosauského typu, 4 — paleogén brezovský a žilinsko-hričovský, 5 — paleogén vnitrokarpatský, 6 — bělokarpatsko-krynická jednotka vnějšího flyše, 7 — bystrická jednotka vnějšího flyše, 8 — račanská jednotka vnějšího flyše, 9 — antiklinální pásma v račanské jednotce, 10 — slezská jednotka, 11 — neogenní pánve, 12 — průběh prvků malokarpatsko-povážského směru, 13 — předpokládaný průběh hlavních posunů malokarpatsko-povážských, 14 — přibližný průběh zlomu A — brezovsko-smolenického, B — jakubovského, C — schrattenbersko-bulharského, 15 — indikace reality a průběhu malokarpatsko-povážského posuvu: 1 — typ mezozoika podloží vídeňské pánve, 2 — anomální směr bradlového pásma, 3 — výskyt příbradlového paleogénu, 4 — přerušení a posun bělokarpatsko-krynické jednotky, 5 — zlom Raková — Semeteš a posun (ohyb) hranice slezské jednotky, 6 — omezení vnitrokarpatského paleogénu v širší oblasti vídeňské pánve

Fig. 12. Scheme of geological indications of the Malé Karpaty Mts — Váh valley strike slip course. 1 — units of the Inner West Carpathians, 2 — the Klippen Belt, 3 — the northern Cretaceous of the Gosau type, 4 — the Brezová Paleogene and the Žilina — Hričov Paleogene respectively, 5 — the Central Carpathian Paleogene, 6 — the Biele Karpaty — Krynica unit of the Outer Flysch Belt, 7 — the Bystrica unit of the Outer Flysch Belt, 8 — the Rača unit of the Outer Flysch Belt, 9 — anticlinal zones in the Rača unit, 10 — the Silesian unit, 11 — the Neogene basins, 12 — the course of structural elements of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley direction, 13 — an assumed course of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley principal displacements, 14 — an approximate course of the Brezová — Smolenice fault (A), an approximate course of the Jakubov fault (B), an approximate course of the Schrattenberg — Bulhary fault (C), 15 — indications of the real existence and course of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip: 1 — the Mesozoic of the Vienna basin basement type, 2 — the anomalous course of the Klippen Belt, 3 — the occurrence of the near-Klippen Belt Paleogene, 4 — the break and horizontal displacement of the Biele Karpaty — Krynica unit, 5 — the Raková — Semeteš fault and the displacement (the turn) of the Silesian unit boundary, 6 — the limitation of the Central Carpathian Paleogene in the Vienna basin surroundings

uvedeme některé nejdůležitější z nich:

a) V poslední době řada prací dokazuje, že podloží vídeňské pánve je budováno jednotkami spíše východoalpského než západokarpatského charakteru. Zejména v v pracích Jiříčkových (1980, 1981, 1984) a Maheľově (1983) se naprostá většina jednotek, zejména v jv. části pánve jednoznačně pokládá za jednotky alpského typu neb přímo alpské. Nabízí se totiž možnost řešení předpokladem vysunutí alpských jednotek podél „jakubovské“ větve malokarpatsko-povážského zlomu.

b) Průběh bradlového pásma je v Pováží v podstatě abnormální, ssv. Ke změně směru dochází na JZ v prostoru Myjava — Stará Turá a na SV v prostoru Bytča — Žilina, tedy tam, kudy probíhá i rozhraní

zjištěné DPZ, totiž předpokládané pokračování malokarpatsko-povážského posuvu.

c) Typický příbradlový paleogén v brezovsko-myjavské oblasti je na V ukončen na linii malokarpatsko-povážského posuvu a znovu se objevuje až v oblasti hričovsko-žilinské (viz i Maheľ, 1980) na v. straně posuvu.

d) Bělokarpatská jednotka „vyklíňuje“, resp. je omezena jen na bradlové pásmo (Roth in Maheľ et al., 1974), taktéž v oblasti předpokládaného průběhu záp. větve malokarpatsko-povážského posuvu, a objevuje se znovu až na Oravě jako ekvivalentní krynická jednotka. Linie zmizení bělokarpatské jednotky v oblasti vlárské je v přímém pokračování posuvu Raková — Semeteš (Matějka — Roth, 1949).

e) V ssv. pokračování posunu Raková — Semeteš leží ohyb, resp. posunutí j. hranice slezské jednotky.

f) Bukovský paleogén, který svou povahou odpovídá nespíše vnitrokarpatkému, je na V i Z ostře omezen a hraničí na Z s paleogénem brezovského typu, na V přímo ostře s mezozoikem [Jiříček, 1984; Němec — Kocák, 1976; Biela, 1978]. Tyto hranice opět souhlasí s průběhem malokarpatsko-povážského posunu, odvozeným z údajů DPZ.

K paralelnímu systému posunů souvisejících s malokarpatsko-povážskými patří schrattenbersko-bulharský zlom, sledovatelný podle Krse — Rotha (1979) nejméně do okolí Střílek. I tento posun je zřetelný v materiálech DPZ. V sv. pokračování pásma mezi schrattenbersko-bulharským a jakubovským posunem je na snímcích patrna celá řada dalších linií prakticky s posunem souběžných, které nebyly již předmětem našeho podrobnějšího hodnocení. Zdá se však, že mají stejnou genezi, funkci i význam jako podrobněji popsany malokarpatsko-povážský posun. Souvisí s nimi např. jz. ukončení bystrické jednotky v prostoru záp. od Bojkovic, nepravidelnosti a posuny antiklinál račanské jednotky v prostoru Lidečko — Javorník i zlomové struktury v oblasti mezi Bílou a Polomem.

Těmito elementy jsme se blíže nezabývali. Nicméně se domníváme, že uvedené zóny indikují systém významných posunů, doprovázejících sz. ohraničení Západních Karpat a jejich styk s alpskými jednotkami.

Výše popsány prvky a jejich vztahy jak ke geologickým strukturám, tak i k fenoménům zjištěným DPZ, jsou schematicky znázorněny na obr. 7 a 12.

Závěr

Účelem tohoto příspěvku bylo poukázat na některé další indikace existence hori-

zontálních posunů v sz. okrajové oblasti západokarpatské soustavy a na území jejího styku se soustavou východoalpskou. Mnohá fakta jsou konkrétně zjištělná jak na kosmických snímcích, tak i z přístupných geofyzikálních a geologických dat. Jsme si však vědomi toho, že mnohá data jsou interpretovatelná různě. Nicméně jsme toho názoru, že by bylo třeba provést revizi geofyzikálních a geologických dat, aby se prokázalo, zda a do jaké míry jsou výše uvedené řešení reálná. Půjde např. o pokus dokázat existenci horizontálních posunů typu „strike-slip faults“ přímo z geofyzikálních (případně geomorfologických) materiálů. Bude účelné provést podrobnější analýzu stavby a složení bradlového pásma a přilehlých (zejména svrchnokřídových a paleogenních) jednotek, aby se zjistilo, zda anomaly a diskontinuity nejsou způsobeny právě horizontálními posuny. Totéž se týká analýzy stavby vnějších flyšových jednotek, zejména rozložení dílčích jednotek a jednotlivých antiklinálních pásů. Bude vhodné sledovat a dále řešit problém předneogenního podloží vídeňské pánve a zjistit, zda jde o vyklínování, resp. přechody mezi alpskými a západokarpatskými jednotkami, nebo o jejich vzájemný styk podél linií horizontálních posunů. Nakonec by bylo účelné zabývat se i u nás genezí a stavbou neogenních pánví z hlediska nových názorů na tento problém.

Obecně se nám jeví logickým, že role horizontálních posunů musí být nutně větší, než se připouštělo, uvažíme-li, že nynější stavba Západních Karpat i jejich styk s Východními Alpami jsou důsledkem pohybu litosférických desek.

Literatura

- Adam, A. — Faarma, H. — Pospíšil, L. (in press): Perspectives on electromagnetic deep sounding in ore prognostication. *Acta Geod. Geophys. Mon. Hungarica*.

- Beránek, B. 1978: Výzkum stavby zemské kůry na území ČSSR metodami explozivní seismologie a transformovaných tlíhových polí. [Doktorská dizertační práce.] Manuscript — Geofyzika, n. p., Brno.
- Beránek, B. 1979: Results of deep seismic sounding measurements in Czechoslovakia and their contribution to solution of contact of Alpine system with European platform. *Czechoslovak geology and global tectonics*. Bratislava, Veda, 245 — 256.
- Beránek, B. — Dudek, A. 1972: The results of deep seismic sounding in Czechoslovakia. *Z. Geophys. (Würzburg)*, 38, 415 — 427.
- Beránek, B. — Zouňková, M. 1979: Principal results of deep seismic soundings. *Geodynamic investigations in Czechoslovakia*. Bratislava, Veda, 105 — 112.
- Biela, A. 1979: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát, I. II. Region. *Geol. Západ. Karpát*, 10, 11.
- Dornič, J. — Durica, D. — Neumann, J. — Reichwalder, P., 1983: Aerokosmický průzkum území ČSSR a jeho využití v čs. geologii. *Geol. Průzk.*, 5, 139 — 142.
- Doktór, S. — Graniczny, M. — Reichwalder, P. — Dornič, J. 1985: Structural elements of the Western Carpathians and their foredeep on the basis of satellite interpretation. *Proceeding reports of the XIII-th Congress of KBGA, Poland — Cracow, September 5 — 10, 1985*, 178 — 181 (Quart. I).
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia*. Bratislava, Veda, 187 — 192.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1981: Block dynamics of the West Carpathians. In: *Geoph. Syntheses in Czechoslovakia*. Bratislava, Veda — SAV, 153 — 157.
- Horváth, F. — Royden, L. 1981: Mechanism of formation of the Intra — Carpathian Basins a Review. *Earth Evol. Sci.*, 3 — 4, 307 — 316.
- Janků, J. — Pospíšil, L. — Vass, D. 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát. *Miner. slov.*, 2, 121 — 137.
- Jiříček, R. 1980: Alpinotypní stavba mezozoika v jv. části Vídeňské pánve. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa*, III. Red. M. Maheľ. Bratislava, GUDŠ, 123 — 140.
- Jiříček, R. 1981: Vývoj a stavba podloží Vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta*, 26, 3, 361 — 383.
- Jiříček, R. 1984: Koreláce severních vápencových Alp, Západních Karpát a podloží Vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta*, 29, 2, 177 — 203.
- Kadlečík, J. — Roth, Z. — Stráník, Z. 1980: Hlubinná stavba v oblasti vnějších Karpát na Moravě a Západním Slovensku. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa*, III. Red. M. Maheľ. Bratislava, GUDŠ, 65 — 77.
- Kárník, V. — Schenková, Z. — Schenk, V. 1984: Earthquake activity in the Bohemian Massif and in the Western Carpathians. *Trav. Inst. Geophys. Acad. Sci.*, 29, 547, Praha, Academia, 9 — 25.
- Kingston, D. R. — Dishroon, C. P. — Williams, P. A. 1983: Global basin classification system. *Am. Assoc. Petr. Geol.*
- Klinec, A. — Pospíšil, L. — Palec, M. — Feranec, J. — Stankoviánsky, M. 1985: Identifikácia gravitačného príkrovu v Nizkych Tatrách pomocou kozmických snímkov. *Miner. slov.*, 6, 485 — 499.
- Krs, M. — Roth, Z. 1979: The Insubric — Carpathian Tertiary block system: its origin and disintegration. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, 3 — 17.
- Kvitkovič, J. — Vanko, J. 1980: Recent Vertical Movements of the Earth Crust in the West — Carpathians. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied*, 32, 171 — 179.
- Maheľ, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian — Balkan Regions. *Bratislava, GUDŠ*.
- Maheľ, M. 1980: Periklappen zone: nearer characterization and significance. *Miner. slov.*, 12, 3, 193 — 207.
- Maheľ, M. 1983: Beziehungen Westkarpathen — Ostalpen, Position des Uebergangsschnittes — Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 2, 131 — 149.
- Maheľ, M. 1985: Panelová geológia — k otázkam horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Miner. slov.*, 17, 5, 447 — 455.
- Máška, M. 1961 [in Buday, T et al.]: Tectonics development of Czechoslovakia. *Praha, ÚUG*.
- Matějka, A. — Roth, Z. 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce. *Sbor. St. geolog. Úst. Čs. Republ., Odd. geol.*, 19, 521 — 619.
- Mazúr, E. — Lukniš, M. 1970: Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geogr. Čas.*, 30, 2, 161 — 125.
- Menčík, E. et al. 1983: Geologie Moravsko-slezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. *Praha, Academia — ČSAV*, 304 s.
- Moody, J. D. — Hill, M. J. 1956: Wrench — fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1207 — 1246.
- Ollier, C. 1981: Tectonics and Landforms. *London and New York, Longman*, 460 p.
- Pěchová, J. — Petr, V. — Prais, O. 1976: Depth distribution of the electric conductivity in Czechoslovakia. In: *Geoelectric and Geothermal Studies KAP6*. *Geophys. Monograph*. Ed. Adam, A., Akadémiai Kiadó, Budapest.

- Pospíšil, L. — Nemčok, J. — Graniczny, M. — Doktor, S. (in press): Contribution of remote sensing to the identification of the strike — slip faults in the West Carpathians. *Geology of Poland*.
- Roth, Z. 1974: The Western sector of the Outer Carpathians in Czechoslovakia. In: *Tectonics of the Carpathian — Balkan Region*. Ed. M. Mahel, 163 — 171.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — tercierní struktura stří. Evropy. *Knihovna ÚÚG*, sv. 55.
- Roth, Z. 1983: Tectonic relations between the Inner West Carpathians and East Carpathians according to the latest investigation in the Ukrainian Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 4, 399 — 410.
- Seneš, J. 1982: Paleogeografia neogénu. In: *Mazúr, E.: Atlas SSR, Bratislava, Veda — SAV*, 23.
- Stehlík, O. 1964: Příspěvek k poznání tektoniky beskydského horského oblouku. *Geogr. Čas.*, 3, 271 — 280.
- Schenk, V. — Schenková, Z. — Pospíšil, L. — Zeman, A. 1985: Seismo-tektonický model svrchní části zemské kůry Československa. In: *Materiály 8. celostátní konference československých geofyziků, České Budějovice*, 20. — 22. 11. 1985, Sekce Sl — seismika. 60 — 69.
- Šefara, J. — Pospíšil, L. — Šutora, A. — Filo, M. — Krus, S. 1985: New geophysical maps of the Czechoslovak part of the West Carpathians. *Proc. of the 30-th International Geophysical Symp. Moscow, September 23 — 28, 1985, Part 3*, 74 — 80.
- Šutora, A. — Janošík, H. — Leško, B. 1982: Geofyzikální průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatských jednotek v západní části Slovenska. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 126 s.
- Tollmann, A. 1976: Der Bau der Nordlichen Kalkalpen. (*Wien*) 11, 1 — 449.
- Trunkó, L. 1977: Carpathian Basin and Plate Tectonics. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart)*, 153, 2, 218 — 252.
- Unrug, R. 1984: Geodynamic evolution of the Carpathians. *Pol. Tow. geol. (Krakow)*, 52, 114, 39 — 66.
- Vyskočil, P. 1981: Field of surface determinations on the territory of the Bohemian Massif and its southern border. *Geophysical Syntheses in Czechoslovakia. Bratislava, Veda*, 159 — 164.
- Vass, D. 1982: Explanatory Notes to Lithotectonic Molasse Profiles of Inner West Carpathian Basins in Czechoslovakia (Comment to Annex, 2 — 5) *Veröff Zentralinst. Phys. Erdo AdW DDR*, 66, 55 — 94.

Geological meaning of some boundaries in Western Slovakia and Eastern Moravia interpreted from satellite images

The analysis of satellite images in the Czechoslovak Socialist Republic has brought a series of new data and stimuli for the interpretation of geological structure of our country. However, their detailed interpretation (mainly geological one) cannot often be performed for shortage of key data. Geological maps, mainly those of smaller scale, do not always give reliable data, because they were compiled mostly in times, when the comprehensive conception of the structure and development of geological units in our country was quite different from that of present, when the knowledge and conceptions resulting from the theory of plate tectonics are widely used in the area of the West Carpathians. An attention has been paid to the interpretation of two distinct boundaries in presented work. They have SW (S_W) — NE (NNE) and E — W strikes respectively and course the area from the edges of the Central West Carpathians and the western sec-

tions of the Outer Flysch Belt (Fig. 1). No appropriate attention has been paid to these boundaries.

The first boundary ranges from the area of the Malé Karpaty Mts. and the Vienna Basin through the Váh valley and the area of the Klippen Belt to the Outer Flysch Belt, in the area between Čadca and Bytča, and it continues to Poland. This is distinctly manifested e. g. on the Landsat images (from September, 25th, 1977; Adam et al., 1986) and on the Meteor images (from September, 3rd, 1984). This boundary is named as the Malé Karpaty Mts. — the Váh valley one. The second boundary, the North Tatra one, is mentioned only marginally. It ranges from Valašské Meziříčí to the northern edge of the High Tatras.

Geomorphological manifestations

The registration of the course of separated

structural elements in the morphostructural plan is enabled mainly by the fact that the consequences of the Upper Miocene orogenic stages were not fully wiped out and they have been continuously formed by neotectonic processes. The relation of separated boundaries to the recent relief can be seen in Fig. 2, 3 and 4. Distinct vertical displacements at the Malé Karpaty Mts. — Váh valley boundary are documented by geomorphological profiles in Fig. 5.

The North Tatra boundary courses the Rožnov trench zone. In the area north of Žilina this structural element is evidently connected with the course of an anomalous zone which is recorded in the map of recent vertical displacements [Květkovič — Vanko, 1980; Vyskočil, 1981].

From the point of view of geomorphological observations we conclude that the separated structural elements are unceasingly dynamic active. Not only vertical displacements, but horizontal shifts were formed as well, mainly along the Malé Karpaty Mts. — Váh valley structural element in recent and, maybe, they are being formed even now.

Geophysical indications of separated structural elements and their interpretation

Geophysical data were also used for demonstrating of a real existence of interpreted boundaries. These data enable to define the character and the course of structural elements in deeper structural horizons. The data on a complex interpretation of the seismic profiles K II, K III, HSS VI, 100R/78 [Šutora et al., 1982; Kadlečík et al., 1980] have been mainly used. The knowledge, which the scheme of vertical gravity boundaries gives for $h = 0.5$ km, have been used from gravitational data [Šefara et al., 1985; Fig. 6].

On the basis of analyses of the above mentioned data the course of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley structural element can be spatially roughly identify with the Peripieniny lineament in the sense of Beránek [1979] and Beránek — Zouňková [1979], i. e. with the western branch of the line, which is sometimes called the Záhorie — Humenné fault [Fusán et al., 1979]. According to the original conception [Máška in Buday et al., 1961] this lineament played an important role in forming of abyssal boundary between the Outer and Inner Carpathians and for bordering of the Bohemian massif in the base-

ment of the Outer Carpathians. A jump of the depth of the Moho discontinuity occurs along this discontinuity (according to Beránek and Dudek, 1972).

In the above mentioned abyssal seismic profiles the Malé Karpaty Mts. — Váh valley boundary demonstrates by the distinct jumps of the depth of crystalline basement in marginal parts of the Inner Carpathians. The downthrust is accompanied by the origin of partial, very narrow and deep trenches (the Ilava, Trenčín and Beckov depressions — Fig. 7 and 8).

The analysis of the schema of vertical density boundaries shows that in the area of interpreted boundaries (photolineations) principal changes occur, in their orientation and pattern to the direction of a competent boundary respectively. Both boundaries — the Malé Karpaty Mts. — Váh valley and the North Tatra — have a dominant character. Geophysical manifestations of the above discussed boundaries are represented in Fig. 9 and 10.

The coincidence of the position and the course of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley structural element with the distinct zone of earthquake foci running from the Eastern Alps area to the surrounding of Žilina [Kárník, Schenková, Schenk, 1984; Schenk et al., 1985; Adam et al., in press] shows its real existence as an important line. Regarding the course of this zone through the Alps area (better said through the Vienna basin), from the margin of the Inner West Carpathians towards the inner zones of the Eastern Alps (along the direction of the link-up of Verona and Semmering towns) we have concluded that it is a zone of horizontal displacements. Krs and Roth [1979] have interpreted the faults accompanying the margins of the Malé Karpaty Mts. in the same way. The assumption of the horizontal displacements is proved e. g. by the analyses of the course of the Rača unit anticlinal zone north of Žilina, which is in agreement with the theoretical model of the course of anticlines disrupted by strike-slips (Fig. 11).

The second boundary, the North Tatra one, can be visible in gravitational data (Fig. 4 and 6). Its course in deeper structural horizons is proved by the results of K II and K III seismic profiles, which were described by Šutora et al. [1982]. The course of this structural elements is roughly the same as the course of a distinct tectonic zone in the basement of the overthrust units of the Flysch Belt [Menčík, 1983].

Geological indications and proves of the reality of separated boundaries

Most of works, often the latest ones, dealing with the solution of the geological structure of the West Carpathians are based on older models and ideas. Some of new elements, more or less digressing from the customary ideas, which have been mentioned in the latest literature, are not satisfactory used, above all for the shortage of the published concrete data. This conclusion also concerns the problematics of distinct boundaries ascertained from satellite images (Maheľ, 1985), which have [see above] probably the character of strike-slips. The above is also valid for the Malé Karpaty Mts. — Váh valley structural element. A number of authors, e. g. Maheľ (1974, 1973), Tollmann (1976), Unrug (1984), have considered the possibility of an existence of strike slips, above all at the contact of the Eastern Alps with the West Carpathians, but also at the boundaries of individual segments of European Alpides. Mainly Krs and Roth (1979) and Roth (1980) have dealt with this problematics in the latest literature. The works by Krs and Roth and by Roth alone have the greatest meaning for our considerations. These authors have defined directly and concretely strike slips on both sides of the Malé Karpaty Mts., e. i. the Jakubové fault alongside the western margin and the Boleráz — Smolenice fault alongside the eastern margin of this mountains respectively. However, the maps in the publications, where the course of these faults was represented, are at so small scales that the precise localization of them cannot be visible. Krs and Roth have drawn the faults only in the southwestern parts of this area, but they have stated in the text their possible continuation farther to NNE (some parts of the faults do not reach the surface). They state as an example of the surface course of faults the Raková — Semetev fault (in the sense of Matějka — Roth, 1949), which disrupts the Rača unit anticline zone northwest of Žilina.

We would like to state some other geological indications, which have proved the existence of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley structural element as a strike slip. Before passing to the list of some more other geological phenomena supporting the existence of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip we are going to state some more general data supporting the thesis about horizontal

displacements in the studied area. They are as follows:

1. Recently published models of the origin and opening of the Neogene basins of the West Carpathians, especially the Vienna basin, e. g. Horváth — Royden (1981), Kingston — Dishroon — Williams (1983), have mentioned them as pull apart basins, which were formed in consequence of horizontal displacements alongside the faults, which confine these basins. The analysis of the basin structures [Němec, Jiříček, Kocák, 1983], especially those of Badenian — Sarmatian age, shows a complete harmony between the theoretical model and the main elements of these inner basin structures. The Jakubové fault [the western branch of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip] in the East and the Schrattenberg — Bulhary fault in the West would be these confined zones. (Krs — Roth, 1979).

2. Paleogeographical analyses of the Neogene development in this area [Seneš, 1982; Vass, 1983 etc.], which enable to estimate not only the strike of displacements, but also their dip, cause and mechanism of origin, have shown that the main stage of horizontal displacements alongside the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip took place, according to the quoted authors, during the Middle Badenian and Upper Sarmatian and it was changed by vertical components of displacements mainly after the Sarmatian.

We have found a series of indications in geological maps and geological literature respectively, which either confirm the existence of horizontal displacements or which could be explained much better by them. We are going to state the most significant of these indications below. They are as follows:

- a) Recently the series of works has proved that the basement of the Vienna basin is built by the units, which have a character of the East Alps more than that of the West Carpathians. Especially the works by Jiříček (1980, 1981, 1984) and by Maheľ (1983) consider unambiguously an overwhelming majority of these units, mainly those in the southeastern part of the Vienna basin, alpine types or direct Alpine ones. A possibility of the solution of this problem is being offered by the assumption of shifting of Alpine units alongside the „Jakubové“ branch of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley fault.

- b) The course of the Klippen Belt in the Váh valley area is abnormal in essence, being of

NE and NNE directions respectively. A change of this direction takes place in southeast, in the Myjava — Stará Turá area, northeast of the Bytča — Žilina area, so in the place, where the boundary ascertained by remote sensing methods is running, which is the presumed continuation of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip.

c) The typical near-Klippen Belt Paleogene in the Brezová — Myjava area ends in the East at the line of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip and it appears again in the Hričov — Žilina area [see also Mahel', 1980], at the eastern side of the strike slip.

d) The Biele Karpaty unit „pinches out“ or it is confined respectively only to the Klippen Belt [Roth in Mahel' et al., 1974] in the area of the presumed course of the western branch of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip and it appears again in the Orava area as the equivalent of the Kysuca unit. The line of the disappearance of the Biele Karpaty unit in the Vlára river area is in the direct continuation of the Raková — Semeteš strike slip [Matějka — Roth, 1949].

e) The turn or displacement of the southern boundary of the Silesian unit is situated in the NNE continuation of the Raková — Semeteš strike slip.

f) The Buková Paleogene, which corresponds to the Inner Carpathian Paleogene by

its character, is both in the East and the West sharply confined and it borders with the Paleogene of the Brezová type in the West and with the Mesozoic in the East [Jiríček, 1984; Němec — Kocák, 1976; Biela, 1978]. These boundaries are in correspondence with the course of the Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip, which is derived from the data of remote sensing methods.

The Schratzenberg — Bulhary fault, which can be followed, according to Krs and Roth [1979] at least to the surroundings of Tršiky, belongs to the parallel system of strike slips, connected with the Malé Karpaty Mts. — Váh valley ones. This strike slip is also distinct in the material of remote sensing methods. A series of further lines, practically parallel with the strike slip, is distinct on the images in the northeastern continuation of the zone between Schratzenberg — Bulhary and Jakubové strike slip respectively. These lines were not the subject of our detailed evaluation. It seems, however, that they have the same genesis, function and meaning as the more detailed described Malé Karpaty Mts. — Váh valley strike slip has. The southeastern end of the Bystrica unit west of the Bojkovice area, irregularities and shiftings of anticlines of the Rača unit in the Lidečko — Javorník area and the fault structures in the area between Bíla and Polom are related to them.

RECENZIA

J. Štelcl — J. Weiss et al.: **Brněnský masív**. Univerzita J. E. Purkyně v Brně, 1986, 255 s.

Geologické jednotky, ktoré vystupujú v okrajových častiach globálnych geologických štruktúr, študujú tí, ktorí sa zaoberajú danou jednotkou, ale aj tí, ktorí riešia vzťahy medzi susednými geologickými jednotkami I. rádu. Taký je aj brněnský masív, ktorý tvorí juhovýchodný okraj Českého masívu pri jeho styku s neoidnou (alpínskou) Európou.

Problematica brunie či brunovistulika patrí k najzložitejším problémom geológie Českého masívu. Preto venovali pracovníci Univerzity J. E. Purkyně v Brně problematike brněnského masívu takú pozornosť. Recenzovaná monografia je výústením ich úsilia od r. 1970. Okrem vedúcich autorov (J. Štelcl — J. Weiss) do autorského kolektívu patria: M. Gregerová, J. Staněk, J. Štelcl ml., autorsky prispeli aj J. Hájek, F. Hrouda, F. Janák, J. Hanák, L. Musilová, P. Ondra, L. Česková. Recenzentom bol M. Suk.

V trinástich kapitolách, úvode a závere je zahrnutá história výskumov brněnského masívu, problematika granitoidov, metabazitovej zóny, žilných hornín, kryštalického plášťa masívu, charakteristika mineralizácií masívu, problematika materiálu masívu v klastikách jeho paleozoického obalu, postavenie masívu v styčnej zóne Českého masívu a Západných Karpát, geotektonická pozícia masívu a záver. V monografii je mnoho farebných i čiernobielych obrázkov, dokumentácia lomov a mikrofotografie zaradené vďaka kvalitnému papieru priamo v texte. Súčasťou práce je ruské a anglické resumé.

Výrazným pozitívom práce je úspešný pokus autorského kolektívu o komplexné riešenie problematiky masívu. Je na škodu vecí, že popri obsiahlom faktografickom analytickom materiáli nemali autori možnosť do práce zahrnúť aj výsledky analýz horninotvorných mi-

nerálov (elektrónový mikroanalýzátor), obsah geneticky dôležitých prvkov v stopových koncentraciách včítane prvkov skupiny vzácnych zemín.

Treba oceniť, že vydanie monografie netrvalo ani 2 roky. (Takýto termín totiž vyplýva z citácií prác z roku 1984.) Nasledovanehodná je aj skutočnosť, že monografiu vydala Univerzita J. E. Purkyně v Brně. Recenzovaná monografia takto súčasne umožňuje komplexný pohľad na úroveň, ale aj na organizátorskú vyspelosť geovedných pracovísk na tejto univerzite.

Početnosť autorského kolektívu priniesla okrem výrazne prevládajúcich pozitívnych znakov komplexnosti riešenia problematiky aj menšie esteticko-formálne nedostatky, napr. nejednotnosť písania „feldspatisace — feldspatizace“ a „migmatitisovaná — migmatitizovaná“ na s. 170 a ďalších stranách, protirečivý text s údajmi v tabuľke na s. 184 (Th : U), nepresvedčivá kategorizácia „xenomorfného“ titanitu na obr. 21 (s. 56), nie veľmi vhodný termín „hyperbazit, uralit, uralitizácia“ označenie „obecný amfibol“ nie je v súlade s IUGS klasifikáciou, ktorú navrhol r. 1978 Leake, na obr. 46 (s. 93) pravdepodobne nie je antigorit, ale lizardit. Esteticky nevyvážené pôsobia dvojaká veľkosť kruhových diagramov ($2r = 8$ a $13,3$ cm) rovnakej kategórie, resp. dvojaká veľkosť pravouhlých diagramov. Obr. 79 (s. 127) nemá špecifikovanú vertikálnu os diagramu, a je preto nezrozumiteľný.

Lenže tieto drobné nedostatky či nepresnosti neovplyvňujú celkove výrazne pozitívny dojem z recenzovanej práce.

V monografii Brněnský masív nájdú podnety pre svoju prácu geológovia zaoberajúci sa problematikou Českého masívu, predkarpátskych útvarov Západných Karpát, ale aj ostatní karpatskí geológovia. Odporúčame ju aj zberateľom nerastov či osvetovým a vlastivedným pracovníkom, ktorých záujmy sa kryjú s uvedenou geologickou jednotkou.

Dušan Hovorka

Coastal Landslides of Southern England

PETER GRAINGER

Department of Geology, University of Exeter, Exeter, U. K.

Received December 19, 1985

Прибрежные оползни южной части Великобритании

Ревизией некоторых больших оползней на побережии южной части Великобритании было установлено: — Утёсы представляют непрочные осадки мезозойских и третичных пород. — Отмечается целый ряд процессов как оползни пород, грязевые потоки, глубинные ротационные и трансляционные оползни. Эти процессы отмечаются эрозионной поверхностью, гидрогеологическими и геотехническими особенностями пород и специфическими стратиграфическими ассоциациями.

Coastal Landslides of Southern England

Some major landslides along the coast of Southern England are reviewed. The cliffs consist of weak sedimentary rocks of Mesozoic and Tertiary age. A variety of processes can be identified including rock falls, mudslides, deep rotational and translational slides. These processes are determined by wave erosion, the hydrological and geotechnical properties of the rocks, and by particular stratigraphic associations.

This is a review of the mechanisms of major landslides at selected sites along the coast of Southern England, from the River Thames of north Kent to the River Exe in Devon (Fig. 1). The rocks exposed consist of weak sedimentary lithologies of Mesozoic and Tertiary age.

Oversteepening by marine wave erosion at the base of the coastal slope is obviously the general, long-term cause of all such landslides. However, the variety of cliff

profiles, rates of erosion, types of landslide and frequency of their movement can be explained by the geotechnical and hydrological properties of the rocks involved, and by different stratigraphic associations. The geology of the landslides described is conveniently divided into three categories: (a) where there is only one rock type, (b) where a minor aquifer overlies mudrocks, and (c) where a major aquifer of stronger rock overlies weaker rocks.

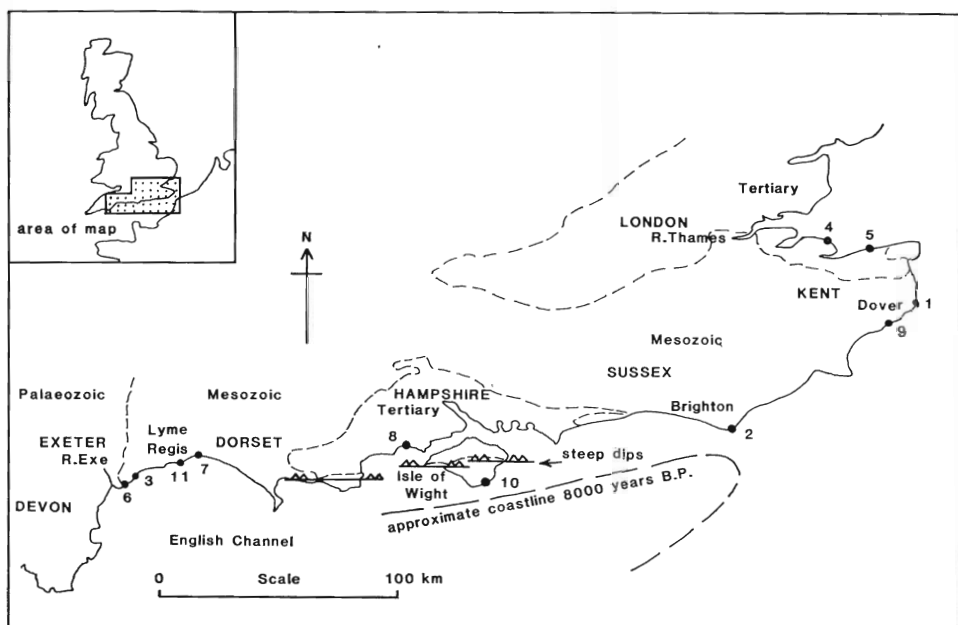


Fig. 1. Geological map showing location of landslides described in text (localities 1 — 11)

Geological setting

The lithologies exposed on the coast of Southern England consist of porous limestones, including chalk, weakly cemented sandstones and sands, moderately strong mudstones, weak shales and stiff overconsolidated clays. Their age ranges from Permo-Triassic at the western end of the section, in Devon, to Lower Tertiary around the Hampshire and London Basins (Figs. 1 and 2). Most of the limestones are of Upper Jurassic and Upper Cretaceous age. There is a general increase of strength with age of the mudrocks and sandstones.

In most places the structure is very simple, with gently dipping or horizontal strata related to major open folds of Tertiary age. Only minor extensional faulting has occurred. The exception to this general rule is an east-west zone of steep to vertically dipping strata along a monocli-

nal flexure, through the Isle of Wight and east Dorset (Fig. 1). This fold strongly affects the style of coastal morphology in these areas but will not be considered further in this paper.

Although the local direction of gentle dip may exercise some control on the landslide activity, the style of landsliding within one cliff profile is dominantly dependent on lithology and on contrasting strengths and permeabilities.

The ages of the present landslides are related to the postglacial rise in sea level, since the Pleistocene. It has been estimated that sea level was still 35 m below its present position about 8000 years ago (Fig. 3), with a coastline very different from that of today (Fig. 1). Most of the large landslides studied began their current activity when sea level was close to its present value, within the last 5000 years. Indeed, because of the rate of

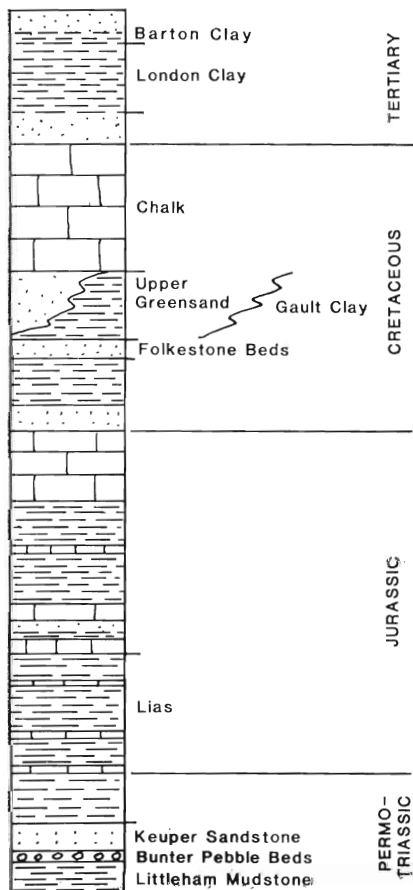


Fig. 2. Relevant parts of the Stratigraphy of Southern England

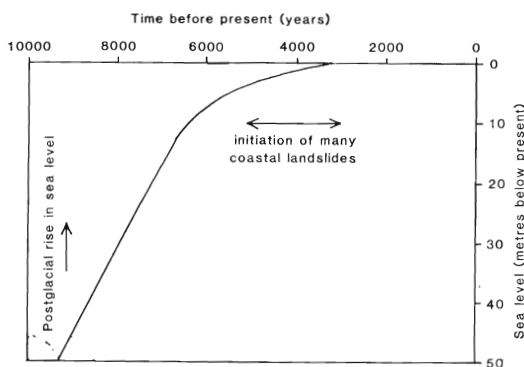


Fig. 3. Relationship between rise of sea level and initiation of landsliding

erosion, most of the landslide features seen today are less than a few hundred years old.

Landslides involving one rock type

Chalk

The Upper Cretaceous Chalk of England is a porous, very fine-grained bioclastic limestone. Its mineralogical purity gives it a strikingly white appearance. The Chalk is a moderately weak rock, generally exhibiting a closely spaced orthogonal joint pattern, parallel and perpendicular to the bedding. Consequently this formation has a high porosity and hydraulic conductivity, making it an important groundwater aquifer.

The two significant coastal outcrops of gently dipping Chalk, forming the complete height of the cliff, are around Dover (Fig. 1, locality 1) and Brighton (locality 2). At these localities there are vertical cliffs of Chalk up to 160 m high, which suffer occasional rock falls where undercut by wave erosion. The geometry of the rock falls is determined by the directions of near-vertical joints in the rock mass (Fig. 4).

Sandstone

There are no thick formations of sandstone forming cliffs comparable in magnitude to the Chalk. However there are lower cliffs composed solely of sandstone at a few localities, for example in the Keuper Sandstone (Triassic) of east Devon (Fig. 1, locality 3). This is a red, moderately porous, moderately strong sandstone with few joints and bedding planes. Cliffs up to 20 m in height show vertical or overhanging profiles with a wave-cut notch at the base. Cliff failure occurs by vertical slabbing parallel to the face, in the absence of suitable natural joints.

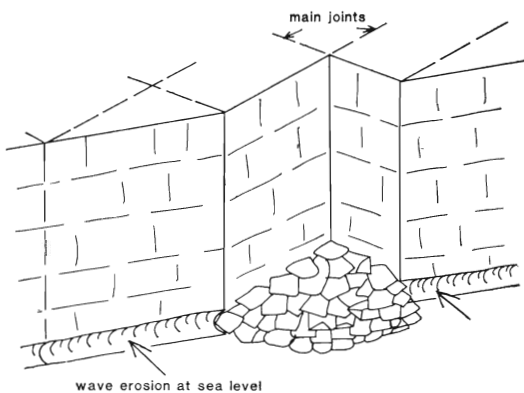


Fig. 4. Rockfall of Chalk cliff

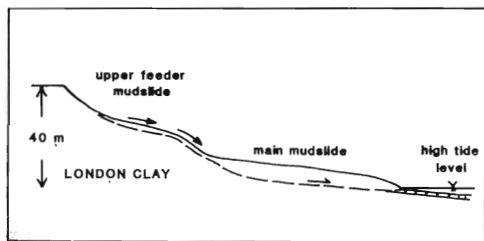


Fig. 5. Cliff profile in London Clay where mudslides dominate

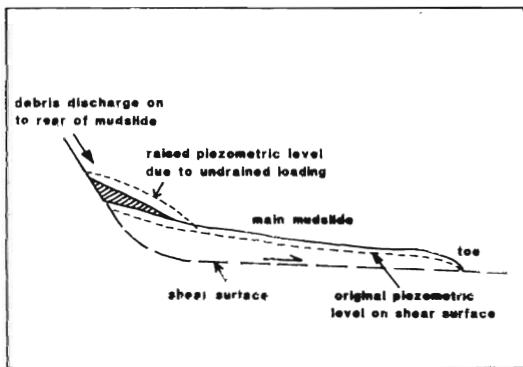


Fig. 6. Destabilisation by undrained loading

Overconsolidated clay

Mudrocks constitute a major proportion of the cliffs of southern England. They range from very stiff, overconsolidated

silty clays to moderately strong, calcareous mudstones. The London Clay (Tertiary) is the most notable example of the former, and has been extensively studied along its coastal outcrop in north Kent (Fig. 1, localities 4 and 5) (Hutchinson, 1965a, 1970, 1983; Hutchinson and Bhandari, 1971; Bromhead, 1978, 1979; Bromhead and Dixon, 1984). It is a clay of high plasticity (liquid limit 90 %; plastic limit 27 %) and low residual shear strength ($\phi = 11-14^\circ$).

The cliff profiles in London Clay are up to 40 m high with average slope angles of $10-20^\circ$. Two main processes of failure occur, shallow translational mudsliding and deep rotational landsliding. Mudsliding occurs where sufficient water is supplied to the exposed clay to soften and degrade it. The movement occurs by basal and side shear of the weakened debris which soon reaches its residual shear strength. Often an upper feeder mudslide provides occasional rapid undrained loading on to the top of a larger lower mudslide, which temporarily destabilises it by increasing the pore pressure (Figs. 5 and 6). If the overall rate of mudslide movement keeps pace with wave erosion at the toe of the slope, then the cliff is protected from oversteepening. If the movement does not keep pace with wave erosion, perhaps because the rate of erosion is temporarily accelerated in a tidal surge or storm, oversteepening can result in deep rotational sliding. The shear surface of this rotational sliding is approximately circular in cross section where the London Clay extends far enough below sea level (Fig. 7). A backtilted subsided portion of the cliff top is commonly observed. In areas where the base of the London Clay is reached by the shear surface, a non-circular movement occurs causing internal disruption of the slipped mass and a graben often develops at the backscarp

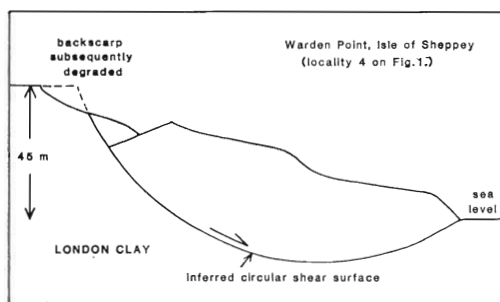


Fig. 7. Cliff profile in London Clay after circular rotational sliding

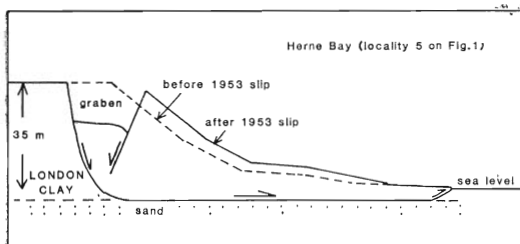


Fig. 8. Cliff profile in London Clay after non-circular sliding

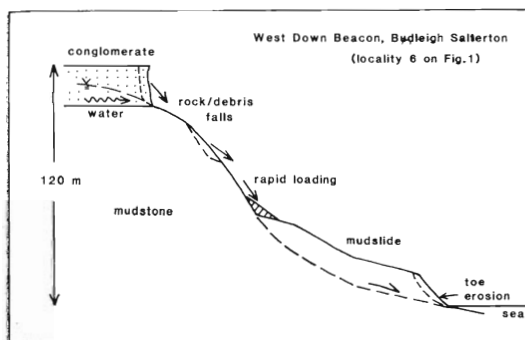


Fig. 9. Cliff profile in Permo-Triassic mudstone overlain by conglomerate aquifer

Much stabilisation of the north Kent coast has been performed in the last 20 years. Surface drainage to stabilise the mudslides has to be accompanied by protection of the toe from wave erosion, or rotational failure could be induced. Regrading to a stable angle with toe weighting, wave protection and surface drainage is necessary to stabilise deep rotational slides.

Landslides involving a minor aquifer overlying mudrocks

Where mudrock cliffs are capped by an aquifer, this can provide a greater supply of water onto the upper slope and hence increase the amount and rate of mudrock weathering and softening to a weaker clay. Two stratigraphically different examples from southwest England illustrate this situation. The first landslide is at Budleigh Salterton in Devon (Fig. 1, locality 6). Here 20 m of weakly cemented, porous conglomerate or pebble beds (Bunter) overlie 100 m of slightly calcareous, silty mudstone (Littleham Formation) of Permo-Triassic age (Kalaugher and Grainger, 1981) (Fig. 9). Groundwater emerges from the base of the conglomerate causing minor debris falls of both conglomerate and mudstone. The mudstone debris degrades to a silty clay matrix of low plasticity enclosing fragments of unweathered mudrock and pebbles from the conglomerate. A large, thick mudslide has developed in front of an embayment in the lower cliff. This mudslide moves only once or twice a year, reaching velocities of 1–2 m/hr for a few hours, on a basal shear surface inclined at about 15° to the horizontal. The triggering mechanism for movement is usually a fall of debris onto its upper end from higher up the cliff. This is a larger and more dynamic example of the undrained loading experienced on the London Clay coast.

(Fig. 8). In plan view, the mudsliding coast has many semicircular depressions, each with its own mudslide system, whereas the deeper rotational slides have a large width compared to their length and are often flanked by subsidiary mudslides.

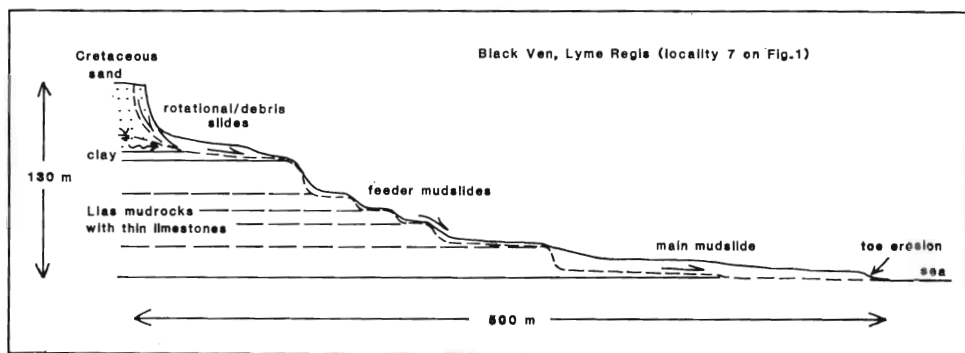


Fig. 10. Cliff profile in Lias mudrocks overlain by Cretaceous sand aquifer

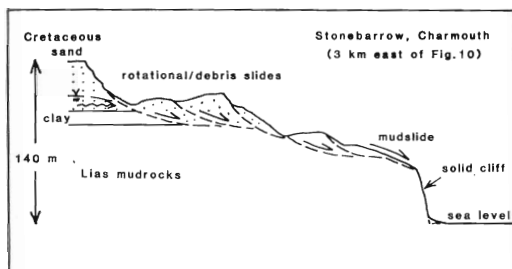


Fig. 11. Cliff profile in Lias mudrocks overlain by aquifer, with eroding mudrock lower cliff

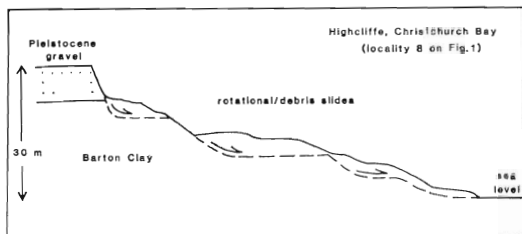


Fig. 12. Cliff profile in Barton Clay overlain by gravel aquifer

The second example of this stratigraphic arrangement of lithologies occurs at Black Ven, Lyme Regis in West Dorset (Denness, 1972; Conway, 1974; Hutchinson, 1983) [Fig. 1, locality 7]. In this case the aquifer consists of 45 m of Upper Greensand (Cretaceous) sands and weak sandstones, with a thin Gault Clay at its base, resting unconformably on Lias (Jurassic) weak mudstones, shales and stiff clays. Small rotational failures are induced in the sands and the clay at its base by emerging groundwater. The water-softened debris accumulates on a ledge on top of the mudrocks. When saturated it flows and slides over a series of steps in the mudrock cliff profile, eroding and incorporating more clay material (Fig. 10). The-

reore a rapid succession of undrained loadings of each mudslide occurs in one event, leading to very large displacements of the lowest mudslide on a very low-angle slope, across the foreshore. The steps in this cliff profile are produced by slightly stronger calcareous beds within the mudrock succession. A similar geological profile occurs at the neighbouring site of Stonebarrow (Brunsden, 1974; Brunsden and Jones, 1976), but here wave erosion is rapid enough to maintain a solid mudrock cliff at the toe (Fig. 11).

There have been no attempts to stabilise any of these examples but drainage of the upper aquifer is the most important aspect to consider in situations of this kind. Smaller cliffs (30 — 37 m high) with

the same hydrological contrast occur at Christchurch Bay in Hampshire (Fig. 1, locality 8), where Pleistocene gravel overlies Barton Clay (Tertiary) (Barton, 1973; Barton et al., 1983; Barton and Coles, 1984). This clay is more variable than the London Clay and a stepped profile has resulted, with small rotational slides and debris slides developed (Fig. 12).

Landslides involving a major aquifer of stronger rock overlying weaker rocks

The Chalk is underlain by weaker rocks, usually weak sandstone, sand or stiff clay. Where Chalk outcrops in the upper part of a cliff section, and its base is above sea level, the association of a thick, relatively strong aquifer over weaker, less permeable rocks results in landslides of different forms. They often occur as large and spectacular events separated by long periods of quiescence.

Two contrasting stratigraphic situations are considered, first in the east where Gault Clay underlies the Chalk, and secondly in the west where weak sandstone and fine sand (Upper Greensand) is found beneath the Chalk. At Folkestone Warren, near Dover in Kent (Fig. 1, locality 9), 130 m of Chalk overlie 45 m of Gault Clay which in turn rests on sandstone (Folkestone Beds) below sea level (Fig. 13) (Hutchinson, 1969; Hutchinson et al., 1980). A railway traverses the zone of accumulated landslide debris and has been dislocated by movements several times, the largest event being in 1915 after four months of very high rainfall. Several factors contribute to the mechanism of movement here. Non-circular multiple rotational sliding takes place on surfaces which extend through the Gault Clay and along its base (Fig. 13). The low residual shear strength of the clay (down to $\phi = 7^\circ$), and the pore pressure in the

underlying sandstone partly control reactivation along these surfaces. Groundwater from the Chalk aquifer discharges into the landslide mass of chalk debris which also raises the pore pressure on parts of the shear surfaces. In the 1915 movement, high pore pressure resulted in a reactivated rotational slide which in turn destabilised the Chalk backscarp. A large rock fall from the backscarp pro-

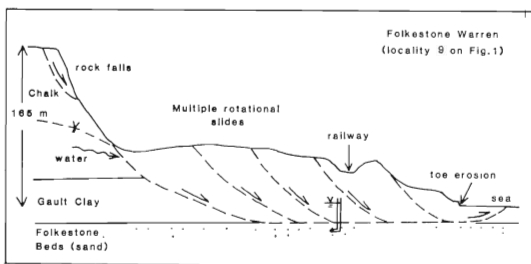


Fig. 13. Cliff profile in Chalk overlying Gault Clay

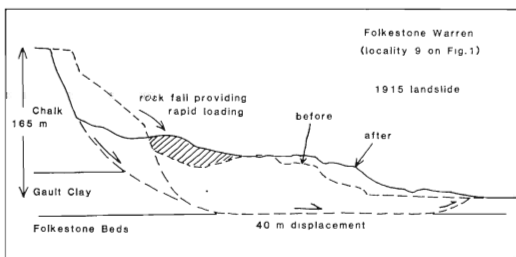


Fig. 14. Cliff profile in Chalk overlying Gault Clay where undrained loading occurred

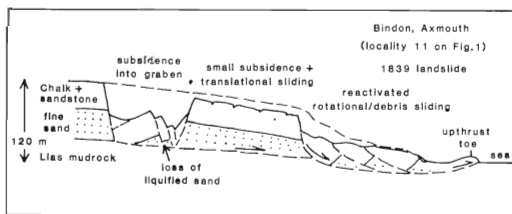


Fig. 15. Cliff profile in Chalk and Upper Greensand overlying Lias mudrocks

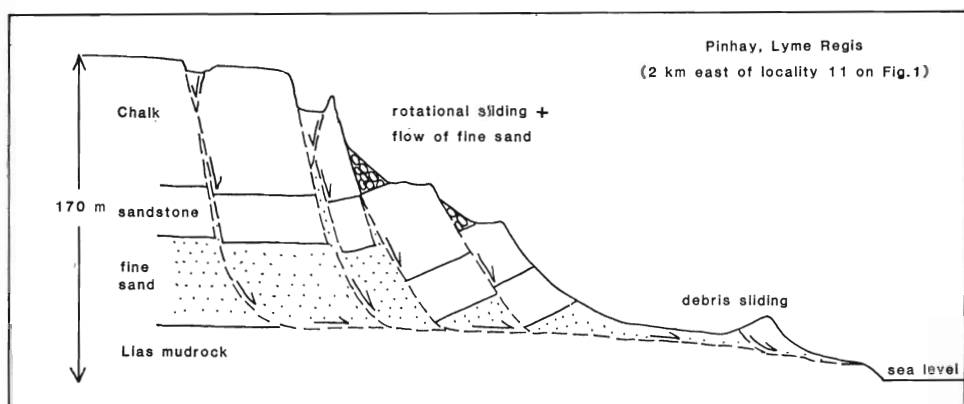


Fig. 16. Second cliff profile in Chalk, Upper Greensand and Lias mudrocks

vided rapid undrained loading which aided the 40 m displacement of the slide (Fig. 14). The shape of the basal shear surface means that weight on the toe at beach level is another important stability factor. Toe erosion and loss of beach gravel have been compensated by the installation of massive concrete toe weighting. Drainage adits have also been provided to reduce pore pressures in the slipped mass. A similar geological situation has formed a landslide zone of the same type on the southern coast of the Isle of Wight (Fig. 1, locality 10) (Hutchinson, 1965b).

The other example of a landslide in this category is near Axmouth in East Devon (Fig. 1, locality 11) where 40 m of Chalk and sandstone overlie 40 m of fine sand (Upper Greensand) and a thin Gault Clay resting on Triassic-Jurassic mudrocks. Several kilometres of coastline are subject to frequent landslides (Arber, 1973; Pitts, 1979, 1981, 1983) but the most notable event occurred in 1839 at Bindon, again after a very wet year had made the water table in the aquifer very high (Pitts, 1974). The cliff at this point was about 100 m high with the ground surface and the strata dipping gently seawards. The cliff profile after the event displayed an enor-

mous graben structure inland from a large block of ground which had only suffered minor displacement (Fig. 15). The fine sand in this succession is subject to liquefaction when disturbed at high pore pressure. The reactivation of a rotational failure in landslide debris at the sea cliff is thought to have allowed forward sliding of the Chalk and Greensand on its weak mudrock base. This was accompanied by liquefaction of the fine sand which permitted subsidence of the massive Chalk and sandstone into the graben. This landslide has remained stable for the 150 years since it formed. In other places nearby, rotational sliding has accompanied the subsidence of large blocks into the fine sand (Fig. 16) (Grainger et al., 1985).

Conclusion

Although marine erosion of the base of cliffs in weak rocks maintains an oversteepened and hence destabilised profile, the groundwater hydrology and geotechnical properties of the lithologies present determines the size, frequency and shape of landslide movements. Rock falls and rotational sliding characterise the activity at the top of these cliffs, forming vertical

or steep backscarps. Many weak rocks disintegrate with movement and the addition of groundwater. Therefore the lower parts of the cliff profiles are generally formed of debris slides or mudslides, moving on low-angle shear surfaces and at their residual shear strength. If wave erosion at the toe is faster than the rate of debris movement downslope, a sea cliff is maintained in undisturbed strata. If the movement of debris is faster than toe erosion, the rock is protected from wave action. Stabilisation of coastal cliffs to protect cliff-top property from landsliding involves a combination of wave protection, toe weighting, regrading to a long-term stable angle, plus surface and subsurface drainage to control pore pressures and to reduce the softening of mudrocks.

References

- Arber, M. A. 1973: Landslips near Lyme Regis. *Proc. Geol. Ass.*, 84, 121 — 133.
- Barton, M. E. 1973: The degradation of the Barton Clay cliffs of Hampshire. *Quart. J. Engng Geol. (London)*, 6, 423 — 440.
- Barton, M. E. — Coles, B. J. — Tiller, G. R. 1983: A statistical study of the cliff top slumps in part of the Christchurch Bay coastal cliffs. *Earth Surface Proc. and Landforms*, 8, 409 — 422.
- Barton, M. E. — Coles, B. J. 1984: The characteristics and rates of the various slope degradation processes in the Barton Clay cliffs of Hampshire. *Quart. J. Engng Geol. (London)*, 17, 117 — 136.
- Bromhead, E. N. 1978: Large landslides in the London Clay at Herne Bay, Kent. *Quart. J. Engng Geol. (London)*, 11, 291 — 304.
- Bromhead, E. N. 1979: Factors affecting the transition between the various types of mass movement in coastal cliffs consisting largely of overconsolidated clay with special reference to Southern England. *Quart. J. Engng Geol. (London)*, 12, 291 — 300.
- Bromhead, E. N. — Dixon, N. 1984: Pore water pressure observations in the London Clay cliffs at the Isle of Sheppey, England. *Proc. 4th Int. Symp. Landslides, Toronto*.
- Brunsdon, D. 1974: The degradation of a coastal slope, Dorset, England. *Inst. Br. Geogr. Spec. Pub.*, 7, 79 — 98.
- Brunsdon, D. — Jones, D. K. C. 1976: The evolution of landslide slopes in Dorset. *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, A283, 605 — 631.
- Conway, B. W. 1974: The Black Ven landslide, Charmouth, Dorset. *Rep. Inst. Geol. Sci.*, 74/3.
- Denness, B. 1972: The reservoir principle of mass movement. *Rep. Inst. Geol. Sci.*, 72/7.
- Grainger, P. — Tubb, C. D. N. — Neilson, A. P. M. 1985: Landslide activity at the Pinhay water source, Lyme Regis. *Proc. Ussher Soc.*, 6.
- Hutchinson, J. N. 1965a: A survey of the coastal landslides of Kent. *Building Research Station, Note EN 35/65*.
- Hutchinson, J. N. 1965b: A reconnaissance of coastal landslides in the Isle of Wight. *Building Research Station, Note EN 11/65*.
- Hutchinson, J. N. 1969: A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren, Kent. *Geotechnique*, 19, 6 — 38.
- Hutchinson, J. N. 1970: A coastal mudflow on the London Clay cliffs at Beltinge, North Kent. *Geotechnique*, 20, 412 — 438.
- Hutchinson, J. N. 1983: A pattern in the incidence of major coastal mudslides. *Earth Surface Proc. and Landforms*, 8, 391 — 397.
- Hutchinson, J. N. — Bhandari, R. K. 1971: Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Geotechnique*, 21, 353 — 358.
- Hutchinson, J. N. — Bromhead, E. N. — Lupini, J. F. 1980: Additional observations on the Folkestone Warren landslides. *Quart. J. Engng Geol. (London)*, 13, 1 — 32.
- Kalaugher, P. G. — Grainger, P. 1981: A coastal landslide at West Down Beacon, Budleigh Salterton, Devon. *Proc. Ussher Soc.*, 5, 217 — 221.
- Pitts, J. 1974: The Bindon Landslip of 1839. *Proc. Dorset Nat. Hist. Archaeo. Soc.*, 95, 18 — 29.
- Pitts, J. 1979: Morphological mapping in the Axmouth-Lyme Regis Undercliffs, Devon. *Quart. J. Engng Geol. (London)*, 12, 205 — 218.
- Pitts, J. 1981: An historical survey of the landslips of the Axmouth-Lyme Regis Undercliffs, Devon. *Proc. Dorset Nat. Hist. Archaeo. Soc.*, 103, 101 — 106.
- Pitts, J. 1983: The temporal and spatial development of landslides in the Axmouth-Lyme Regis Undercliffs National Nature Reserve, Devon. *Earth Surface Proc. and Landforms*, 8, 584 — 603.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

P. D. Taylor: **Aplikácia paleobiologického štúdia fosilných machoviek v stratigrafii, sedimentológii a paleobiogeografii fanerozoických útvarov** [Bratislava 3. 7. 1986]

Machovky sú prisadlé koloniálne morské živočíchy, ktoré vytvárajú pevné kalcitové kostry. Vyvinuli sa v ranom ordoviku (arenigu; tremadocké či dokonca kambrické nálezy sú pochybné) pravdepodobne z foronidných červov. Paleozoické machovky možno rozdeliť do šiestich radov, z ktorých štyri sú výlučne prvohorné (Fenestrata, Cryptostomata, Treptostomata, Cystoporata), dva ďalšie (Ctenostomata, Cyclostomata) prežili permsko-triasovú krízu vo vývoji organizmov. Všetkých šiest radov vzniklo v krátkom časovom rozpätí spodného ordoviku. Najvýznamnejšie recentné machovky (Cheilostomata) vznikli počas mezozoika. Ich vývoj ovplyvnilo päť období vymierania (neskorý ordovik, neskorý devón, perm, trias, vrchná krieda), ktoré oddeľujú fauny typické pre obdobia pokojného rozvoja kmeňa Bryozoa. Staropaleozoické machovky sa najčastejšie vyskytujú v karbonátových sekvenciách: boli filtrátormi zóny mäkkého dna. Počas mladších prvohôr prevládli skupiny Fenestrata a Cystoporata, ktoré mali výrazné zastúpenie v biotrópmoch a biohermách. V súvrství Miseryfjellet (Špicbergy, Björnsey) v bentickej faune dokonca prevládajú. Triasové bryozoá sú pomerne zriedkavé. Lokalita rétu pri Hybiach na Liptove je z tohto hľadiska významná i vo svetovom meradle. Jurské machovky sú bežné len v boreálnej severozápadnej Európe. Veľký rozvoj dosiahol kmeň počas kriedy (vo vrchnokriedových sedimentoch bolo určených okolo sto druhov). Nový rozkvet zažili machovky už v paleogéne (hojné i v centrálnych Karpatoch), v miocéne a najmä v pliocéne (Coralline Crag v Anglicku).

Machovky ako prisadlé aktívne filtrujúce organizmy majú vyhranené nároky na typ se-

dimentu ako substrátu, na režim prúdov a na životné prostredie vôbec. Podľa tvaru ich kolónií možno usudzovať, čo bol ich pôvodný biotop (jaskyňa, štrbina, otvorené dno, príbojová zóna, dosah vlnenia atď.). Na druhej strane súvislé porasty filtrátorov dokážu efektívne meniť režim prúdenia i sedimentácie. Pri tom machovky neustále zápasia o potravu i životný priestor. Výsledok tohto zápasu závisí od drobných zmien prostredia (teplota a čistota vody, prínos a typ potravy ap.), ktoré možno vyčítať z fosilného záznamu. Zaujímavé sú niektoré vágne druhy machoviek (známe od oligocénu po recent) schopné aktívne sa pohybovať po jemnodetritických mobilných substrátoch rýchlosťou okolo 0,1 m/hod. Úlomky kolónií machoviek v turbiditických vložkách panvových sedimentov indikujú transport z plytších morských oblastí, čím sa podieľajú na vzniku organodetritickej hmoty karbonátov.

Bryozoá boli i napriek hojnosti ich výskytu po dlhú dobu zanedbávanou skupinou fosílií. V súčasnej dobe stále pribúdajú nové metódy, ktoré podstatne rozširujú možnosti ich štúdií. Veľkým prínosom je napríklad nový analyzačný elektrónový mikroskop (inštalovaný v Britskom múzeu v Londýne), ktorý poskytuje rovnako kvalitné zobrazenie ako tradičný rastrovací elektrónový mikroskop i bez pokovovania pozorovaného objektu. Umožňuje tak lepšie rozlíšenie stavebných prvkov morfológie (s možnosťou okamžitej chemickej analýzy) i bez poškodenia časti vzácneho nálezu. Spresňovanie taxonómie vedie k citlivejšiemu rozlišovaniu stratigraficky významných foriem, rozšírenie spektra vedomostí o ekológii skupiny umožňuje oveľa širšie využitie fosilných machoviek vo výskume paleoprostredia a paleobiogeografie. V budúcnosti preto možno očakávať, že kmeň Bryozoa bude mať v týchto aspektoch geologického výskumu dôležitejšie postavenie, než aké sa mu doteraz prisudzovalo.

Mechanika vzniku planetárních ekvidistančních poruchových systémů

VRATISLAV KAFKA*, RADAN KVĚT**

* Československá akademie věd, Ústav teoretické a aplikované mechaniky, Vyšehradská 49, 128 49 Praha

** Československá akademie věd, Geografický ústav, Mendlovo nám. 1, 662 82 Brno

Doručené 6. 2. 1985

Механика возникновения планетарных равноудалённых разрывных систем

Предложена математическая модель, которая вполне объясняет планетарные равноудалённые разрывные системы с их выразительной симметрией и больше того приносит новые данные для познания механических особенностей земной коры, которая имеет средний угол внутреннего трения 18° .

Mechanics of creation of the planetary equidistant rupture systems

A mathematical model is presented which explains and describes the planetary equidistant rupture systems with their characteristic symmetry, and yields a contribution to the knowledge of the mechanical properties of the Earth's crust — the determination of its average angle of internal friction in the value of 18° .

Planetární ekvidistanční poruchové (PEP) systémy byly postupně odvozeny v posledních dvaceti letech jako rupturní projev v zemské kůře. Již za výchozího poznání prvních tří sítí PEP systémů (alpínské, hercynské a kadomské — původně zvané assyntské) bylo empiricky zjištěno, že jde o geometricky identické sítě nepravidelně pootočené (vůči současné rotační ose) a že základní orientace šesti směrů každé sítě je zrcadlově symetrická vůči příslušnému paleomeridiánu. Empiricky byly odvozeny tři dvojice směrů. Podvojně směry jsou vždy na sebe kolmé.

Základní dvojice má směry 90° — 0° a k ní diagonální jsou podvojně směry 54° — 324° a 306° — 36° .

Vysvětlení vzniku PEP systémů bylo postupně zpřesňováno. Nyní vychází jejich výklad v podstatě ze dvou představ. Jednak, že hlavní příčinou je putování rotační osy (důsledek změn v poloze středu hmotnosti Země během galaktického roku za stálého gravitačního pohybu v hlubinách Země — jádře a spodním pláští), a jednak v přeměně geoidu podle momentálního postavení rotační osy při průchodu Země (a sluneční soustavy jako celku)

rovinou Mléčné dráhy jednou za galaktický rok.

Problematika rupturologie v tomto komplexním pojetí se v dosavadní literatuře neobjevuje. Ale např. výklad o putování rotační osy není původní (např. Illies, 1964). Běžný je výklad o roli změn v rotační rychlosti Země pro vznik a ožívování poruch (u nás např. Šťovíčková, 1973) a o vzniku systémů vzájemně kolmých dvojic směrů poruch na Zemi. Tak se objevuje předpoklad existence jen dvou dvojic směrů (např. Katterfeld — Čarušin, 1975) nebo šesti až sedmi dvojic směrů (Tjapkin, 1977; Pjankov, 1978).

Odvození matematického modelu

V práci Květ (1983a) jsou popsány planetární ekvidistanční poruchové systémy pozorované na Zemi. Podle citované práce jsou směry poruch orientovány tak, jak ukazuje schéma na obr. 1.

Směry I, Ia, Ib jsou označeny jako primární, směry II, IIa, IIb jako sekundární.

Úhel α má v oblasti střední Evropy tyto hodnoty:

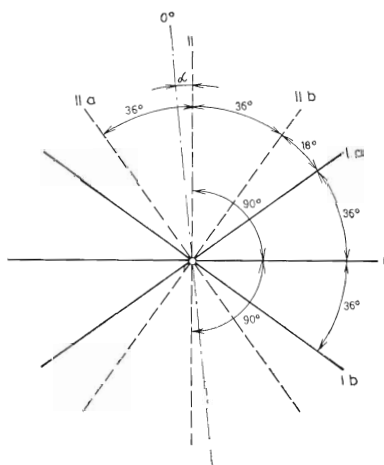
- $\alpha = 0^\circ$ pro systém alpský
- $\alpha = 26^\circ$ pro systém hercynský
- $\alpha = 16^\circ$ pro systém kaledonský
- $\alpha = 47^\circ$ pro systém kadomský
- $\alpha = 5^\circ$ pro systém moldanubický
- $\alpha = 20^\circ$ pro systém příkamský (nově odvozený, viz Květ, 1985).

Úhly 90° mezi směrem I a směrem II a úhly 36° mezi směry I — Ia, I — Ib, II — IIa, II — IIb jsou ve všech systémech stejné. Hypotéza vysvětlující vznik více systémů (alpínského, hercynského atd.) byla publikována jinde (např. Květ, 1983a). Předmětem současné studie je vysvětlení směrů poruch v jednom systému.

Vzhledem k tomu, že úhly mezi směry (90° a 36°) nezávisí na místě na Zemi ani na systému, mohou být způsobeny jen faktory, které se váží k planetě jako cel-

ku a které nezávisí na lokálních podmínkách.

Příčinou poruch jakéhokoliv tělesa jsou síly. Chceme-li popsat pole vnitřních sil uvnitř spojitého tělesa, zavádíme pojem napětí, t. j. sílu působící na jednotkovou plochu. V uvažovaném případě, kdy výsledný stav není závislý na lokální morfologii povrchu Země ani na heterogenitě horninové skladby, musíme brát v úvahu jednotkové plochy řádově větší, než mají jednotlivé geologické regionální celky, resp. geologická patra. Musíme tedy brát v úvahu dimenzionální úroveň zemské kůry, resp. i svrchní části pláště. Jen tak dospějeme k napětím, která nebudou ovlivněna morfologií a heterogenitou. Jednotkové plochy mohou být v tělese různě orientovány a různě mohou být orientovány i síly na ně působící. Celkovou napjatost v bodě tělesa určuje tenzor napětí, který má v klasické analýze šest nezávislých složek. Uvažujeme-li napjatost na nezatiženém po-



Obr. 1. Pozorované poruchové směry svírají stejné úhly ve všech planetárních ekvidistančních poruchových systémech

Fig. 1. Observed rupture directions form equal angles in all planetary equidistant rupture systems

vrchu tělesa, jak je tomu na povrchu Země při zanedbání atmosférického tlaku, pak tři z těchto složek jsou nulové a napjatost vyjadřuje planární tenzor se třemi složkami.

Uvažujeme-li stav napětí v zemské kůře, objevuje se zde — mimo složky planárního tenzoru — složka hydrostatického tlaku, t. j. izotropní část tenzoru napětí. Ta může ovlivnit absolutní hodnoty mezních napětí a úhel vnitřního tření, ale nikoli dva základní poruchové směry, neboť izotropní část je invariantní ke změnám směru souřadnic. Vliv na úhel vnitřního tření může být vysvětlením, proč jeho hodnota vyplývající z dále uvedené analýzy je poměrně nízká.

Velikost složek planárního tenzoru závisí na orientaci souřadnicového systému a v každém místě existují dva k sobě kolmé směry souřadnicových os, pro které je jedna složka nulová (smykové napětí) a druhé dvě složky se nazývají hlavní napětí (normálové napětí a tahové neb tlakové — σ_1 , σ_2 — působící ve dvou k sobě kolmých směrech).

Lze s velkou pravděpodobností, ne-li s jistotou, předpokládat, že základní vzájemně kolmé směry I a II odpovídají směrům hlavních napětí na dimenzionální úrovni zemské kůry. Vzhledem k nezávislosti na lokálních vlivech a systémech patrně nelze najít jiné vysvětlení. Jestliže přijmeme tento závěr, pak vysvětlení dalších šikmých směrů (Ia, Ib, IIa, IIb) je též prakticky jednoznačné.

Poruchy v tělesech mohou být dvojího druhu: vzniknou buď přetržením v plochách kolmých na mezní normálové napětí, nebo usmyknutím v plochách rovnoběžných s mezním smykovým napětím.

Poruchy kolmé na mezní normálové napětí

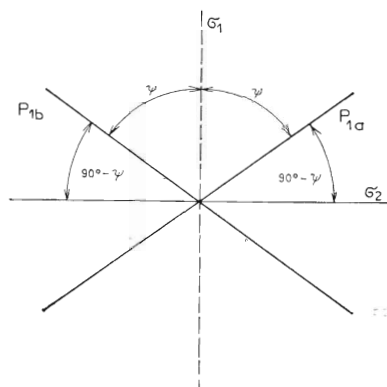
Mezní normálové napětí σ_1 je jedno z hlavních napětí, pro které platí:

$$\sigma_1 > \sigma_2,$$

přičemž kladným znaménkem je označován tah. Vyplývá to z definice σ_1 jako hlavního napětí, podle které je σ_1 největším normálovým napětím v příslušném místě. Tomuto typu porušování odpovídají linie I a II. Budiž při tom poznamenáno, že u hornin byly pozorovány i takové jevy, že k porušení v plochách kolmých na σ_1 došlo i v tom případě, že σ_1 bylo nulové a působilo jen tlakové napětí σ_2 (i zde platí $\sigma_1 > \sigma_2$). Dále je třeba si uvědomit, že ve směru I může působit buď hlavní napětí σ_1 nebo σ_2 podle toho, je-li v příslušné zeměpisné poloze a v příslušném směru zemská kůra tažena, tlačena nebo ohýbána.

Poruchy rovnoběžné s mezním smykovým napětím

Při poruchách smykovým napětím v látkách horninového typu nezávisí mezní stav jen na velikosti smykového napětí, ale též na velikosti normálového napětí působí-



Obr. 2. Teoretické poruchové směry jsou odchýleny od většího hlavního napětí σ_1 o úhly 90° , $+\phi$, $-\phi$, ($\phi > 45^\circ$)

Fig. 2. Theoretical rupture directions are deviated from the bigger main stress σ_1 at angles of 90° , $+\phi$, $-\phi$, ($\phi > 45^\circ$)

ciho na potenciální poruchovou plochu [analogie s třením tělesa na podložce, kde síla nutná k posunu tělesa závisí i na normálové síle přitlačné]. Teorie vztahující se k této problematice je zpracovávána např. v práci autorů Myslivce — Eichlera — Jesenáka [1970]. Zde stručně uvádíme jen některé výsledky: Jestliže v oboru hodnot napětí, při kterých dochází k porušování mezním smykovým napětím, budeme považovat závislost mezi mezním smykovým napětím a normálovým napětím působícím na smykovou plochu za lineární (nejčastěji přijímaná hypotéza), pak budou mít poruchové plochy (p_{1a} , p_{1b}) orientaci podle obr. 2, přičemž mezi tzv. úhlem vnitřního tření φ a úhlem ψ platí vztah:

$$\psi = 45^\circ + \varphi/2. \quad (1)$$

Vzhledem k tomu, že úhel vnitřního tření nemůže být záporný, musí platit:

$$\psi \geq 45^\circ. \quad (2)$$

Srovnáme-li obr. 1 a obr. 2 a uvážíme, že směr σ_1 na obr. 2 se může ztotožnit buď se směrem I, nebo se směrem II na obr. 1, pak je zřejmé, že směry Ia, Ib, Ila, IIb na obr. 1 odpovídají směrům p_{1a} a p_{1b} na obr. 2 a pro úhly φ a ψ platí:

$$\psi = 36^\circ + 18^\circ = 54^\circ$$

a z rovnice (1):

$$\varphi = 18^\circ.$$

Přitom je třeba si znovu uvědomit, že napětí a celá analýza je na dimenzionální úrovni tloušťky zemské kůry, resp. včetně svrchní části pláště, a úhel vnitřního tření 18° tedy odpovídá průměrnému úhlu vnitřního tření zemské kůry.

Při srovnání s úhly vnitřního tření hor-

nin na povrchu Země odpovídá taková hodnota přibližně vlastnostem vlhké jílovité zeminy, tedy látky snadno plastic-ky deformovatelné. Pro průměrné vlastnosti zemské kůry je takové chování pravděpodobné. Poznatky z nejhlubších vrtů mj. ukazují, že s hloubkou rychle přibývá teplota a všesměrný tlak, což obojí jsou faktory vedoucí k plastifikaci. (Všesměrný tlak, který je důsledkem hloubky, je třeba uvažovat jen jako vnitřní činitel měnící materiálové vlastnosti, nikoliv jako napětí, které by porušovalo zemskou kůru.)

Předložená teoretická interpretace souhlasí s pozorovanými poruchovými směry v těchto bodech:

1. Dva základní poruchové směry (I a II) jsou k sobě kolmé (směry hlavních napětí).

2. Roviny kolmé k ideální rovině povrchu a procházející základními směry I a II jsou rovinami symetrie pro další dvě dvojice přiřazených poruchových směrů (Ia — Ib, Ila — IIb) (smykové poruchy), z čehož vyplývá kolmost dvojice Ia — Ila a podobně Ib — IIb.

3. Většímu hlavnímu napětí σ_1 působícímu ve směru II odpovídají primární poruchové směry I, Ia, Ib a napětí σ_2 působícímu ve směru I pak sekundární směry II, Ila, IIb (teoretická i pozorovaná přiřazenost trojic směrů souhlasí; Květ, 1976).

4. Úhly ($90^\circ - \psi$) mezi přiřazenými trojicemi jsou menší než 45° [viz nerovnost (2) a obr. 2].

5. Šestice poruchových směrů takto odvozená se týká predispozic primárních poruch v geologickém smyslu, a jen reálných primárních vertikálních poruch (Květ, 1983b).

Literatura

Květ, R. 1976: Planetary equidistant rupture [PER] systems in Moravia, Czechoslovakia. *Proceed. 1st internat. confer. new basement tectonics, Salt Lake City, Utah geol. Assoc. Publ.*, 5, 290 — 294.

- Květ, R. 1983a: Poruchy zemské kůry a zákonitosti jejich orientace. *Stud. geogr. (Brno)*, 79, 292 s.
- Květ, R. 1983b: Čím se liší geotektonika od strukturální geologie; poruchy primární a sekundární. *Miner. slov.*, 15, 4, 373 — 378.

- Květ, R. 1985: A new concept of the geological time table. *Z. geol. Wiss. (Berlin)*, 13, 2, 149 — 167.
- Myslivec, A. — Eichler, J. — Jeseňák, J. 1970: Mechanika zemín. Praha, SNTL.

Mechanics of creation of the planetary equidistant rupture systems

In preceding paper (Květ 1983a) the planetary equidistant rupture systems were described, as they are observed on the Earth. According to the quoted paper the directions of the ruptures have a systematic orientation depicted in Fig. 1. The angle of 90° between the directions I and II and the angle of 36° between the directions I and Ia, I and Ib, II and IIa, II and IIb are the same in all systems. The hypothesis explaining the creation of more systems (Alpine, Hercynian etc.) was published elsewhere (Květ 1983a). The subject of this paper is to explain the directions of the ruptures in one system. With regard to the fact that the angles between the rupture directions [90° and 36°] do not depend on the locality on the Earth and on the system, they can be caused only by such factors, which are related to the planet as a whole, not the local conditions. We must take into account the scale of the Earth crust or even of the upper part of mantle. Only in such a way we will arrive at stresses that will not be dependent on the morphology and heterogeneity. The stress state in a point is described by a stress tensor that has six independent constituents. If we take into account the stress state on an unloaded surface of the body, which is the case on the Earth surface (neglecting atmospheric pressure), then three of the stress tensor constituents are zero and the stress state can be described by a planar tensor with three independent constituents. The constituents of a planar tensor depend on the orientation of the coordinate system and in any point there exist two perpendicular principal coordinate

axes, for which one of the constituents (shear stress) is zero and the other two constituents are called principal stresses (normal tensile or compressive stresses — σ_1 , σ_2 — active in two perpendicular directions). It can be assumed with a high probability — if not with certainty — that the two basic perpendicular directions of rupture I and II correspond to the directions of the two principal stresses on the scale of the Earth crust. With regard to the independence of their normality on the local factors it is probably impossible to find another explanation. If we accept this conclusion, then the explanation of the remaining directions of rupture (Ia, Ib, IIa, IIb) seems to be also quite clear: There are two kinds of failures in a body; they arise either by break in a plane that is perpendicular to the ultimate normal stress (usually tensile stress), or by shear in a plane that is parallel with the ultimate shear stress.

It is necessary to emphasize once more that the stresses and all the analysis is on the scale of the thickness of the Earth crust including the upper part of mantle and the angle of internal friction 18° has the meaning of an average values in this region. If it is compared with the angles of internal friction of rocks on the Earth surface, it corresponds approximately to the properties of plastic clay, i. e. to an easily plastically deformable material. For the average properties of the region in question such behaviour is probable. The findings from very deep boreholes show a rapid rise of temperature, which — with the hydrostatic pressure due to the weight of the upper layers — are causes for plastification.

RECENZIA

Z. K u k a l: **Vývoj sedimentů Českého masívu**. Praha, Ústřed. ústav geologický, nakl. Čs. akad. věd. 220 s., 49 fotogr., 38 obr., 39 tab.

Z. Kukul, renomovaný autor početných vedeckých publikácií zaoberajúcich sa predovšetkým sedimentmi, predložil našej geologickej verejnosti súhrn poznatkov o sedimentoch Českého masívu. Kniha podáva výsledky autorových výskumov, ale v jednotnej koncepcii aj závery iných vedcov, ktorí v posledných desaťročiach študovali sedimenty Českého masívu na území Čiech a Moravy.

V prvej časti je stručný opis sedimentov všetkých útvarov vyvinutých v Českom masíve od paleozoika po kvartér (s výnimkou čelnej priehlbiny Karpát na Morave, ktorú treba počítať ku karpatskej horskej sústave). Sú tu podstatné údaje o zložení sedimentov včítane ich makrochemizmu, údaje o štruktúre a o textúrach sedimentov, genetické závery a interpretácia sedimentačného prostredia.

Druhá časť zhrňa všeobecné zákonitosti zistené na sedimentoch Českého masívu. Je tu analýza objemového zastúpenia sedimentov, analýza zdanlivej rýchlosti sedimentácie (škoda, že autor nepoužil pri výpočte rýchlosti najnovšiu verziu rádiometrickej časovej škály zostavenej v rámci IGCP projekt 133; je zaujímavé, že alpínske molasy Západných Karpát majú mnohonásobne vyššie rýchlosti sedimentácie než variské molasy Českého masívu, čo je aspoň sčasti následok rôzneho stupňa litiifikácie), analýza zretlosti sedimentov a in-

terpretácia sedimentačných prostredí. Ďalej autor uvádza sumarizované a zovšeobecnené poznatky o hlavných typoch sedimentov: zlepencoch, pieskovcoch, prachovcoch, ílovitých sedimentoch, karbonátoch, čiernych a pestrých íloch. Sedimenty sa hodnotia ako indikátory paleoklímy a ich súbory sú zaradené k základným klasickým tektofáciám. Autor nepoužíva kritérium tektofácie definovanej na základe tektoniky litosferických dosiek, lebo sa domnieva, že ich na Český masív nemožno aplikovať. Chýba však zhodnotenie mikrochemizmu sedimentov.

Vývoj sedimentů Českého masívu dáva dobrý prehľad o stave poznatkov o sedimentoch i o súčasnom stave sedimentologických výskumov v Českom masíve. Neprináša prevratné nové poznatky, ale predstavuje solídnu syntézu a poskytuje dobrý prehľad o sedimentoch. Kapitoly všeobecnej časti knihy sú tiež dobrým metodickým návodom na súborné štúdium sedimentov menších regiónov či kratších časových období, takže kniha aspoň sčasti supluje modernú príručku sedimentológie, ktorá, žiaľ, ani v českom, ani v slovenskom jazyku v posledných 20 rokoch nevyšla, a to je v rýchle sa rozvíjajúcej sedimentológii dlhý čas.

Kniha je doplnená vecným registrom a zoznamom citovanej literatúry, ale nemá resumé. Odporúčame ju nielen sedimentológom, ale aj všetkým geológom i študentom geológie. Istotne v nej nájdú hodne podnetov pre svoju vlastnú odbornú a vedeckú prácu.

Dionýz Vass

Au a Au-Sb zrudnenie v oblasti Pezinka

STANISLAV POLÁK

Mýtna 39, 811 05 Bratislava

Doručené 13. 2. 1986

Золото и золото-сурьмяное оруденение в районе Пезинка, Малые Карпаты, Западная Словакия

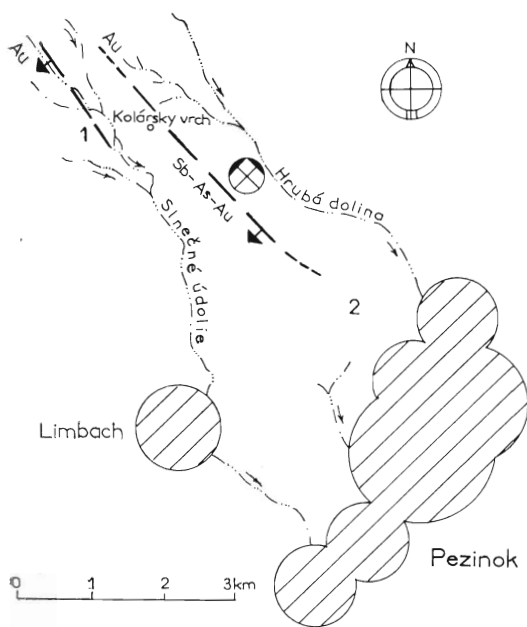
Новое сопоставление двух приблизительно одинаковых типов оруденения золота в районе города Пезинок а именно кварцево-золотоносных жил с макроскопическим видимым самородным золотом (тип СМ) и рудных структур березитовой формации с минерализацией сурьмяно-золотомышьяковой со субмикроскопическими зёрнами самородного золота связанными в основном с арзенопиритом (тип КВ), показало много общих элементов месторождения. Предполагаемая парагенетическая разновидность может быть способствованная иной литографической средой и с ней связанным гипергенным режимом. Предполагается поэтому и аналогия между сурьмяной минерализацией в жилах с визуальным золотом. Эти сведения известны уже с предыдущей добычи этих жил.

Gold and gold-antimonite ores in Pezinok area, the Little Carpathians, Western Slovakia

New comparison of two areally close gold ore occurrences near Pezinok town in the Little Carpathians, i. e. gold-bearing quartz veins containing visible gold (SM-type) and that of ore structures carrying a berezite formation with antimony-gold-arsenic ore containing submicroscopic gold mainly confined to arsenopyrite (KV-type) led to the discovery of their several common features. Apparent differences in parageneses namely may be caused by their different lithological environments or, due to that, by different hypergenous regimes. Hence also analogy may be expected in the mode of occurrence of vein-type antimony ores with visible gold content. Such indices are known from historical exploitation along these veins.

Na juhovýchodných svahoch pohoria Malé Karpaty neďaleko Pezinka poznáme dnes dve hlavné zlaté zrudnenia: vyše 100 rokov opustené kremeňovo-zlatonosné žily v Slnečnom údolí, v historických prameňoch označované ako Staré mesto, s viditeľným zlatom (ďalej iba typ SM) a neďalekú ťaženú a skúmanú zlato-antimo-

nitovo-berezitovú radnú formáciu so submikroskopickým zlatom viazaným prevažne na najstaršiu arzenopyritovo-pyritovú generáciu, označovanú obyčajne ako Pezinok—Kolársky vrch (ďalej iba typ KV). Nápadná blízkosť obidvoch typov (obr. 1), smerová i sklonová paralelnosť hlavných rúdnych štruktúr, ako aj niekoľko ďal-



Obr. 1. Zlaté zrudnenia severozápadne od Pezinka. 1 — typ SM [Staré mesto = kremeňovo-zlatonosné zrudnenie], 2 — typ KV [Kolársky vrch = Sb—Au—As zrudnenie]

Fig. 1. Gold ore occurrences northwesternly from Pezinok town. 1 — SM type (Staré mesto = gold-bearing quartz vein), 2 — KV type [Kolársky vrch = antimony-gold-arsenic ore]

ších ložiskových prvkov samozrejme nábada porovnať obidva typy a hľadať ich prípadnú súvislosť. Prekážkou je to, že o type SM nemáme dosť spoľahlivých detailných ložiskových, paragenetických a mineralogických informácií. Preto sme sa snažili získať maximum poznatkov práve pre tento typ.

Podľa starších predstáv charakterizujú zlaté zrudnenie Pezinok—Slnečné údolie tenké kremenné žily s viditeľným voľným zlatom, pozíčne viazané na izolovaný útvar dvojsludného granitu s častými pegmatitovými žilami, veľmi pripomínajúci bratislavský typ. Kovnatosť v minulosti ťažených, ručne vybraných a triedených rúd sa udáva v rozmedzí 3 až 70 ppm. Naj-

väčším problémom je nedostatok žilných úlomkov na haldách starých štôlní, pretože v záverečnej, úpadkovej etape tunajšieho baníctva (začiatkom 19. st.) sa tie haldy ručne preberali a vybrané rudné úlomky sa spracovávali v neďalekej stupovej úpravni. Preto sme pri štúdiu prevažne odkázali iba na archívne dokumenty či sporadické dobové literatúrne údaje, ktoré však pri hlbšej analýze komplikujú tradovanú jednoduchú predstavu o monominerálnosti rudného obsahu ťažených žíl.

Dôkazom, že sa tu vyskytovalo voľné zlato, je rozsiahla zlatinková aureola v priľahlých elúviách, delúviách a alúviách, ale aj jasná technologická orientácia celej inovácie baníctva v r. 1773 až 1862. Zachovalo sa aj 6 vzoriek hrubšieho zlata, pripojených k dobovému archivovanému spisu z r. 1775 [ŠSÚA, fond HKg]. Cambel [1960] zistil na haldách iba drobné úlomky kremenných žiliek bez zlata, granitoidné horniny a ako jediný sulfid sporadický pyrit.

Pošepný [1895] uvádza rýdzosť tunajšieho zlata 835/000, čo zhruba súhlasí s našimi prepočtami o vtedajšej výrobe (rok 1829 = 810/000, rok 1850 = 860/000, rok 1851 = 840/000, rok 1856 = 900/000, rok 1857 = 870/000, priemer 858/000). V surovom zlatom amalgáme bolo 10 až 16 % striebra.

V archívoch z 18. a 19. storočia [ŠSÚA, fond SSPe] sú záznamy, že v žilovine sa okrem zlata našli aj akési bližšie nešpecifikované kýzy. Vtedajšie banské ťažiarstvo v niektorých rokoch dokonca vyrábalo „kýzové“ koncentráty (v roku 1781 napr. 6608 kg), ako aj strieborné rudy, ktoré zamieňali ako zlatonosné v žarnovickej huti. Vo viacerých správach o jednotlivých štôľňach sa zdôrazňuje neprítomnosť „kýzov“ v žilách, ako keby išlo o rozhodujúci (pravdepodobne negatívny) faktor. Len raz sa vystupujúci „kýz“ špe-

cifikuje ako markazit. V type KV je markazit temer neznámy, len zriedkavo vystupuje pri bezvýznamnom galenitovo-sferulitovom zrudnení.

Zaujímavá a iste veľmi dôležitá je listina zo zastavenia dobývania žily Terézia na dedičnej štolni Terézia z 1. 5. 1854. Uvádza, že v najseverozápadnejšej časti banského poľa Marianna sa ďalšie práce zastavili, „lebo sa ťažba žily v dôsledku sírneho zlata nerentovala“. Toto miesto je jedno z najhlbších na celom žilnom ťahu a leží už asi 80 m pod povrchom.

Všetky tieto sporadické správy jasne poukazujú, že v žilách typu SM nejde iba o jednoduchú asociáciu kremeň — zlato. Z celkovej analýzy dobových archívnych záznamov a vývoja baníctva možno usudzovať, že takáto jednoduchá žilná výplň bola typická iba pre akúsi podpovrchovú zónu a zrejme plne nereprezentovala primárny typ paragenézy. Dnes nemožno jednoznačne určiť, či aj tu išlo o voľné zlato v spojení s inými sulfidickými minerálmi, ktoré aplikovanou technológiou výroby nebolo možné bežne oddeľovať (preto sa možno vyrábali spomínané drahokovové kýzové koncentráty), alebo o akési „zrudnené“ zlato (vtedy nazývané ako sírne zlato alebo po nemecky Schwefelgold), prípadne o kombináciu oboidvoch foriem.

Predpoklad, že ide o kombináciu voľného zlata s inými sulfidmi podporuje aj Döllov opis jednej tunajšej vzorky (1899), ktorý tvrdí, že zlato tu nevzniklo súčasne s kremeňom, „ako je to často v uhorských ložiskách“, ale „in situ z pyritu“ (sic!). V kremeňi sú vraj početné dutinky po neznámych vyvetralých sulfidoch. Podľa tohto opisu to bola vzorka z hypergénnej alebo možno i akejsi cementačnej (?) zóny zrudnenia. Nie sú však žiadne pochybnosti, že vzorka je z tejto lokality.

Pri analýze starých banských máp zaráža malý záujem o ďalší hĺbkový prieskum aj tých najproduktívnejších úsekov

žil, ako keby tam bolo „vyhluchlo“ zrudnenie, alebo nastala neznáma prudká zmena minerálnej asociácie, nevhodná pre používanú amalgamačnú technológiu výroby (napr. sírne zlato). Dva povrchové vrty realizované nedávno na severozápadnom pokračovaní typu KV, ale v rovnakom litologickom prostredí ako neďaleké kremeňovo-zlatonosné žily ukázali dosah hypergénnych Fe-oxidických zátekov až do hĺbky temer 80 m pod povrch (!). Nie je teda vylúčené, že zariadenia zlatých baní v type SM sa inovovali do uvedenej hĺbky, teda prevažne v hypergénne modifikovanej výplni žíl, a len ojedinele sa preniklo do primárnych zrudnení s výskytom nežiadúcich sprievodných kýzov. Mnohé dobové správy potvrdzujú, že po žilách descendentne prenikalo do banských diel veľké množstvo vody, ktoré komplikovalo sledovanie žíl. Preto v roku 1775 bolo pri jedinom hĺbení pod štôľňovou úrovňou z celkového počtu 53 pracovníkov 17 pumpárov. Podobné prípady sú bežné v banských dielach v úrovni hypergénnej zóny.

Ďalšiu komplikáciu pri analýze pomerov na type SM vyvolávajú aj indicie antimónového zrudnenia. Dokonca archívne je tu doložená aj priama ťažba Sb rúd, aj keď nevieme, či to nebola ťažba z neďalekých štôľní na zlato-antimonitovo-bezitovej rudnej formácii typu KV. V hrubozrnnom granite (biely kremeň, živec a zelenkastá slúda) z bližšie neurčenej lokality v Pezinku, typ SM, vystupujú pásiky a tenké žilky vylúčeného kremeňa s drobnozrnným a lúčovitým antimonitom a veľmi zriedkavými povlakmi, ako aj jemne dispergovaným zlatom (Cotta — Fellenberg, 1862). Z toho veľmi všeobecného opisu možno usudzovať, že antimonit bol aj tu (podobne ako v type KV) spolu so zlatom azda najmladším rudným minerálom.

V priamom severozápadnom smernom

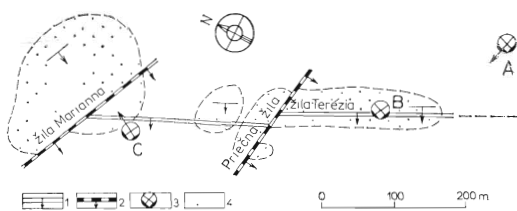
pokračovaní rudnej zóny KV už v prostredí dvojsľudných žúl s pegmatitmi a aplitmi, v ktorom neďaleko vystupuje typ zrudnenia SM, sú na chrbte Hrebeňa známe drobnejšie nepravidelné žilky kremeňa (obr. 4). V jednom prípade sme tu náhodou zistili aj viacgeneračnú kremennú žilovinu s antimonitovým zrudnením čiastočne vláknitého charakteru, ktorá sa líši od antimonitového zrudnenia typu KV. Obsah zlata tu takisto koreluje s obsahom As (1 : 5000, ako na type KV), ale pri pôdnogeochemickom preverovaní toho terénu možno pozorovať skôr zvýšený obsah Sb (ako nepriamy indikačný prvok žíl) ako zvýšený obsah As. Ak je tento typ žiloviny ekvivalentný alebo totožný s typom SM, ide tu o akýsi priamy smerný prechod zo zrudnenia typu KV do typu SM. Okrem toho rozpadnutý piesčito-hlinitý materiál zo starej haldy štôlne Marianna na type SM vykázal obsah zlata až 4 ppm pri nepomerne nízkom obsahu As. Hlavná časť tunajšieho zlata sa teda s výskytom As nespája či už primárne alebo v dôsledku hypergénnej selekcie.

Podľa starých dokumentov o banskom podnikaní na type SM sa kvalita dobývanej rudy posudzovala len vizuálne, hlavne podľa množstva viditeľného zlata. Ale bližšie údaje o charaktere a zrnitosti toho zlata chýbajú. Zachované hrubé zlatinky boli možno iba ukázkovými anomáliami, lebo pri ryžovaní sa nikde nezistili zlatinky nad priemer 0,5 mm.

Zaujímavá je aj archívna zmienka o dobývaní a zámene vyberaných strieborných rúd v type SM. Keďže ani v širšom okolí nepoznáme možný zdroj takýchto rúd (najbližšie Ag zrudnenie bolo až v Perneku, odkiaľ nemáme žiadne historické doklady), musíme nutne predpokladať, že na kremeňovo-zlatonosných žilách typu SM sa mohli hniezdovite objavovať aj iné typy rúd. Pritom mohlo ísť o striebornosé sulfosoli Pb známe aj z iných zrud-

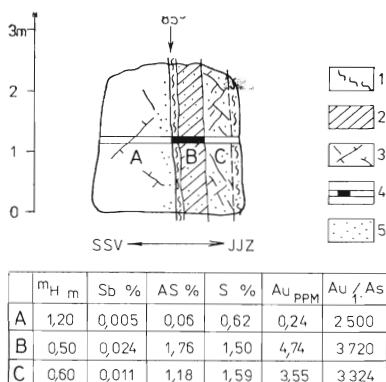
není v Malých Karpatoch (napr. z lokality Kuchyňa) alebo priamo o Ag-Sb sulfosoli známe z Perneku. Nemožno ich však považovať za pravidelnú zložku žiloviny, ale skôr za extrémny typ minerálnej asociácie v spojení s Sb zrudnením.

Oba typy vykazujú pri porovnávaní celkového tektonického štýlu rudných žíl a štruktúr oveľa väčšiu analógiu ako pri minerálnej výplni, a to i napriek tomu, že obidve zrudnenia v diapazóne ich známeho vystupovania sú lokalizované v rozdielnom litologickom prostredí. V type SM (teda v žulách a čiastočne smerom na JV aj v rulách) má hlavná rudná štruktúra (obr. 2) rovnaký smer ako vedúce rudné štruktúry typu KV v litologicky pestrom prostredí kryštalinika s polohami metamorfovaných bazických vulkanitov a ich tufitov. Najbohatšie zrudnenie typu SM sa lokalizovalo na styku žily Terézia a priečnych plochých štruktúr alebo priamo na týchto štruktúrach, napr. na plochej žile dobývanej štôľňou Marianna (obr. 3). Ploché rudné štruktúry rovnakého smeru (Z — V až ZSZ — VJV) s miernym úklo-



Obr. 2. Schéma rudných štruktúr na lokalite Pezinok-Staré mesto. 1 — strmé žilné štruktúry, 2 — priečne ploché štruktúry, 3 — ústia starých banských diel, 4 — hrubý rozsah starých dobývok na zlato, A — štôľňa Terézia, B — stará šachta Jozef, C — štôľňa Marianna

Fig. 2. Scheme of ore structures in Pezinok-Staré mesto area. 1 — high angle vein structure, 2 — transversal low angle structure, 3 — old mining adit, 4 — approximative extent of historical gold-mining workings, A — Terézia adit, B — the old Jozef shaft, C — Marianna adit



Obr. 3. Pezinok-Kolársky vrch, žila Peter na štôlni Budúcnosť, 11,20 m od pb. 67 na JV (čiastočne schematizované). 1 — silne porušené pásma až mylonity v alterovanom granodiorite, 2 — šedočierny kremeň, 3 — drobnejšie kremenné žilky, 4 — vzorkovacie záseky, 5 — vtrúseniny a impregnácie arzenopyritu

Fig. 3. Structures in the Pezinok-Kolársky vrch area, the Peter vein in Budúcnosť adit, 11.2 m from measuring point 67 to SE (partly schematized). 1 — strongly tectonized zone to mylonite belt in altered granodiorite, 2 — blackish-grey quartz, 3 — subordinated quartz veins, 4 — sample cutting, 5 — arsenopyrite disseminations and impregnations. Analytical data are in the lower part

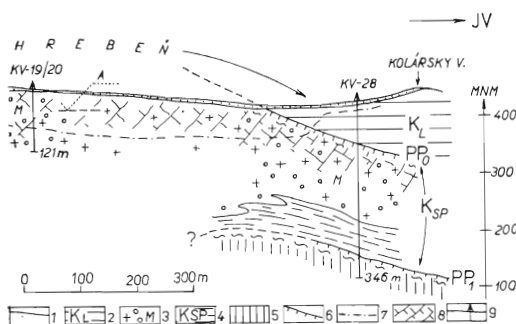
nom na juh sú známe i v type KV (napr. Plochá žila) a aj tu ich v nadloží vždy sprevádza zvýšená rudonosnosť. Teda oba žilné systémy sú celkom paralelné, aj keď systém typu SM leží takmer 500 m na JZ od systému typu KV v kulisovitom postavení na jeho severozápadnom krídle.

Mnohé vodiace rudné štruktúry oboch typov sprevádza séria menej výrazných paralelných, ale i konvergentných vedľajších rudných štruktúr. Pri detailnom pozorovaní je vzájomný vzťah plochých a strmých rudných štruktúr komplikovanejší a často ešte neprebádaný. Podobný tektonický štýl majú aj ostatné malokarpatské antimónové zrudnenia (najmä na lokalite Pernek), čo poukazuje na určitú jednotnosť tektonických pochodov, ktoré

predchádzali epigenetickému prínosu rudných komponentov.

V obidvoch typoch sa veľká pozornosť venovala zlatonosnosti kremennej žiloviny. Dnes vieme, že kremeň v type KV nie je zlatonosný. Ojedinele sa zistí zlato súčasne s As a S (teda jeho nositeľmi sú arzenopyrit a pyrit). V type SM sa analyzoval celý rad vizuálne bezrudných kremeňov (považovaných čiastočne za pegmatitové kremene), z ktorých bola väčšina slabo zlatonosná (do 0,25 ppm). Obsah zlata však nekoreloval s obsahom As. Je zjavné, že sa jedná o dva typy kremennej žiloviny. Podľa dobových správ z exploatacie zlata z typu SM úseky masívnych, nerozpukaných kremenných žíl boli pre ťažbu nezaujímavé. Na druhej strane sa tu však nikde nespomína zlatonosnosť laterálnych hornín žilného pásma.

Zisťovali sme, či v oblasti typu KV existujú rudné žily pripomínajúce typ SM. Vzhľadom na odchylné litologické prostredie majú zrudnenia na type KV odlišný najmä detailný vývoj. Napriek tomu napr. žila Peter, sledovaná na štôlni Budúcnosť v rokoch 1984 — 1985, najmä po svojom vstupe do menšieho granodioritového telesa v juhovýchodnej časti v mnohom pripomína staré opisy žíl z typu SM. Ide o tenkú poruchovú líniu (obr. 3) s mylonitizovaným vedením, sprevádzanú obyčajne v nadloží žilou šedočierneho kremeňa menlivej mocnosti (obyčajne hlboko pod 1 m) v silne hydrotermálne alterovaných (berezitizovaných), nepravidelne rozpukaných horninách. Hojné sú krátke drobné odžilky s premenlivým sklonom a smerom. Konformné opakovanie tektonických pohybov umožnilo prínos zlatonosnej arzenopyritovo-pyritovej generácie s malým množstvom karbonátov. Pri styku žily Peter s plochými rudnými štruktúrami sa vytvorili krátke zhľuky mladšieho antimónitu, v tejto žilovine temer neznámeho. Viditeľné voľné zlato sa tu nezistilo a temer



Obr. 4. Pezinok, pozdĺžny geologický rez chrbtom Hrebeňa na SZ od Kolárskeho vrchu. 1 — delúvium — elúvium, 2 — biotitické ruly ložiskového kryštalinika K_L , 3 — dvojsľudné žuly s pegmatitovými žilami spodného kryštalinika K_{SP} , 4 — ruly spodného kryštalinika K_{SP} , 5 — horniny harmónskej skupiny, 6 — hlavné presunové línie PP_0 a PP_1 , 7 — hĺbkový dosah hypergenných pochodov, 8 — horniny silne tlakovo porušené, 9 — prieskumné vrty premietnuté do roviny geologického rezu a ich hĺbka, A — úroveň starej štôlne Pri potôľníckej búde

Fig. 4. Longitudinal geological profile along the ridge NW from Pezinok-Kolársky vrch area. 1 — deluvial to elluvial deposit, — 2 biotite gneiss of the ore-bearing crystalline (K_L), 3 — two-mica granite with pegmatite veins of the lower crystalline unit (K_{SP}), 4 — gneiss of the lower crystalline unit (K_{SP}), 5 — rocks of the Harmónia Group, 6 — main thrust surface PP_0 and PP_1 , 7 — vertical extent of hypergenous alteration, 8 — shear stress alteration of rocks, 9 — prospection drilling projected into the profile and depth, A — level of the old adit near the Hunter's cottage

konštantná korelácia medzi As a Au jeho výskyt aj viac-menej vylučuje. Pri prechode žily Peter do iného horninového prostredia sa tento charakter rýchlo mení na foliované pásma a obyčajne sa stráca aj vedúca funkcia mylonitového žilného vedenia. Kremenné žily bývajú skôr šošovkovité alebo budinované.

Možno namietat, že pri korelácii žily Peter so zlatonosnými žilami z typu SM ide o najrozšírenejší charakter žíl, aký sa vyskytuje a môže vyskytovať vo všetkých druhoch epigenetických zrudnení.

Zlaté zrudnenie zasahuje však aj do laterálnych hornín a niekedy svojou kvalitou prevyšuje vlastnú žilnú výplň. Analogické „mimožilné“ zlaté zrudnenie, hoci nie je písomne doložené, predpokladáme aj v type SM, pretože ináč si nemožno vysvetliť už spomínanú zlatonosnosť materiálu z haldy štôlne Marianna.

Pre nedostatok vhodného dokumentačného materiálu z typu SM sa doteraz len ojedinele konfrontovali hydrotermálne alterácie hornín v obidvoch typoch. Konečné produkty pri rovnakom východiskovom litologickom zložení sú však úplne zhodné (berezitizácia).

Rozdiel vo forme vystupovania a odchylné litologické prostredie žíl sme doteraz považovali za dostatočné kritérium na genetické a vekové odlíšenie obidvoch typov pezinského zlatého zrudnenia. Uvážme však, do akej miery sa tu mohol prejaviť aj vplyv rozdielnych hypergenných pochodov. Historická ťažba v SM type sa z technologických dôvodov obmedzovala iba na hypergennú zónu žíl, ktorá tu dosahovala niekoľkonásobne väčšiu hĺbku ako v type KV. Je to iste výsledok mimoriadne priaznivých infiltračných možností povrchovej vody v zóne silného tektonického porušenia v podloží presunovej plochy ložiskového kryštalinika na dvojsľudné granitoidy. Nemalú úlohu tu iste zohrali aj priečne rudné štruktúry najviac koncentrujúce descendentné hypergénne roztoky.

Chemizmus hypergenných vôd neovplyvňovali produkty zvetrávania litologicky pestrého prostredia s vysokým obsahom sulfidov tak ako v kryštaliniku typu KV, závisel len od obsahu vlastnej sulfidickej výplne žíl a impregnácie v najbližších laterálnych horninách. Zlato z rozložených sulfidov mohlo postupne descendentne migrovať po puklinách žilnej výplne či už v koloidálnej alebo suspenznej forme a v príhodných podmienkach vytvárať sekundárne povlaky, dendrity až malé zrnité

ka. Takto mohlo migrovať len jemne dispergované submikroskopické zlato zo sulfidov. Konečný produkt takých pochodov sa pre nedostatok iných informácií môže chápať ako prejav zlato-kremennej rudnej formácie.

Celý rad dobových správ o type SM hovorí o akomsi prechode do žíl so zlatonosnými sulfidmi (spomínané „sírne zlato“), ktoré tu zrejme môžu reprezentovať hypogénnu formu. Analogóny takýchto žíl sú nám už známe z typu KV, kde je hypergénny rozpad zlatonosných sulfidov azda úplne rovnaký. Vplyv okolitého prostredia, ďaleko silnejšia mineralizácia vody, malá výška hypergéennej zóny a rýchla drenáž terénu nepodporujú pomalý vznik viditeľných zlatiniek a zlato zostáva aj v hypergénnych produktoch silne dispergované, bez selekcie od As. Určitú hypergénnu migráciu zlata na type KV dokazujú aj analýzy recentných okrovitých sedimentov z banskej vody štôlne Budúcnosť s obsahom zlata temer 1 ppm. Predpokladá sa prenos zlata v koloidálnej forme pod ochranou koloidov Fe.

Naznačenú rozdielnosť hypergénnych pochodov a ich produktov dobre dokumentuje aj rozloženie zlatinkovej aureoly v elúviách, delúviách a recentných náplavoch okolo rudnej zóny typu KV. V prostredí granitoidov sa na pokračovaní tej istej zóny objavujú zlatinky v každom z uvedených prostredí. Prechodom do ložiskového kryštalinika sa tento proces končí, aj keď obsah zlata je zhruba rovnaký. Nachádzame tu skôr malé limoni-

tické zhluky s výrazným obsahom silne dispergovaného zlata.

Záver

Podľa poznatkov z porovnávania dvoch pezinských typov zlatého zrudnenia sú oba typy produktmi analogickej tektonickej predprípravy a pravdepodobne i rovnakého zrudňovacieho procesu. Pripúšťame, že v type SM vystupuje zlato v trochu inej forme, čo mohol spôsobiť rozdielny hypergénny režim a jeho intenzita.

Kremeňovo-zlatonosné žily (typ SM) môžu byť potenciálnym nositeľom Sb zrudnenia podobne ako žila Peter v type KV, čo by bolo pre malokarpatskú oblasť vítaným „technologických osviežením“.

Určitá analógia s typom SM nabáda skúmať možný výskyt striebra v zrudnení typu KV, a to i napriek doteraz temer konštantnému zanedbateľnému obsahu.

Literatúra

- Cambel, B. 1960: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. *Acta geol. et geogr. Univ. Com.*, 338.
- Cotta, B. — Fellenberg, E. 1862: Die Erzlagertstätten Ungarns und Siebenbürgens. *Gangstudien (Freiberg)*, 4. Bd., 236.
- Döll, E. 1899: Das Gold von Bösing. *Verh. des Vereins f. Natur- u. Heilkunde zu Presburg, Jhr. 1897 — 1898 (Bratislava)*, 43.
- Pošepný, F. 1895: Die Goldvorkommen Böhmens und der Nachbarländer. *Archiv f. prakt. Geol. (Freiberg)*, 2. Bd.
- ŠSÚA = *Štátny slovenský ústredný archív, ban. odd. v Banskej Štiavnici* (označenie archívnych fondov).

Gold and gold-antimonite ores in Pezinok area, the Little Carpathians, Western Slovakia

Interpretation of comprehensive knowledge gained from the comparison of two gold ore types in the area of Pezinok town points to the possibility to assume both types to represent products of the same tectonic preparation

and probably also of the same ore-producing process. This conclusion appears despite of their apparently different mode of gold occurrence in both ore structures. Such differences however may be explained by different hyper-

genous regime or by various intensity of hypergenous processes.

From a practical point of view, the type of gold-bearing quartz veins (SM-type) appears as a possible potential carrier of antimony ore similarly to the case of gold-bearing ore structures exemplified by the antimony-gold-arsenic ores of the berezite formation on Kolársky vrch hill (KV-type). Such kinds of hitherto unknown antimonite ore occurrences

would represent a very attractive target for prospection in the area of the Little Carpathians mainly for the possibility of profiteous beneficiation.

On the other hand, it appears from analogy that some segments of the Kolársky vrch ore structure may carry also silver ore lodes in spite of hitherto analysed contents of silver which seem not to substantiate such deduction.

Distribúcia Au a Ag v stredoslovenských dinasových kremencoch

VILIAM ORUŽINSKÝ*, LADISLAV SOMBATHY**

* Katedra ložiskovej geológie PF UK, Žižkova 2, 811 00 Bratislava

** Rudné bane, n. p., závod Banská Štiavnica, 974 00 Banská Štiavnica

Doručené 2. 12. 1985

Распределение Au и Ag в среднесловацких ганистеровых кварцитах

В течении комплексного исследования ганистеровых кварцитов третичного штиавницкого вулканического строения было изучено и распределение Au и Ag. Эти кварциты можно включить в формацию гидротермально измененных пород характера вторичных кварцитов. Полученные средние содержания докимастически определенного Au (0,14 г/т) и Ag (8,27 г/т) количественным спектральным анализом (9,18 ppm) интересны, но они не имеют значения с экономической точки зрения.

Distribution of Au and Ag in Central-Slovakian ganister quartzites

In the course of complex study of ganister quartzites of Tertiary Štiavnica volcanic structure was studied distribution of Au and Ag. It is possible to ascribe these quartzites to hydrothermally altered rocks of secondary quartzites character. Obtained average contents of dokimastic determinated Au (0.14 g/t) and Ag (8.27 g/t) and Ag by SPA (9.18 ppm) are interesting but not economically significant.

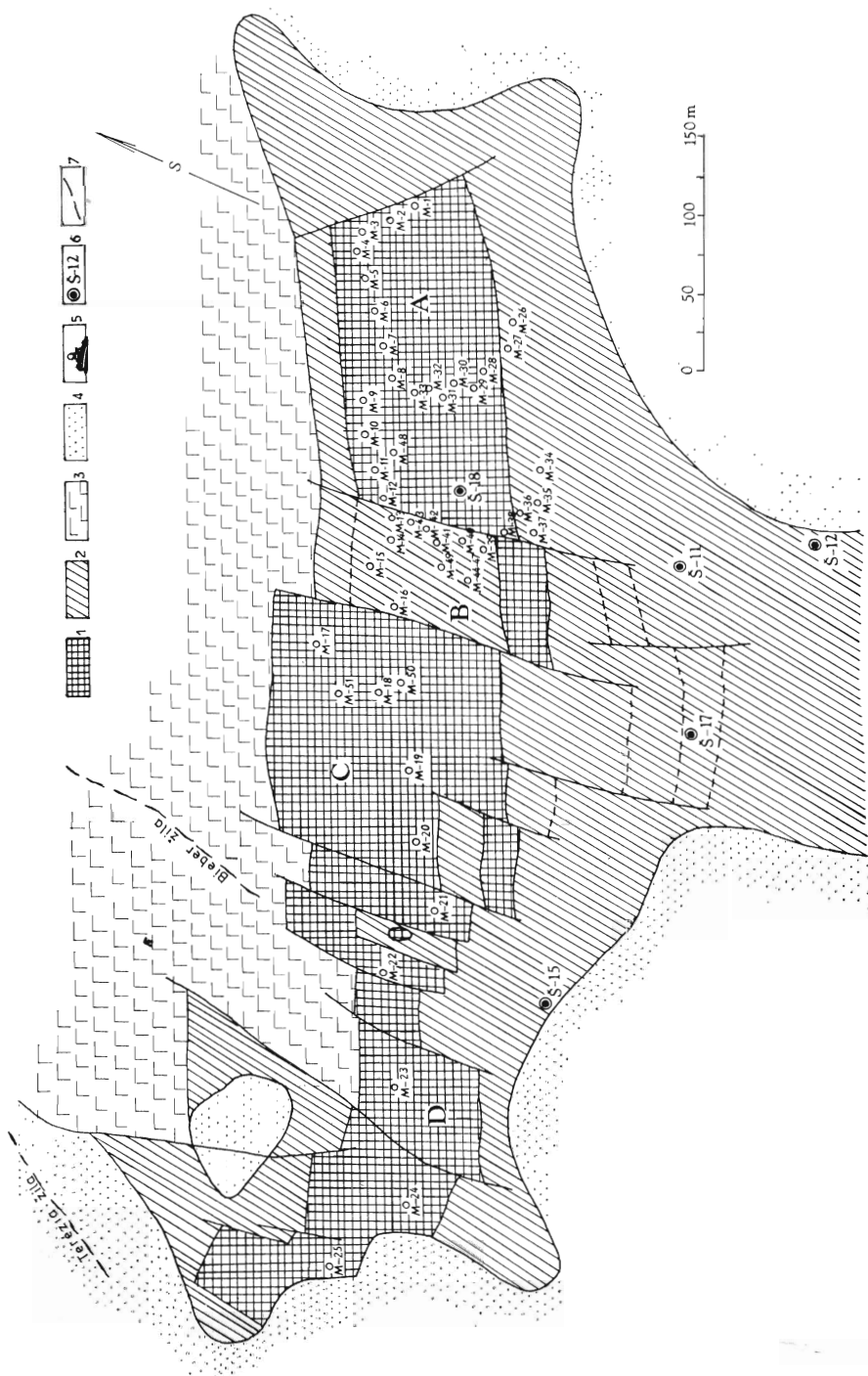
V oblasti stredoslovenských neovulkanitov je najznámejším a v súčasnosti jediným ložiskom, kde sa ťaží kremenec vhodný na výrobu žiaruvzdorného dinasového materiálu, lokalita Na Šobove pri Banskej Štiavnici. Menší výskyt, v minulosti čiastočne exploatovaný, je na Kamennom vrchu pri Banskej Belej.

Šobovský kremenec je odbornej verejnosti známy nielen pre svoju spornú a mnohými autormi rozdielne interpretovanú otázku genézy (Polák, 1960; Koděra — Kováčik, 1968; Štohl, 1969; Oružinský, 1985; Oružinský — Hural, 1985), ale aj

pre vysoký obsah TiO_2 , značné zastúpenie síry vo forme pyritu a celkovú distribúciu stopových prvkov.

Ak vychádzame z doterajších znalostí o geologickej stavbe a o mineralogickom a chemickom zložení kremencov oboch lokalít, potom môžeme tieto horniny zaradiť do formácie hydrotermálne alterovaných hornín charakteru sekundárnych kvarcitov v zmysle Nakovnikovej klasifikácie (1968).

Pri komplexnom štúdiu sekundárnych kvarcitov týchto lokalít sa sledoval aj obsah Au a Ag. Predchádzajúce zistenie Po-



Obr 1. Geologická mapa ložiska na Šobove s lokalizáciou vzoriek a vrtných prác (upravené podľa Poláka, 1960). 1 — kremeň, 2 — šobovská série, 3 — dacit, 4 — svahové hliny, 5 — lokalizácia vzoriek, 6 — vrt, 7 — priebeh rudných žíl
 Fig. 1. Geologic map of the Na Šobove locality with sample and drill hole locations (modified after Polák, 1960). 1 — secondary quartzite, 2 — volcanicogenic Šobov series, 9 — dacite, 4 — dacite, 5 — sample locations, 6 — drill hole, 7 — ore vein

láka (1960, 1963) a Štohl (1969), ako aj závery ďalších autorov študujúcich obsah drahých kovov v hydrotermálne alteračných produktoch charakteru sekundárnych kvarcitov mladých terciérnych rudných regiónov [Lazarenko, 1965; Fischer — Leedy, 1973; Abrachmanov et al., 1975] viedli k predpokladu, že aj šobovský kremenec môže mať zvýšené hodnoty Au a Ag.

Geologická pozícia šobovského ložiska je znázornená na obr. 1. Zo severu lemuje kremenec mohutná žila dacitu, z ostatných strán vulkanogénny pyroklastický materiál tzv. „šobovskej série“, označovanej tiež ako bazálna séria III. andezitovej fázy a najnovšie podľa Konečného — Lexu — Planderovej (1983) ako červenostudnianske súvrstvie.

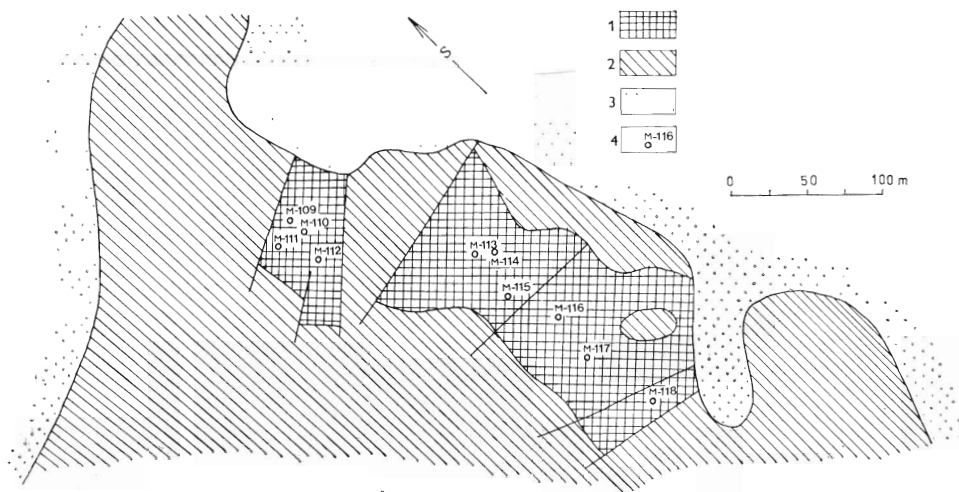
Podľa Poláka (1960) predstavuje šobovský kremenec relikt kremenitého komplexu syngeneticky sedimentovaného s okolitými horninami „šobovskej série“. Koděra — Kováčík (1968) predpokladajú,

že tento kremenec vznikol pôsobením solfatárovej alterácie na pôvodné horniny bazálnej série III. andezitovej fázy.

Výraznú väzbu šobovských kremencov na šobovský intrakalderový zlom, geneticky spätý s 1. vývojovou etapou štiavnického vulkanického aparátu (Konečný, 1969), zdôrazňuje vo svojich prácach Štohl (1969, 1976).

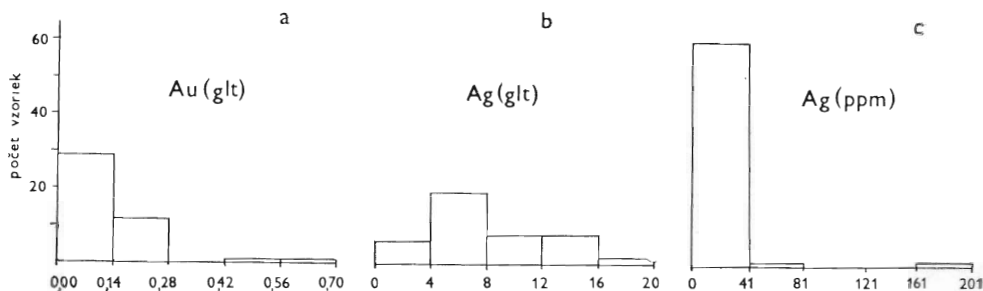
V ostatnom čase sa problematikou sekundárnych kvarcitov v oblasti štiavnickej vulkanickej stavby zaoberá Oružinský (1985 a, b) a Oružinský — Hurai (1985), ktorí naznačujú možnosť, že sekundárne kvarcify vznikli vo vrchných častiach hydrotermálnych systémov premenlivých teplotných a tlakových charakteristík za dostatočnej prítomnosti recirkulujúcej meteorickej vody.

Polák (1962) považuje výskyt kremenca na Kamennom vrchu pri Banskej Belej za východné pokračovanie šobovského ložiska (obr. 2). Osamotená kryha kremencov uprostred biotiticko-amfibolických andezi-



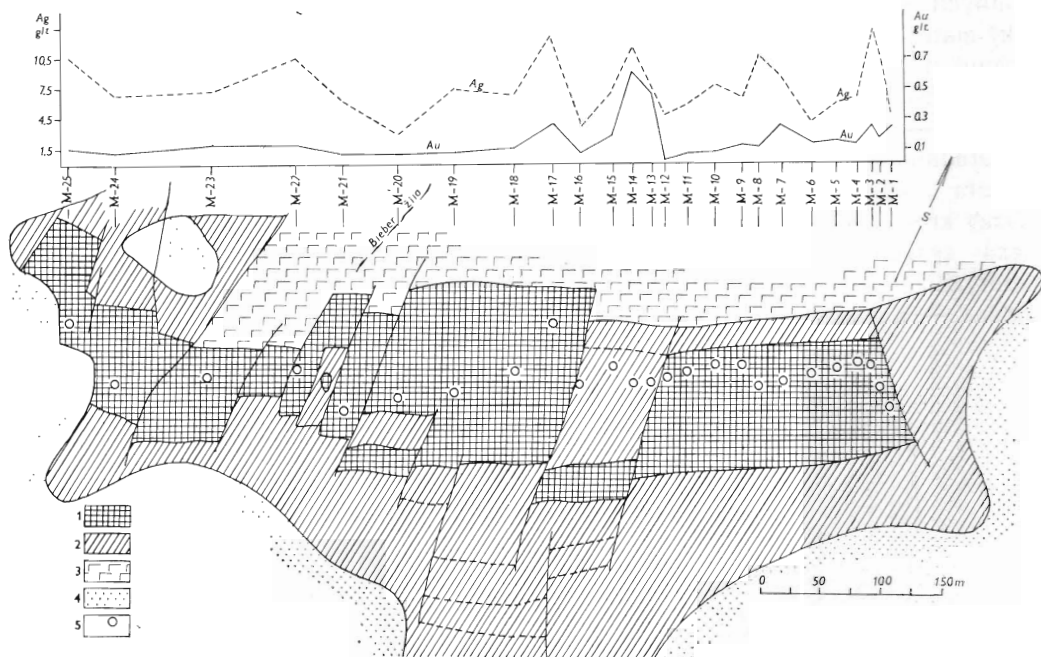
Obr. 2. Geologická mapa ložiska Kamenný kopec s lokalizáciou vzoriek [upravené podľa Poláka, 1962]. 1 — kremence, 2 — andezit, 3 — svahové hliny, 4 — lokalizácia vzoriek

Fig. 2. Geologic map of the Kamenný vrch locality with sample locations [modified after Polák, 1962]. 1 — secondary quartzite, 2 — andesite, 3 — Quaternary, 4 — sample location



Obr. 3. Histogram distribúcie Au a Ag vzoriek M-1 až M-105 z ložiska Na Šobove. 3a, 3b — analyzované metódou dokimastiky, 3c — analyzované metódou SPA

Fig. 3. Histogram of Au and Ag distribution of rock samples from the Na Šobove locality. 3a, 3b — analyzed by dokimastic method, 3c — analyzed by SPA method



Obr. 4. Distribúcia Au a Ag v pozdĺžnom profile cez ložisko Na Šobove (geologická mapa upravená podľa Poláka, 1960). 1 — kremence, 2 — šobovská séria, 3 — dacit, 4 — svahové hliny, 5 — lokalizácia vzoriek

Fig. 4. Distribution of Au and Ag in longitudinal section of the Na Šobove locality (modified after Polák, 1960). 1 — secondary quartzites, 2 — volcanogeneuous Šobov series, 3 — dacite, 4 — Quaternary, 5 — sample location

tov predstavuje podľa neho odtrhnutý a pretransportovaný blok šobovských kremencov. Oružinský — Hurai (1985) predpokladajú samostatný vznik kremenca tejto lokality.

Odber vzoriek

Na obidvoch lokalitách sme dosť detailne študovali distribúciu Au a Ag. Zo 105 vzoriek z ložiska Na Šobove sa Au a Ag dokimasticky analyzovalo v 43 vzorkách (M-1 až M-43) a vo zvyšných vzorkách, odobraných hlavne z

TAB. 1

*Obsah Au a Ag (v g/t) v horninách
ložiska na Šobove*
*Content of Au and Ag (in g/t) in the rocks
of the Na Šobove locality*

Čís. vz.	Au	Ag	Čís. vz.	Au	Ag
M-1	0,25	5,42	M-23	0,14	7,37
M-2	0,19	10,31	M-24	0,08	6,75
M-3	0,26	13,41	M-25	0,10	10,57
M-4	0,14	6,69	M-26	0,12	6,39
M-5	0,15	6,10	M-27	0,07	7,09
M-6	0,14	4,36	M-28	0,11	4,56
M-7	0,26	8,74	M-29	0,11	14,98
M-8	0,11	10,81	M-30	0,16	18,26
M-9	0,13	6,79	M-31	0,14	16,70
M-10	0,09	8,07	M-32	0,13	15,95
M-11	0,08	6,08	M-33	0,17	12,10
M-12	0,02	4,98	M-34	0,16	13,43
M-13	0,43	7,58	M-35	0,09	19,50
M-14	0,60	11,58	M-36	0,12	10,80
M-15	0,19	7,39	M-37	0,17	13,92
M-16	0,08	4,09	M-38	0,20	0,45
M-17	0,27	12,62	M-39	0,03	1,80
M-18	0,11	7,06	M-40	0,09	3,28
M-19	0,09	7,49	M-41	0,14	2,65
M-20	0,08	3,17	M-42	0,10	4,44
M-21	0,08	6,50	M-43	0,07	0,60
M-22	0,14	10,72			

Vzorky M-13 a M-14 sú tufogénne horniny tzv. šobovskej série, ostatné vzorky sú kremence.

TAB. 2

*Obsah Au a Ag v kremencoch ložiska
Kamenný vrch*
*Content of Au and Ag in the rocks
of the Kamenný vrch locality*

Čís. vz.	Au* (g/t)	Ag* (g/t)	Čís. vz.	Ag** (ppm)
M-111	0,12	7,05	M-109	2,8
M-112	0,12	1,37	M-110	7,1
M-115	0,15	10,40	M-113	1,2
M-116	0,07	0,60	M-114	1,5
M-117	0,02	4,98	M-118	20,0

Všetky vzorky sú kremence; * analyzované metódou dokimastiky; ** analyzované metódou kvantitatívnej SPA.

vrto 5-11, 5-12, 5-15, 5-17 a 5-18, sa sledovalo len Ag, a to metódou kvantitatívnej SPA [M-44 až M-105]. Uvedené vrtné práce sa realizovali v rámci rozsiahleho geologického prieskumu (Polák, 1960) a so súhlasom Slovenských magnezitových závodov, závod Banská Belá, sa využili na štúdium distribúcie Ag smerom do podložia šobovských kremencov.

Z lokality Kamenný vrch je 5 dokimastických analýz Au a Ag a 5 stanovení Ag kvantitatívnu SPA (M-109 až M-118).

Všetky dokimastické analýzy Au a Ag sa uskutočnili v laboratóriách Rudných baní, n. p., závod Kremnica a kvantitatívne stanovenie Ag metódou SPA v Geologickom ústave SAV v Bratislave (analytik Medveď).

Miesta odberu vzoriek na povrchu a lokalizácia vrtných prác je znázornená na obr. 1 a 2. Výsledky analytických stanovení Au a Ag uvádzajú tabuľky 1, 2, 3.

Výsledky

Z histogramu dokimasticky stanoveného Au a Ag vzoriek M-1 a M-43 z povrchového lomu Na Šobove vidieť (obr. 3a, 3b), že väčšina hodnôt obsahu Au je v intervale 0,00 — 0,14 g/t. Najvyšší obsah mala vzorka M-14 z tzv. „šobovskej série“, najnižší obsah Au bol 0,02 g/t a priemerná hodnota Au je 0,14 g/t. Podobne obsah Ag sa najčastejšie pohybuje v intervale 4 — 8 g/t. Najnižšia hodnota bola 0,45 g/t, najvyššia 18,26 g/t Ag a priemerná hodnota 8,27 g/t Ag.

Histogram spektrálne stanoveného Ag vzoriek M-44 až M-105 z toho istého ložiska ovplyvnilo niekoľko vzoriek s vyšším obsahom Ag (obr. 3c). Najviac Ag bolo vo vzorke M-90 z vrtu 5-12 (až 200 ppm), ktorý vo svojich spodných častiach navŕtal polymetalickú žilku s barytom (pravdepodobne odžilok žily Bieber). Najnižší stanovený obsah bol 1 ppm Ag a priemerná hodnota celého súboru vzoriek je 9,18 ppm.

Obsah Au a Ag v kremenci lokality Kamenný vrch sa sledoval celkove v 10 vzorkách (M-109 až M-118). Priemerný obsah Au dokimasticky analyzovaných vzoriek je 0,098 g/t a obsah Ag 4,88 g/t. Priemerná

TAB. 3

*Obsah Ag (v ppm) v horninách ložiska Na Šobove
(opis vrtov podľa Poláka, 1960)
Content of Ag (in ppm) in the rocks of the Na Šobove locality
(description of drillings according to Polák, 1960)*

Čís. vz.			Ag	Čís. vz.			Ag
Kameňolom				Vrt Š-12			
M-44	k		16,8	M-74	a	58 m	1,0
M-45	k		6,6	M-75	a	63 m	8,6
M-46	t		4,5	M-76	k	75 m	12,3
M-47	t		2,3	M-77	k	84 m	2,4
M-48	t		1,0	M-78	a	136 m	1,2
M-49	t		43,0	M-79	k	149 m	1,7
M-50	k		16,8	M-80	a	155 m	1,1
M-51	k		14,0	M-81	a	170 m	2,9
Vrt Š-15				M-82	a	179 m	1,0
M-52	d	13 m	1,0	M-83	a	189 m	1,0
M-53	d	28 m	1,0	M-84	a	201 m	1,0
M-54	d	77 m	1,0	M-85	a	220 m	1,0
M-55	d	90 m	1,0	M-86	a	242 m	1,9
M-56	a	118 m	2,2	M-87	a	255 m	3,2
Vrt Š-18				M-88	a	260 m	1,5
M-57	k	15 m	3,2	M-89	a	265 m	1,0
M-58	k	60 m	1,7	M-90	a	270 m	200,0
M-59	k	82 m	2,5	M-91	a	278 m	27,5
M-60	k	105 m	26,3	Vrt Š-11			
M-61	k	121 m	26,1	M-92	k	20 m	2,9
M-62	k	158 m	4,7	M-93	k	26 m	28,0
M-63	k	175 m	5,0	M-94	k	35 m	2,3
M-64	k	204 m	20,0	M-95	k	58 m	1,9
M-65	k	223 m	4,4	M-96	a	82 m	1,7
Vrt Š-17				M-97	a	102 m	1,5
M-66	k	28 m	25,1	M-98	a	120 m	2,1
M-67	k	32 m	3,5	M-99	a	140 m	1,0
M-68	k	78 m	1,0	M-100	a	152 m	1,0
M-69	k	105 m	1,3	M-101	a	160 m	5,4
M-70	k	120 m	1,3	M-102	k	170 m	1,5
M-71	k	145 m	2,8	M-103	k	179 m	1,0
M-72	a	155 m	1,0	M-104	k	190 m	2,2
M-73	a	165 m	1,0	M-105	k	200 m	4,9

Analyzované metódou SPA: k — kremenec, t — tufogénna hornina tzv. šobovskej série, d — alterovaná hornina dacitového vzhľadu, a — alterovaná hornina andezitového vzhľadu

hodnota spektrálne stanoveného Ag vo zvyšných piatich vzorkách je 6,52 ppm.

Vzorky M-1 až M-43 sa pôvodne odoberali na zistenie distribúcie Au a Ag a ďalších stopových prvkov v jednom pozdĺžnom a dvoch priečných profiloch lo-

žiska Na Šobove. Predpokladaný priebeh žily Bieber v podloží šobovských kremenecov (obr. 4) obsah Au a Ag (na rozdiel od niektorých stopových prvkov, hlavne Cu, Pb a Zn) výraznejšie neovplyvnil.

Podrobnejšie údaje o vzájomných kore-

lačných vzťahoch medzi Au a Ag a stopovými a petrogénnymi prvkami uvádza Oružinský (1985).

Záver

Prác o obsahu a spôsobe prenosu Au a Ag v hydrotermálne alteračných podmienkach charakteru sekundárnych kvarcitov nie je veľa. Pri skúmaní všeobecných zákonitostí lokalizácie Au mineralizácií sekundárnych kvarcitov Kazachstanu v ZSSR sa napríklad zistilo, že zvýšený obsah Au býva častejšie v sekundárnych kvarcitoch alunitovej a kremeňovo-sericitovej fácie vzniklých na úkor vulkanogénnych hornín. Nerovnomerne rozptýlené Au sa vyskytuje v hodnotách od stotín g/t až po 30 g/t (Pavlov, 1970; Abrachmanov et al., 1975). Berman (1969) uvádza, že všetky rozlišované fácie sekundárnych kvarcitov Čukotky sú slabo zlatonosné (priemerný obsah Au je 0,2 g/t, prítomné sú však aj polohy s obsahom až 6 g/t).

Burbank — Luedke — Ward (1972) a Fisher — Leedy (1973) považujú striebro a zlato spoločne s As, Bi, Pb a Sb za pravdepodobne najvhodnejšie prvky pri prospekcii nových komínových brekcií známej terciérnej ložiskovej oblasti Red Mountains area v štáte Colorado v USA. V silne silicifikovaných horninách charakteru sekundárnych kvarcitov ležiacich vo vrchných častiach týchto komínových brekcií dosahuje obsah Ag v priemere okolo 6,70 ppm a obsah Au 0,30 ppm.

Napriek početným prácam ani dnes nevieme jednoznačnejšie charakterizovať formy prenosu Au a Ag a príčiny ich vyzrážania. Zlato môže byť vo vodných roztokoch prítomné napr. ako stabilný koloid (Frondell, 1938), alkalický tioaurát alebo Au sulfidický komplex v alkalických sulfidických roztokoch (Krauskopf, 1951) či ako AuCl_2^- v silne acidných roztokoch

(Cloke — Kelly, 1964). Výpočty Helgesona — Garrelsa (1968) naznačujú, že Au sa môže dokonca prenášať v hydrotermálnych roztokoch v rýdzom stave. V oxidačných podpovrchových podmienkach môžu na mobilitu Au za vzniku komplexných zlúčenín Br^- , SCN^- , organických látok, Te, Se, Bi, Sb alebo aj As (Lakin — Curtin — Hubert, 1974) vplývať rôzne činitele.

Podľa Henleyho (1973) Sewarda (1973, 1974) a Barnesa (1979) najčastejšou formou prenosu Au a Ag v hydrotermálnom procese sú s najväčšou pravdepodobnosťou chloridové (v relatívne oxidačných) a sulfidické (v relatívne redukčných podmienkach) komplexy.

Konkrétnych údajov o spôsobe prenosu Au a Ag v hydrotermálne alteračných podmienkach charakteru sekundárnych kvarcitov je málo. Pavlov (1967, 1970) napr. pri diskusií o paragenetických vzťahoch polymetalických ložísk s Au a Ag mineralizáciou a sekundárnych kvarcitov uvažuje o súčasnej migrácii ľahko rozpustného sulfidu Ba a AuS^- v jednom hydrotermálnom roztoku. Známym prejavom ekonomicky dôležitej akumulácie Au v dôsledku jeho depozície v horninovom prostredí postihnutom alteračnými procesmi sú Au alunitové ložiská (Meyer — Hemley, 1967; Albers — Kleinhampl, 1970), kde alunit je jedným z produktov reakcií medzi prevažne vulkanickými horninami a silne acidnými, na sulfáty bohatými roztokmi a kde samotné vyzrážanie Au je tiež jedným z dôsledkov hydrotermálnych alterácií typu sekundárnych kvarcitov.

Prítomnosť Au a Ag v alterovaných horninách je v značnej miere ovplyvnená rozdielnou intenzitou a charakterom alterácií, ich vzájomným prekryvaním, rozdielnym zložením pôvodných hornín a meniacou sa fyzikálno-chemickou povahou alterujúceho fluida.

Aj napriek tomu, že v priebehu hydro-

termálnych alterácií pôvodných hornín ložiska Na Šobove a Kamenný vrch došlo k určitému zvýšeniu obsahu Au a Ag, nie je priemerný obsah ekonomicky významný. Mladšie hydrotermálne procesy súvisiace so vznikom vlastných polymetalických rudných žíl ložiska Banská Štiavnica výraznejšie neovplyvnili celkovú distribúciu drahých kovov. Nesplnil sa predpoklad, že s pribúdajúcou silicifikáciou a prípadne aj narastajúcou hĺbkou smerom do podložia šobovského dinasového kremenca sa bude zvyšovať aj obsah Au a Ag.

Zistená koncentrácia zlata a striebra je však v porovnaní s podobnými výskytmi pozoruhodná a bolo by vhodné pokračovať v štúdiu distribúcie týchto prvkov hlavne so zameraním na tufogénne horniny tzv. šobovskej série.

Literatúra

- Abrachmanov, A. A. et al. 1975: Glavnejšie rudonosnyje metasomatičeskije formacii Kazachstana i zakonornosti ich obrazovaniya. In: Metasomatizm i rudoobrazovaniye. Moskva, Izd. Nedra, 113 — 122.
- Albers, J. P. — Kleinhampl, F. J. 1970: Spatial relations of mineral deposits to tertiary volcanic centers in Nevada. *Geol. Surv. profess. Pap. (Washington)*, 700 C, pp. C1 — C10.
- Burbank, W. S. — Luedke, R. G. — Ward, F. N. 1972: Arsenic as an indicator element for mineralized volcanic pipes in the Red Mountains area, Western San Juan Mountains. *Geol. Surv. Bull. (Washington)*, 1364, 1 — 31.
- Fisher, F. S. — Leedy, W. P. 1973: Geochemical characteristics of mineralized breccia pipes in the Red Mountains district, San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Surv. Bull. (Washington)*, 1381, 43 p.
- Frondel, C. 1938: Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions. *Econ. Geol. (Washington)*, 61, 1325 — 1335.
- Cloke, P. L. — Kelly, W. C. 1964: Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Econ. Geol. (Washington)*, 59, 259 — 270.
- Helgeson, H. C. — Garrels, R. M. 1968: Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol. (Washington)*, 63, 622 — 635.
- Henley, R. W. 1973: Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol. (Amsterdam)*, 11, 73 — 87.
- Koděra, M. — Kováčik, J. 1968: Bazálna séria III. andezitovej fázy v oblasti Banskej Štiavnice. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 13, 91 — 116.
- Konečný, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). *Miner. slov.*, 3 — 4, 177 — 198.
- Konečný, V. — Lexa, J. — Plandero-vá, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 9, 203 s.
- Krauskopf, K. B. 1951: The solubility of gold. *Econ. Geol. (Washington)*, 46, 858 — 870.
- Krauskopf, K. P. 1979: Introduction to geochemistry. 2nd ed. New York, McGraw-Hill Company, 617 p.
- Lakin, H. W. — Curtin, G. C. — Hubert, A. E. 1974: Geochemistry of gold in the weathering cycle. *Geol. Surv. Bull. (Washington)*, 1330, 80 p.
- Meyer, C. — Hemley, J. J. 1967: Wall-rock alteration. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 1st ed. Ed. H. L. Barnes. New York, Holt Rein. and Winston Inc., 166 — 235.
- Nakovnik, N. I. 1968: Vtoričnyje kvarcity SSSR i svjazannyje s nimi mestoroždeniya poleznykh iskopajemykh. Izd. 2-oje. Moskva, Izd. Nedra, 334 s.
- Pavlov, A. L. 1967: Vlijanije parciaľnogo davlennija kisloroda i temperatury na obrazovaniye ferritov magnija železa v paragenezise s gematitom. *Geol. i Geofiz. (Moskva)*, 1, 23 — 34.
- Pavlov, A. L. 1970: O fiziko-chimičeskich uslovijach obrazovaniya vtoričnykh kvarcitov i svjazannykh s nimi sulfidnykh zaležej. In: Problemy metasomatizma. Moskva, Izd. Nedra, 78 — 88.
- Polák, S. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Štiavnica, Šobov — kremenec. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 401 s.
- Polák, S. 1962: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Belá — kremenec. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 68 s.
- Polák, S. 1963: Ku genéze ložíška dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici. *Geol. Práce*, 29, s. 143 — 155.
- Oružinský, V. 1985a: Sekundárne kvarcity ako možné indikátory ďalších zrudnení v oblasti neovulkanitov Slovenska. *Geol. Průzk.*, 4, 106 — 108.
- Oružinský, V. 1985b: Sekundárne kvarcity štiavnickej vulkanickej stavby, ich vznik, geologická pozícia a vzťah k metalogenéze. [Kand. diz. práca.] *Manuskript — Geol. ústav SAV Bratislava*, 136 s.

- Oružinský, V. — Hurai, V. 1985: Fluidné uzavreniny sekundárnych kvarcitov štiavnického stratovulkánu. *Miner. slov.*, 5, s. 419 — 428.
- Seward, T. M. 1973: Thio-complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal solutions. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 37, 379 — 399.
- Seward, T. M. 1974: Determination of the first ionization constant of silicic acid from quartz solubility in borate buffer solutions at 350 °C. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 38, 1651 — 1664.
- Štohl, J. 1969: Veková a štruktúrno-geologická pozícia šobovských kremencov. *Geol. Práce., Spr.*, 50, 81 — 91.
- Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Západ. Karpaty, Sér. Min., Petr., Geochém. Lož.*, 2, 1 — 49.

Distribution of Au and Ag in Central-Slovakian ganister quartzites

The Au and Ag distribution were studied at two localities of ganister quartzites in the Cenozoic area of the central zone of the Štiavnica volcanic structure — at the deposit Na Šobove near Banská Štiavnica and that of the Kamenný vrch near Banská Belá. Hitherto knowledge about the geological structure and the mineralogical and chemical composition of these quartzites allows to ascribe these rocks to hydrothermally altered rocks having the character of secondary quartzites in the sense of the classification proposed by Nakovnik (1968). The contents of gold and silver were subjected to relatively detailed study at both localities. The contents of precious metals at the Na Šobove locality were studied in the total of 105 samples, when 43 samples were subjected to dokimastic analysis (the average 0.14 g/t Au and 8.27 g/t Ag). The remaining samples, obtained mostly from drill holes were analyzed only by means of the method of

quantitative spectrochemical analysis (the average 9.18 ppm Ag). The study at the Kamenný vrch locality yielded five dokimastic analyses (the average 0.098 g/t Au and 4.88 g/t Ag) and the same number of spectrochemical determinations (the average 6.52 ppm Ag). Although certain enrichment in Au and Ag was observed to have taken place during the hydrothermal alterations of original rocks at the both localities, the obtained values of average contents are not economically significant. Younger hydrothermal processes with the origin of polymetallic ore veins at the Banská Štiavnica deposit did not effect substantially the general distribution of precious metals. The presumption of growing silicification and also increasing depth downwards into the basement of the Šobov quartzites respectively, causing the increase in the contents of these elements, has not been confirmed.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Matula: **Na najvyššej priehrade sveta**
(Bratislava 13. 2. 1986)

Priehrada Nurek na rieke Vachš v Tadžikistane je unikátna tým, že vodnú nádrž s obsahom 10,5 biliónov m³ vody vytvorili pomocou 300 m vysokej sypanej hrádze, ktorá je t. č. najvyššou zo všetkých priehrad sveta tohto typu, hydroenergetický komplex je postavený v seizmicky vysokoaktívnej oblasti, v elektrárni s 9 turbogenerátormi s celkovým výkonom 2700 MW sa vyrába najlacnejšia elektrická energia v ZSSR a tým, že elektrina vyrobená na prv zapojených blokoch pokryla už v poslednom roku výstavby [1980] celkové náklady na výstavbu diela.

Na rieke Vachš, bohato zásobovanej vodou z obrovských ľadovcov Ťan-Šanu, vybudujú 8 elektrární s inštalovaným výkonom 8708 MW. Voda zároveň pomôže zdvojnásobiť zavlažované územie Tadžikistanu, Turkménska, Kirgízsk a Uzbekistanu.

Hydroenergetický uzol Nurek pozostáva z hlavnej sypanej hrádze, pravostranných tunelových privádzačov, povrchovej hydrocentrály a z ľavostranných obtokových tunelov na odvádzanie prebytočného prietoku.

Priehrada má morfológicky výhodný profil: nad 100 m širokým dnom údolia v strmých svahoch (35 — 45°) vystupujú kriedové súvrstvia nepravidelne sa striedajúcich pieskovcov a prachovcov s celkovým úklonom 30 — 35°. Horniny poskytujú priehrade pevný a málo stlačiteľný podklad. Sú stredne rozpukané, a preto sa pod hrádzou musela robiť až 80 m hlboká tesniaca injekčná clona, ktorá nadväzuje na tesniace hlinité jadro sypanej hrádze, zapustené až 30 m do skalného podkladu v dne údolia i vo svahoch. Tesniace jadro v strede hrádzového telesa je z kamenito-hlinitého materiálu mohutných náplavových kužeľov (11 mil. m³). Ostatnú časť hrádze vybudovali zo štrku (40 mil. m³), ktorý vyťažili z 10 — 35 m hrubej výplne riečného dna iba 4 km od priehrad.

Obavy vyvolávalo mohutné soľné teleso v hĺbke 1000 m pod priehradou a 450 m pod hydrocentrálou. Lenže výskum preukázal, že soľou silne nasýtenú podzemnú vodu vytlačí filtračný prúd z naplnenej hrádze počas 50 rokov a len potom sa soľné teleso bude môcť vyluhovať, a to rýchlosťou asi 30 cm za 100 rokov, čo nenaruší stabilitu priehrad.

Výstavbu ľavostranných obtokových tunelov na odvádzanie vody počas výstavby, ako aj na vypúšťanie vody z vodnej nádrže veľmi skomplikovali zlomové poruchy, pozdĺž ktorých sa dodnes zaznamenávajú diferenčné pohyby a silné porušenie hornín až do hrúbky 25 m. Málo porušené horninové masívy na pravej strane údolia poskytovali pri budovaní privádzacích tlakových tunelov a hydrocentrály oveľa priaznivejšie podmienky.

Vodná nádrž má obrovský objem — 10,5 km³ vody. Jej hladina kolíše v amplitúde až do 50 m. Susedné údolia nie sú tak hlboko zarezané, preto voda do nich nemôže preniknúť.

Hrozilo, že po naplnení nádrže sa zintenzívnia seizmické otrasy a vzniknú svahové deformácie, ktoré by mohli ohroziť vodné dielo. Regionálna seizmicita je tu 8° MKS. Vzhľadom na aktívne zlomy v priestore priehrady ju zabezpečili na 9° MKS hlavne 20 — 40 m hrubými prifažovacími prizmami z lomového kameňa na obidvoch stranách sypanej hrádze. Aj keď naplnenie nádrže vyvolalo seizmické otrasy, ich intenzita i magnitúda sú nižšie než úroveň prírodnej regionálnej seizmicity, proti nepriaznivým vplyvom ktorej je dielo zabezpečené. Podľa prepočtov môže v dôsledku pretvárania brehov umelého jazera dôjsť k rôznym zosuvom dosahujúcim vcelku až 200 mil. m³ hornín, čo sú však len 2 % objemu nádrže. Možnosť zosuvu s katastrofálnymi dôsledkami (typu Vajont) prognóza vylúčila.

Nurek, najvyššia priehrada sveta, spoľahlivo a úspešne pracuje, ale asi 70 km od nej sa už buduje ďalšia — Rogunská priehrada, ktorá bude až 335 m vysoká.

Štruktúrna pozícia a genéza Sb žily Ferdinand

JOZEF SLAVKOVSKÝ

Katedra geológie a mineralógie BF VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

Doručené 18. 10. 1985

Структурное положение и генезис антимонитовой жилы Фердинанд (Гемерикум, Западные Карпаты)

В работе дана краткая характеристика антимонитового оруденения в районе Попroč — Рудник, которую дополняют более детальные сведения на основании геологической документации горных выработок, т. н. штолни Фердинанд. Полученный фактографический материал и его анализ послужили для объяснения структурного положения антимонитовой жилы Фердинанд, но и одновременно дают пояснения общей оценки антимонитового оруденения этой области.

Structural position and genesis of the Ferdinand Sb vein (Gemerikum, the West Carpathians)

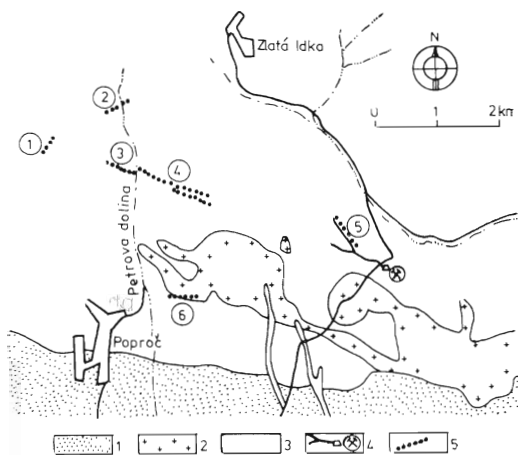
The article deals with a concise characteristics of Sb ore mineralization in the Poproč—Rudník area, which is supplemented by detailed knowledge obtained from the new realized structural investigation in mining works, in the Ferdinand gallery. Obtained factographical material and its analysis have contributed to the explanation of structural position of the Ferdinand Sb vein, but at the same time, they have an adequate turn out on the whole evaluation of Sb ore mineralization in this area.

Pri riešení problémov Sb zrudnenia vo východnej časti Slovenského rudohoria dlhodobo spolupracujú výskumné a prieskumné organizácie, čo má priaznivý dopad na získavanie nového faktografického materiálu pre základný ložiskový výskum a spätne pre jeho zužitkovanie pri komplexnom zhodnocovaní overovaných lokalít i pri projektovaní vyhľadávania nových prognózných úsekov. V rámci takejto spolupráce sme na požiadanie Geologic-

kého prieskumu Spišská Nová Ves detailnejšie štruktúrne spracovali novovznesenú štôľňu Ferdinand, a to v rámci úlohy SGR-Sb — Poproč. Skúmali sme tektonický inventár granitového telesa a jeho plášľa a vzťah žily Ferdinand k tektonickému inventáru okolitých hornín. Vychádzali sme z doterajších poznatkov o tektonickom inventári v severnej časti oblasti Poproč—Rudník (Rozložník — Slavkovský, 1980; Slavkovský, 1983).

Štručná charakteristika Sb zrudnenia v širšej oblasti Poproča

Sb žilné štruktúry v oblasti Poproča predstavovali v prvej polovici tohto storočia dôležitý rudný potenciál. Intenzívne sa ťažilo iba na hlavnej žilnej štruktúre Anna — Agneška. V rokoch 1931—1965 sa tu vyťažilo asi 10,3 kt antimónu a 80 kg zlata. Kovnatosť ťaženej antimonitovej rudy dosahovala hodnoty 3,75—4,28 ‰ Sb. Kovnatosť na vlastnom ložisku sa menila od 2 do 14 ‰ Sb a koeficient rudonosnosti od 0,3 do 0,5. Priemerná mocnosť žily bola 1,5—2 m, smerná dĺžka (v smere ZSZ—VJV) asi 1,5 km a hĺbkový dosah okolo 200 m.



Obr. 1. Schematická geologicko-ložisková mapa oblasti Poproč. 1 — pliocén, 2 — gemerický granit, 3 — horniny plášťa — gelnická skupina, 4 — štôľňa Ferdinand, 5 — Sb ± Au-kremenné žily, ① — Lazy, ② — Barbora, ③ — Anna, ④ — Agneška, ⑤ — Ferdinand, ⑥ — Borovičná hôrka

Fig. 1. Schematic geological-depositional map of the Poproč area. 1 — Pliocene, 2 — the Gemeride granite, 3 — rocks of mantle — the Gelnica Group, 4 — the Ferdinand gallery, 5 — Sb ± Au-quartz veins, ① — the Lazy vein, ② — the Barbora vein, ③ — the Anna vein, ④ — the Agneška vein, ⑤ — the Ferdinand vein, ⑥ — the Borovičná hora vein

Ostatné žilné štruktúry a výskyty Sb zrudnenia (Lazy, Barbora, Borovičná Hôrka a Ferdinand) majú menší smerný a hĺbkový dosah. Základné údaje o týchto Sb žilných štruktúrach uvádza J. Bartalský et al. (1973) a O. Rozložník (1984), priebeh žíl zobrazuje obr. 1. Minerálna paragenéza popročských žíl javí výrazné spoločné rysy, reprezentujú ju kremeňovo-antimonitové žily (popročský typ). Sb žilné štruktúry vystupujú prevažne vo fylitických súvrstviach gelnickej skupiny (kremenité, sericiticko-chloritické a grafitické fylity), menej v tufoporfyroidoch. Na geologickej stavbe sa ďalej podieľa popročský granit (obr. 1). Na litostratigrafické členenie staršieho paleozoika, ktorého horninové prostredie je nositeľom Sb zrudnenia, jestvuje rozdielny pohľad (Grecula, 1982; Bajaník et al., 1983), čo sa odzrkadľuje aj na interpretácii geologickej stavby tohto územia i celého gemerika. My vystačíme s interpretáciou geologickej stavby, ktorej jadro tvorí granitoidný popročský masív a jeho plášť, t. j. epimetamorfovaný horninový komplex gelnickej skupiny.

V oblasti severne od Poproča a Rudníka jestvuje určitá štruktúrna spätosť intrúzie popročského granitu s Sb žilami (Slavkovský, 1983), ktoré sa tu viažu na trojaké puklinové zóny vyvinuté v horninách plášťa:

a) puklinové zóny značného smerného rozsahu, späté s vývojom pozdĺžneho epigenetického okrajového zlomu poklesového charakteru popročského granitoidného masívu (Sb žila Anna — Agneška),

b) puklinové zóny krátkeho smerného rozsahu, viazané na sperené systémy okrajových zlomov (žila Ferdinand a Borovičná hôrka),

c) puklinové zóny krátkeho smerného rozsahu, pravdepodobne späté s priečnym okrajovým zlomom popročského granitoidného masívu, ktorý čiastočne kopíruje

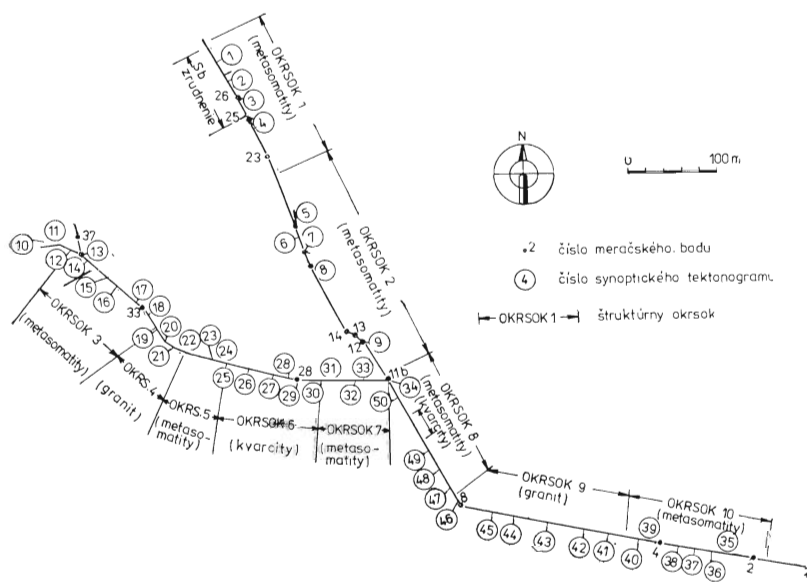
puklinovú tektoniku plášťa typu ac (žila Lazy a Barbora).

Štruktúrny výskum štólne Ferdinand

Novorealizované banské diela na žilnej štruktúre Ferdinand mali overiť vývoj zrudnenia tejto antimonitovej žily na úrovni 495 m (asi 110 m pod úrovňou štólne Vyšný Ferdinand). Vyzrážalo sa okolo 1600 m banských chodieb, t. j. úvodná štôlna, smerná chodba a prekop na žilu Agneška (obr. 2), sčasti v popročskom granitovom telese a v horninách jeho plášťa. Podľa petrografického a geochemického výskumu (Dianiška, 1984) sú granitoidné horniny a horniny plášťa postihnuté prejavmi metasomatickej albitizácie. Pri granitoidných horninách sa vymedzili drobnozrnné a strednozrnné leukogranity a žilné telesá apogranitov a pegmatitoidov, väčšinou vyvinuté na styku granitov s horninami plášťa. Plášť tvoria prevažne intenzívne termicky a metasomaticky zmenené kyslé metapyroklastiká (na obr. 2 označené ako metasomatity) a kontaktné termicky metamorfované metaklastiká (na

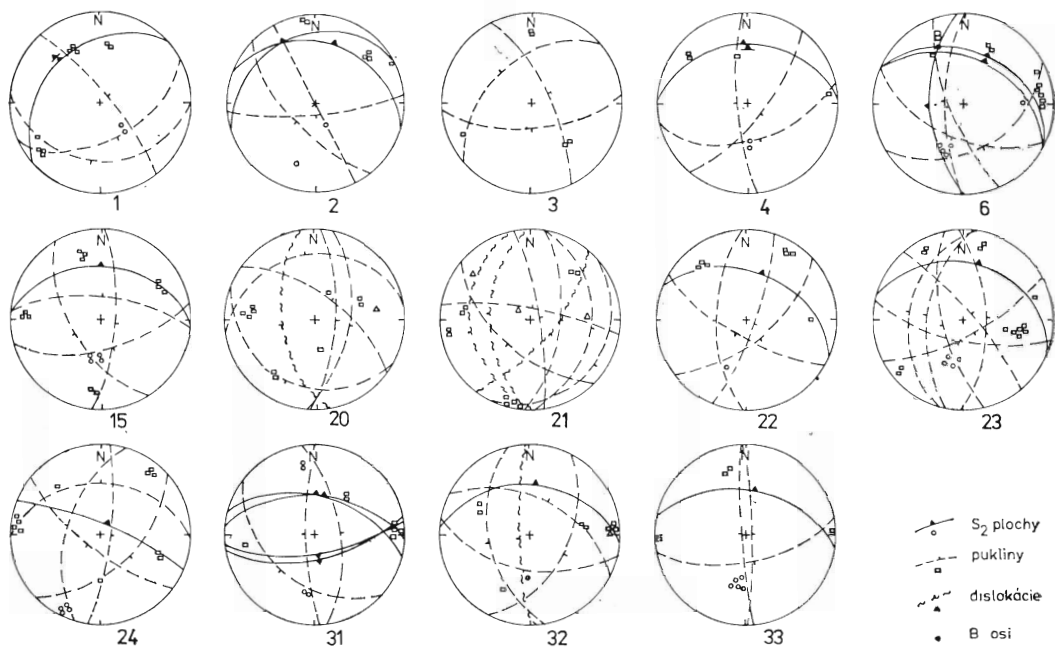
obr. 2 označené ako kvarcity). Vzťah granitov a hornín plášťa je priamy, s kontaktnými účinkami, prípadne v určitých úsekoch tektonický.

Štruktúrne prvky sa detailne merali v 50 úsekoch. Na banskej mape sú vyznačené miesta merania a zároveň vymedzené štruktúrne okrsky, ktoré javia určitú štruktúrnú homogenitu horninového prostredia a vývoja štruktúrnych prvkov (obr. 2). Z každého meraného úseku sa zostrojil tektonogram. Synoptické úsekové tektonogramy predstavujú dostačujúci faktografický materiál o rozložení a zastúpení štruktúrnych prvkov okolitých hornín v banských dielach štólne Ferdinand a poukazujú na ich vzájomné vzťahy. V našom príspevku uvádzame iba tektonogramy okrskov 1, 4, 5 a 7, z ostatných okrskov iba tektonogramy poukazujúce na určité dôležité vzťahy medzi štruktúrnymi prvkami (obr. 3). Pri štruktúrnej analýze sa využili všetky tektonogramy a okrem nich aj štatisticky spracované štruktúrne údaje pomocou kontúrových diagramov v zmysle vymedzených štruktúrnych okrskov, a to s_2 plochy (obr. 4)



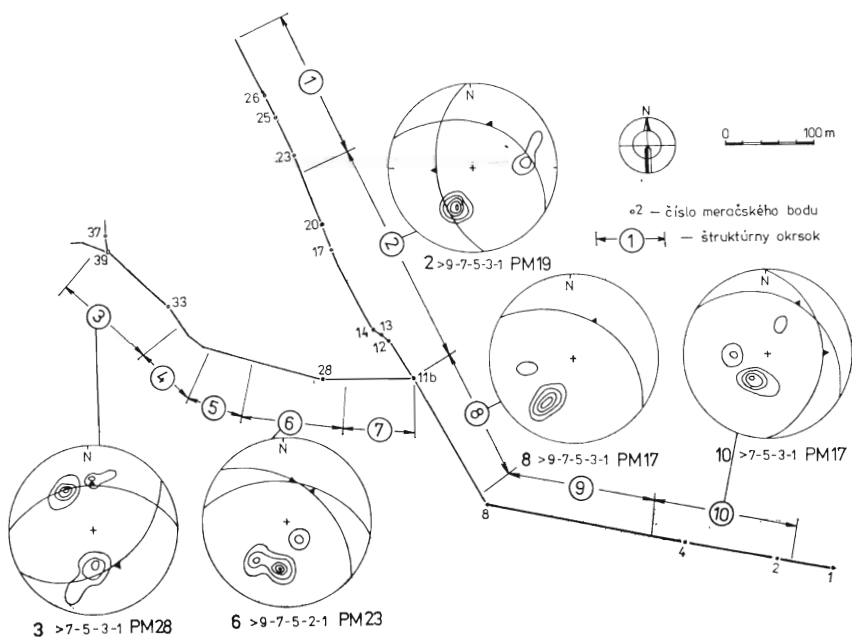
Obr. 2. Banská mapa štólne Ferdinand s vyznačením štruktúrnych okrskov

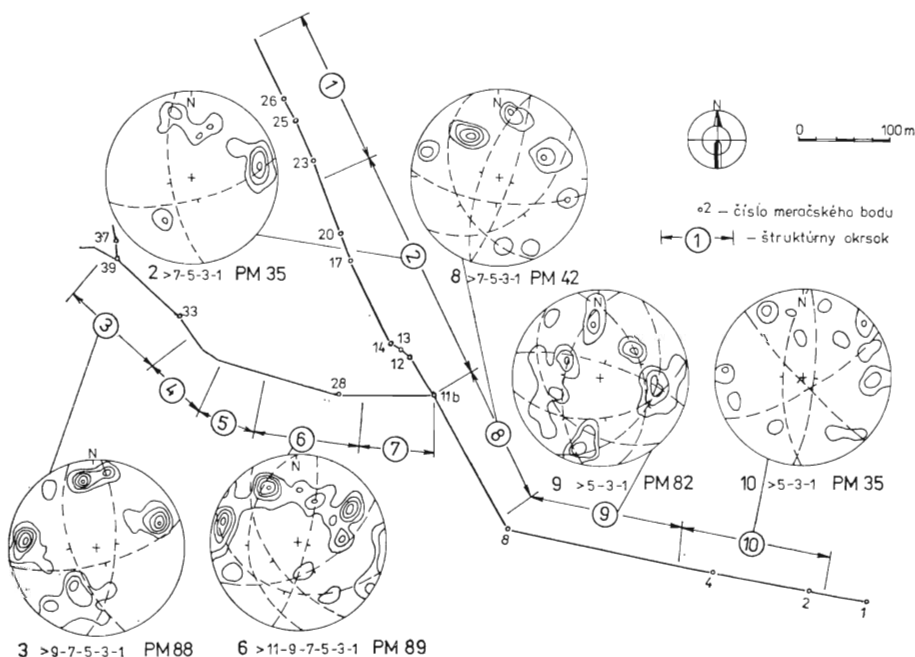
Fig. 2. Mining map of the Ferdinand gallery with marking of the structural districts



Obr. 3. Úsekové tektonogramy okrskov (1, 4, 5 a 7)

Fig. 3. Section fabric diagrams of the districts (1, 4, 5 and 7)

Obr. 4. Drobnotektonická mapa štôlne Ferdinand (S_2 plochy)Fig. 4. Mesoscopic tectonic map of the Ferdinand gallery (S_2 -planes)



Obr. 5. Drobnotektonická mapa štólne Ferdinand (pukliny)
 Fig. 5. Mesoscopic tectonic map of the Ferdinand gallery (joints)

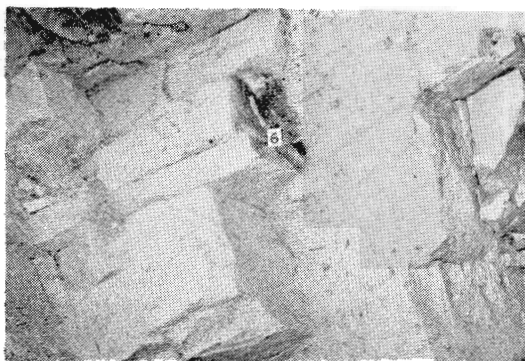
a pukliny hornín plášťa a granitoidného telesa (obr. 5).

Z vyhodnotenia s_2 plôch pomocou kontúrových diagramov vyplýva, že póly s_2 plôch v podstate vytvárajú dve výrazné maximá poukazujúce na čiastkové ohýbanie s_2 plôch, prípadne až na kupulovitú stavbu hornín plášťa, čo sa výraznejšie prejavuje hlavne v okrskoch 2 a 3. Podľa rozptylu maxim a podmaxim možno predpokladať veľkosť ohybov s_2 plôch tak v smere, ako aj po sklone. V okrskoch 6, 8 a 10 majú s_2 plochy skôr monoklinálny priebeh so SV sklonom, čiže majú smer SZ—JV. Priebeh s_2 plôch v okrskoch 1, 5 a 7 je dobre identifikovateľný na úsekových tektonogramoch (obr. 3), ktoré spolu s tektonogramami z vyhodnotených okrskov detailnejšie ukazujú priebeh s_2 plôch hornín plášťa severnej časti popročského

granitového telesa deformovaných jeho vplyvom.

Horniny plášťa podľa s_2 plôch vykazujú doskovitú, prípadne až lavicovitú odlučnosť, ktorá lokálne javí monoklinálny priebeh (obr. 6), prípadne je zvrásnená do štruktúr radu m (obr. 7), alebo ju granitové teleso a jeho apofýzy (obr. 8) klenbovite ohýbajú.

V horninách plášťa sú pomerne dobre preukázané ac, menej bc pukliny a niektoré diagonálne systémy, ktoré sme identifikovali pomocou zistených vrásových štruktúr (obr. 7). Úsekové tektonogramy okrskov 1, 4, 5, 7 (obr. 3) a kontúrové diagramy puklín okrskov 2, 3, 6, 8, 10 (obr. 5) ukazujú ich priebeh. Menšia možnosť identifikácie puklinových systémov sa prejavila v granitoidnom telese, ale aj napriek tomu tu možno pozorovať určitú



Obr. 6. Monoklinálny priebeh s_2 plôch a výrazný vývoj puklín hornín plášťa v západnej časti prekopu na žilu Agneška (tektonogram 15)

Fig. 6. Monoclinical course of s_2 — planes and an expressive development of joints of the mantle rocks in the western part of the crosscut towards the Agneška vein (fabric diagram 15)



Obr. 7. Vývoj vrásavej štruktúry hornín plášťa v úseku smernej chodby (tektonogram 6)
Fig. 7. Development of the fold structure of the mantle rocks in a part of gallery (fabric diagram 6)



pribuznosť vývoja niektorých systémov s puklinami hornín plášťa, čo je čiastočným odrazom vplyvu granitoidného telesa na formovanie stavby jeho bezprostredného plášťa. Pukliny vykazujú určitú variabilitu, spôsobenú hlavne naloženou disjunktívnou tektonikou (obr. 3, 5).

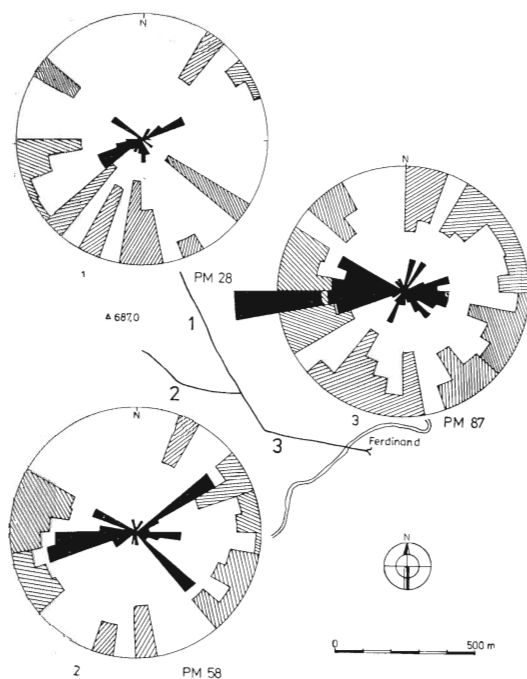
Disjunktívnu tektoniku štôlne Ferdinand sme vyhodnotili pomocou troch uhlových histogramov smeru sklonu, doplnených aritmetickými priemermi veľkosti sklonu (obr. 9). Uhlový histogram 1 predstavuje úsek smernej chodby, 2 — prekop na žilu Agneška a 3 — úvodnú časť štôlne Ferdinand. Najvýraznejšie zastúpenie majú dislokácie približne SJ smeru so sklonom 50 až 90° na Z. Najintenzívnejšie je tento systém vyvinutý v úvodnej časti štôlne Ferdinand (úsek 3), kde však dosahuje aj najväčší rozptyl v smere sklonu od 250 do 300° a zároveň najnižšie hodnoty veľkosti sklonu 50–60°. Severozápadným smerom narastá hodnota sklonu až k 90°. Smerne približne zdvojený, ale podradnejšie zastúpený systém v úseku 3 predstavujú dislokácie so smerom sklonu 90/80°, ktoré tiež dosahujú väčšie hodnoty rozptylu v smere sklonu a po sklone. Uvedené dva systémy dislokácií majú väčšinou poklesový charakter a porušujú horniny plášťa a granitové teleso. V plášti sme však identifikovali aj dislokácie prešmykového charakteru, ale tie majú spravidla menší sklon a sprevádza ich výrazný sperený systém puklín, čiastočne vyhojených kremeňom (obr. 10).

Ďalšie systémy dislokácií sú tu podradnejšie zastúpené a predstavujú sperené systémy k uvedeným SJ dislokáciám, prípadne sú to smerné dislokácie hornín pláš-



Obr. 8. Vývoj klenbovitej stavby hornín plášťa v prekope na žilu Agneška

Fig. 8. Development of the domatic structure of the mantle rocks in the crosscut towards the Agneška vein



Obr. 9. Uhlové histogramy disjunktívnej tektoniky banských diel štólne Ferdinand
Fig. 9. Angular histograms of disjunctive tectonics of the Ferdinand mining works

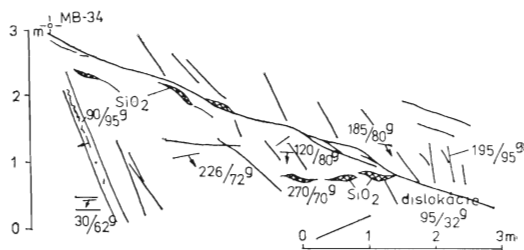
ta a s nimi spojené priečne a diagonálne systémy. Najvýraznejší prejav vývoja tzv. smerných dislokácií je v úseku vývoja vlastnej žilnej štruktúry Ferdinand, ktoré však v smere a sklone lokálne vykazujú určité odchýlky od priebehu s_2 plôch v horninách plášťa. Pri detailnejšom vyhodnocovaní disjunktívnej tektoniky a riešení jej vzťahu k drobnotektonickému inventáru sme vychádzali z podrobnej geologickej pasportizácie a z úsekových tektonogramov a tento faktografický materiál sme doplnili širšími štruktúrnymi poznatkami.

Charakteristika žily Ferdinand a jej štruktúrna pozícia

Štruktúru Ferdinand overila asi 490 m

dlhá smerná chodba, ale zrudnený úsek dosahoval iba 85 m, a to vo vzdialenosti od 873 do 958 m (obr. 2). Ostatná časť štruktúry je bez Sb zrudnenia. Celkový priebeh žilnej štruktúry má smer 330° a veľkosť sklonu varíruje od $70-90^\circ$ s úklonom na JZ. Po mineralogickej stránke patrí žila Ferdinand k popročskému typu Sb žíl (Rozložník et al., 1984) s paragenézou: kremeň — antimonit $\pm$ iné sulfidy a sulfosoli Pb-Sb, ktoré majú podradné zastúpenie. Na základe týchto údajov a poznatkov zo štólne Vyšný Ferdinand možno konštatovať, že zrudnený úsek má charakter rudného stĺpu.

Celkovú charakteristiku žilnej štruktúry a jej pozície objasníme pomocou poznatkov o vývoji a charaktere tektonického inventára okolitých hornín uvedených vyššie a doplnených detailami v okolí vlastnej Sb žily Ferdinand, t. j. vývojom štruktúrnych prvkov a ich analýzou v okrsku 1 a 2 (obr. 3, 4, 5). Z tektonogramov 1—4 okrsku 1 vyplýva, že s_2 plochy sú tu priečne k žilnej štruktúre, ale štruktúra sa tu dosť zhoduje s ac puklinami klenbovitého ohybu plášťa. Lokálne síce dochádza k určitej odchýlke v smere (tektonogram 4), prípadne aj po



Obr. 10. Vývoj sperených systémov puklín v okolí dislokácie v úseku meračského bodu 34 — okrskok 3 (medzi tektonogramami 15 a 16)

Fig. 10. Development of diagonal joint systems in surroundings of dislocation in the section of measurement point No 34 — district 3 (between fabric diagrams 15 and 16)

úklone (tektonogramy 1 a 3 na obr. 3), spôsobenej šošovkovitým vývojom žilnej štruktúry v jej blízkosti, prípadne čiastkovým ohybom s_2 plôch klenby plášťa alebo porudnou disjunktívnou tektonikou. V okrsku 2, kde sa štruktúrne prvky vyhodnotili pomocou kontúrových diagramov, póly s_2 plôch vytvárajú dve zoskupenia, čo poukazuje na výraznejšie ohyby klenby plášťa nad granitovou intrúziou, prípadne až na vrásové štruktúry v horninách plášťa (obr. 7), kde sa intenzívne vyvinuli aj dva systémy puklín (ac, bc) vykazujúce značnú symetriu. Pri porovnaní priebehu žilnej štruktúry s tektonickým inventárom tejto časti smernej chodby dochádzame k poznatku, že žilná štruktúra tu javí s bc systémom puklín značnú zhodu v smere a sklone a zároveň sa tu dá pozorovať jej intenzívnejšie priečne porušenie porudnou tektonikou, ktorá je blízka ac puklinovému systému.

Z uvedeného faktografického materiálu a jeho analýzy vyplýva, že žilná štruktúra Ferdinand sa vyvinula v dvoch častiach uzatvárania klenby plášťa granitovej intrúzie. Jej JV krídlo sa viaže na smerné uzatváranie klenby, t. j. na bc puklinový systém, a je bez zrudnenia. Oproti tomu SZ krídlo je paralelné s ac systémom priečného ohybu klenby a na túto časť žilnej štruktúry sa viaže aj Sb zrudnenie, ktoré má charakter rudného stĺpu s úklonom na západ.

Posudzujúc širšie geologické súvislosti a nadväzujúc na závery práce Slavkovského (1983), môžeme konštatovať, že ide o žilnú štruktúru kratšieho smerného rozsahu viazanú na puklinovú zónu, ktorú možno podľa nových poznatkov označiť za kombinovanú puklinovú zónu späťu s ponáraním elevácie klenby plášťa granitoidnej intrúzie.

Výsledky detailného štruktúrneho štúdia tektonického inventára okolitých hornín Sb žilnej štruktúry Ferdinand

v novorealizovaných banských dielach prispeli k objasneniu vývoja štruktúrnych prvkov vo vlastnom granitoidnom telese a detailnejšie v jeho bezprostrednom plášti. Ich identifikácia a určenie vzájomných vzťahov spolu so zistenými poznatkami o vlastnej žilnej štruktúre nám poslúžili pri štruktúrnej analýze, kde hlavne štruktúrna analýza hornín plášťa výrazne prispela k objasneniu štruktúrnej pozície žily Ferdinand, viazanej na okraj kupolovitej stavby, prípadne na čiastkovú kupolu, a paralelnej s puklinovou zónou. JV krídlo tejto zóny sa viaže na bc puklinový systém smerného uzatvárania klenby a SZ krídlo je paralelné s ac systémom priečného ohybu kupolovitej stavby hornín plášťa.

Drobnotektonický výskum v oblasti štôlne Ferdinand podáva aj ďalšie dôkazy, že v prípade Sb zrudnenia ide o štruktúry, ktoré vznikli po preniknutí a utuhnutí gemerického granitu v štádiu už značnej konsolidácie gemerika. Zistené poznatky majú zároveň priamy dopad na prognózne hodnotenie vlastnej žilnej štruktúry Ferdinand a nepriamo sa môžu využiť pri výskume a prieskume Sb zrudnenia vo východnej časti Slovenského rudohoria.

Literatúra

- Bajaník, Š. et al. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria — východná časť. *GÚDŠ Bratislava*.
- Bartalský, J. et al. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Dianiška, I. 1983: Petrografický a geochemický výskum hornín v štôlnach Ferdinand a Marianna. *Manuskript — GP Spiš. N. Ves*.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetidy. *Miner. slov. Monogr., Bratislava, Alfa. 263 s.*
- Pecho, J. 1980: Štruktúro-geologické pomery antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Antimonitové rudy Československa. Red. J. Ilavský. Bratislava, GÚDŠ, 103—114.*

- Rozložník, L. — Slavkovský, J. 1980: Niektoré štruktúrne vlastnosti ložísk antimonitových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Antimonitové rudy Československa*. Red. J. Ilavský. Bratislava, GÚDŠ, 115—126.
- Rozložník, O. 1979: Mineralogicko-paragenetická charakteristika ložísk širšej oblasti Zlatej Idky a ich perspektíva. In: *Zborník z banícko-geologického sympózia Zlatá Idka — sekcia geologická*. Košice, ČSVTS — Dom techniky, 30—42.
- Rozložník, O. 1984: Záverečná správa SGR — Sb-Poproč, vyhľadávací prieskum. *Manuskript — GP Spiš. N. Ves.*
- Slavkovský, J. 1983: Štruktúrna pozícia Sb zrudnenia v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a jeho väzba na tektonický inventár. In: *Vplyv geologického prostredia na zrudnenie*. Red. J. Gubač. Bratislava, GÚDŠ, 141—150.
- Slavkovský, J. 1984: Štruktúrny výskum lokalít Ferdinand štôlna a Marianna štôlna. *Manuskript — Geofond Bratislava*.

Structural position and genesis of the Ferdinand Sb vein (Gemicum, the West Carpathians)

Realized structural investigation of Sb ore mineralization in the Poproč area and detailed study of the Ferdinand vein have brought new factographical material, which analysis has contributed to the explanation of geological position of Sb ore mineralization in this area and at the same time it has solved the problem of relation of the Ferdinand vein to the tectonic inventory of surroundings rocks, as well as its development and genesis from the structural point of view.

Sb vein structures in the Poproč area are bound on the eastern part of an expressive Sb strip of the eastern part of the Slovenské rudohorie Mts. In the first half of this century they were an important ore potential. Only the main Anna — Agneška vein structure was intensively mined. The other vein structures of this area have smaller strike extent and smaller depth reach. They are quartz — antimonite veins, so called Poproč type, which occur in the mantle of the Poproč granitoid massif (Fig. 1). There is some structural connection of Sb veins to the Gemicide Poproč granite intrusion, they are developed, however, in the rocks of the mantle of this intrusion and are bound on the joint zones of three types:

a) joint zones of considerable strike extent, which are connected with a development along the edge normal fault of the Poproč granitoid massif (the Anna — Agneška Sb veins),

b) joint zones of small strike extent, which are bound on the edge fault system (the

Ferdinand vein and the Borovičná hôrka vein),

c) joint zones of small strike extent, connected with the edge cross fault of the Poproč granitoid massif (the Lazy and Barbora veins).

Mesoscopic study of the Ferdinand mining works has been realized with a help of section fabric diagrams and countoured diagrams (Fig. 2—5), which as a whole give a good imagination about the distribution of structural elements and also point out their mutually relations. From planar structural elements the s_2 — planes dominate in the mantle rocks, they are deformed by the influence of a granitoid body. The mantle rocks have a platy parting and sheet jointing respectively along the s_2 — planes, which are locally monoclinial (Fig. 6), or they are folded to the structure of n-order (Fig. 7), or they are uparched by the influence of a granite body (Fig. 8). As to the development of joints in the mantle rocks, ac, less bc and diagonal systems are proved quite well. There was more difficult to identify joint systems in the granitoid body, but in spite of this, we can observe a relationship of the development of some systems, or the copy of structure. It is caused by the influence of the granitoid body on the formation of the structure of its immediate mantle. Section Fabric diagrams (Fig. 3) and countoured diagrams of joints (Fig. 5) have also pointed out greater or less variability, it is to the considerable extent caused by the disjunctive tectonic. Angular histograms of dip

strike supplemented by arithmetical magnitudes of dip give an imagination of it (Fig. 9).

The Ferdinand structure was prospected in the length of 490 m, but mineralized part reaches only 85 m. Its more detailed structural position and relation to the tectonic inventory of surroundings rocks resulted from the factographical material and its analysis. In the sense of this knowledge can be stated that it is a vein structure of smaller strike extent, which is bound on the edge of domatic structure and it is parallel with the combined joint zone. Its SE limb is bound on bc joint system and is without ore mineralization. On

the other hand the NW limb is parallel with the ac system and it is a bearer of balance Sb ore mineralization in a form of ore chute. Besides the realized structural investigation gives further proves that in the case of Sb ore mineralization the ore structures were formed after emplacement and solidification of the gemeride granite and in the stage of considerable consolidation of the Gemericum. The ascertained knowledge has direct turn out on the prognostic evaluation of the Ferdinand vein and they widen knowledge about the structural position and binding of Sb ore mineralization in the Poproč area.

Vivianit v K-metasomaticky alterovanom pyroxenickom andezite na lokalite Kremnica—Šturec (štôľňa Andrej)

LUBOSLAV MAŤO*, SLAVOMÍR ŠTUBŇA**, DUŠAN JANČULA***, JOZEF ŠAFÁRIK**

* Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

** Rudné bane, n. p., závod Kremnica, Geologicko-meračské oddelenie, ul. J. Horvátha, 967 01 Kremnica

*** Centrálné laboratórium — rtg mikroanalýzátor ČHTF SVŠT, Jánska 1, 812 37 Bratislava

Doručené 14. 2. 1986

Вивіаніт в К-метасоматически изменённом андезите на месторождении Кремница-Штурец (штольня Андрей), Средняя Словакия

В тесной кровле Шпрэменовой жилы в интенсивно адуляризованном, кварцевом и серицитизированном пироксеническом андезите с амфиболом в пёстрой ассоциации минералов — кварц, адуляр, серицит, пирит, лимонит находятся карбонаты железозеленовато-вивианита — $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, которые возникали в течении гипогенных и также гипергенных процессах изменений.

Vivianite in K-metasomatic altered pyroxene andesite on the Kremnica — Šturec locality (the Andrej gallery), Central Slovakia

A Fe-phosphate named vivianite — $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, which was formed during the hypogene alteration, but prevailing during the supergene alteration, has been identified in the variegated mineral association — quartz, adular, sericite, pyrite, limonite and carbonates, in the immediate hanging of the Schrämen vein, in intensive adularized, silicified and sericitized pyroxene andesite with amphibole.

Lokalitu Kremnica — Šturec s Au-Ag mineralizáciou buduje formácia Zlatej studne (Konečný et al., 1983). Jedná sa o reliktý rozsiahleho stratovulkánu propylitizovaných a metasomaticky premenených pyroxenických andezitov s amfibolom bádenského veku [zistený aj v štôľni Andrej] patriaci k 1. skupine starších andezitov (Fiala, 1959). V jednotlivých úsekoch štôľne je hydrotermálne-metasoma-

ticky premenený: adularizovaný, silicifikovaný, sericitizovaný, chloritizovaný, karbonatizovaný, pyritizovaný, limonitizovaný a argilitizovaný (Maťo — Štubňa, 1984). V bezprostrednom nadloží Schrämenovej žily sa okrem kremeňa, aduláru, sericitu, pyritu, limonitu, dolomitu, kalcitu a sideritu podarilo identifikovať aj vivianit — $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

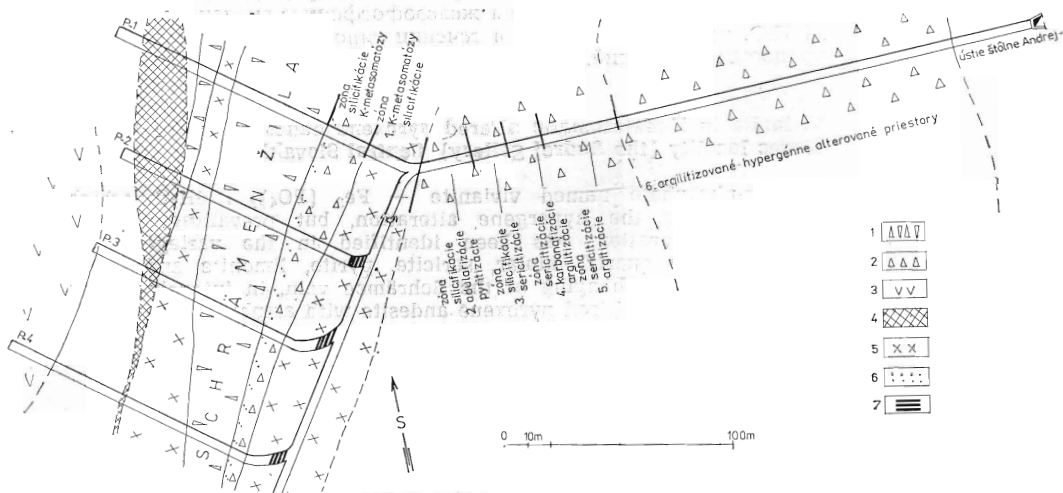
Pyroxenický andezit s akresorickým am-

fibolom je svetlosivý, miestami silne vybielený. Zemitý rozpad a strata textúrnych znakov horniny sú dôsledkom intenzívnej premeny andezitu. Ojedinele sa andezit zachoval tak, že môžeme čiastočne identifikovať porfyrické výrastlice pyroxénu a plagioklasu. Plagioklasu zastupuje andezín až bytownit. Akcesoricky sú prítomné čadičové amfiboly. Výrastlice pyroxénov v tomto type andezitu opísal Fiala (1959) a Böhmer (1966) ako hyperstén, diopsid a augit. Základná hmota obsahuje mikrolity živcov, menej pyroxén, jemne dispergovaný magnetit a pyrit, vulkanické sklo a minerály, ktoré vznikli pri premene andezitu. Z akcesorických minerálov sa tu vyskytuje krátkostĺpkovitý apatit a zriedkavejšie zirkón vo forme krátkych prizmatických zŕn.

Okoložilné alterované priestory v úvodných častiach prekopov $P_2 - P_3 - P_4$ sú

prestúpené väčším množstvom tenkých (asi 1 cm) žiliek s kremeňom, karbonátmi a pyritom. Okrem mineralizovaných žiliek pozorujeme tiež veľa pukliniek, trhliniek a dutiniek. Štruktúry, v ktorých sa koncentruje prevažne limonit (vo forme nátekov), kaolinit a illit, sú zvyčajne dobre priepustné a prestupujúca povrchová voda spôsobuje v ich okolí aj v súčasnosti intenzívnu hypergennú alteráciu.

V zóne draselnej metasomatózy (obr. 1) sa v rozsahu asi 10 — 15 m v mineralizovaných žilkách s mocnosťou do 1 cm s 2 — 3 mm kryštálkami kremeňa, aduláru, pyritu a karbonátov nachádza aj vivianit. Najčastejšie vytvára zhluky — agregáty makroskopicky viditeľných kryštálikov s veľkosťou maximálne 3 mm, ojedinele tiež samostatne vystupujúce perleťové tma-vomodré kryštáliky. Drobné monoklinické kryštáliky sú prizmatické, tenkostĺpkovi-



Obr. 1. Okoložilné alterované horniny Schrämenovej a Hlavnej žily v úrovni štolne Andrej. 1 — kremenná žilovina, 2 — andezitová breccia, 3 — mylonitová zóna, 4 — vyťažená kremenná žilovina Hlavnej žily, 5 — pyroxenický andezit s amfibolom, 6 — intenzívna silifikácia, 7 — úseky prekopu s lokalizovaným vivianitom

Fig. 1. Surrounding altered rocks of the Schrämen and Hlavná veins respectively at the level of the Andrej gallery. 1 — quartz veinstuff, 2 — andesite breccia, 3 — mylonite zone, 4 — exploited quartz veinstuff of the Hlavná vein, 5 — pyroxene andesite with amphibole, 6 — intensive silicification, 7 — sections of the crosscut with localized vivianite

TAB. 1

*Priemerné chemické zloženie pyroxenického andezitu zo zóny intenzívnej
K metasomatózy z prekopov P_2 — P_3 a S s lokalizovaným vivianitom
a priemerný obsah stopových prvkov*
*Average chemical composition of pyroxene andesite from the zone of intensive
K metasomatism from the P_3 — P_2 and S crosscuts with localized vivianite
and average contents of trace elements*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	str. ž.	H ₂ O+	Súčet
S*	58,30	0,66	14,77	4,82	2,74	1,60	0,91	0,09	7,56	0,39	0,69	0,31	4,87	2,21	100,08
P ₂ **	61,53	0,62	13,45	5,66	1,16	0,91	0,60	0,05	8,14	0,05	0,41	0,21	4,59	3,35	100,73
P ₃ **	63,80	0,66	13,63	4,82	0,78	0,80	0,33	0,01	6,74	0,05	0,43	0,21	4,55	3,61	100,42

	Ba	Pb	Sn	Ag	Cu	V	Ni	Co	Zr	Cr	Sr
S*	1017	31,4	13,4	3	94,2	186,7	11,9	18,9	189,7	42,7	143,3
P ₂ **	713	19,4	11,8	4,1	61,1	194,5	11,4	19,3	165,3	31,4	185,8
P ₃ **	912	24,0	12,6	3,9	87,5	162,3	9,9	19,1	176,3	27,9	133,1

Analýzovali: Ursíniová, Menichová, GP, n. p., Spišská Nová Ves, Laborat. str. Turčianske Teplice, Paulíniová, GÚ SAV Banská Bystrica, *priemerný obsah zo 6 analýz, ** priemerný obsah z 5 analýz.

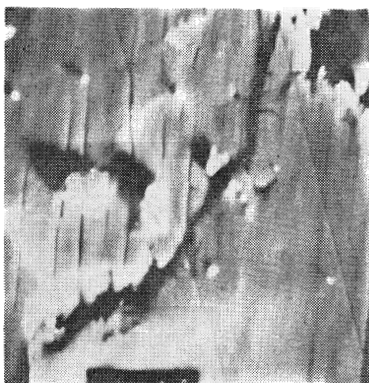
té, ale ojedinele aj tabuľkovité. Sú veľmi tesne späté s deštruovaným podkladom — pyroxenickým andezitom. Popri kryštalických formách sa vivianit vyskytuje v asociácii s kaolinitom, illitom, sericitom a limonitom vo forme jemných zemitých povlakov — mikrokryštalických agregátov v tenkých puklinách a dutinkách. Vytvára lúčovito-steblovité až vláknité agregáty mikroskopickej veľkosti. Aj jemný zemitý povlak vivianitu je tmavomodrý.

Optické konštanty vivianitu sú takmer zhodné s tabuľkovými, majú výrazný pleochroizmus v smere $N\alpha$ — indigovo-modrý, výbornú štiepateľnosť podľa {010}, v niektorých rezoch rovnobežné zhasnutie, $c/\gamma = 20^\circ$, $N\alpha = 1,580$, $N\gamma = 1,635$ (4), dvojlom = 0,055, uhol optických osí $(+)2V = 68^\circ$, veľmi nízku tvrdosť — okolo 1,5 a mernú hmotnosť = 2,59 — 2,63 $\pm$ 0,04.

Rtg. mikroanalýzátor (JEOL JXA 50A) overil chemické zloženie vivianitu, resp.

semikvantitatívne zloženie a plošnú distribúciu prvkov vo viacerých zrnách (v nábrusoch) z vyseparovanej minerálnej frakcie. Obsah zložiek kolíše v úzkom rozpätí (tab. 3): FeO a P₂O₅ boí vyšší ako v teoretickom vzorci [FeO = 42,96 %, P₂O₅ = 28,31 %, H₂O = 28,73 %], ale pomer FeO/P₂O₅ = 1,6 je v podstate zhodný s hodnotou v teoretickom vzorci (1,52). Hodnoty obsahu meraných zložiek necharakterizujú zloženie vivianitu jednoznačne, pretože z hodnôt sumárneho FeO nie je zrejmé, v akom pomere sú v štruktúre vivianitu zastúpené ióny Fe²⁺ a Fe³⁺.

V prírode sú známe čiastočne okysličené formy so zhodným obsahom FeO a Fe₂O₃ — beta-kerčenie Fe₄Fe₄(OH)₄ — (PO₄)₆ · 21 H₂O, s prevládajúcim obsahom Fe₂O₃ — alfa-kerčenie Fe₂Fe₆(OH)₆ — (PO₄)₆ · 18 H₂O a okysličená forma bez FeO — oxikerčenie — Fe₈(OH)₈(PO₄)₆ · 17 H₂O alebo bosforit — Fe₉(OH)₉(PO₄)₆ · 21 H₂O [Kostov, 1971].



Obr. 2. Povrchový scan vivianitu. Zv. 300x.

Fig. 2. The surface scan of vivianite, magn. x300

Stupeň oxidácie vivianitu môže byť rôzny. Dormann — Poullen (1980) a Oustrerie et al. (1981), ktorí rozlišujú monoklinickú modifikáciu — vivianit a triklinickú — metavivianit, dospeli štúdiom pomocou Mössbauerovej spektroskopie k poznatkom, že metavivianit predstavuje okysličenú formu a vzniká pri oxidácii iónov Fe^{2+} na Fe^{3+} v štruktúre vivianitu. McCammon — Burns (1980) konštatujú, že pomer Fe_B^{2+} a Fe_A^{2+} (kde Fe_A^{2+} je Fe v izolovaných a Fe_B^{2+} je Fe v spárených oktaédroch štruktúry) sa zvyšuje už v atmosferických podmienkach. Zvyšovanie uvedeného pomeru je dôkazom, že pri oxidácii Fe v spárených oktaédroch sú stále iba iónové páry Fe_B^{2+} — Fe_B^{3+} [približne 35 — 50 % iónových párov], čo spôsobuje „prednostnejšiu“ oxidáciu Fe^{2+} v izolovaných oktaédroch [Fe_A^{2+} — Fe_A^{3+}]. Podľa uvedených autorov proces oxidácie Fe^{2+} iónov vo vivianite ovplyvňujú H_2O ligandy a ich premena na OH^- ióny. Stratou štruktúrnej vody sa narušá štruktúra vivianitu, ktorý sa v dôsledku zmeny iónov Fe_B^{2+} na Fe_B^{3+} v spárených oktaédroch mení na jemný prášok tmavomodrej farby. Strata H_2O vo vivianite sa podľa Kulczyckého — Parafi-

niuka (1978) začína pri teplote nad 40°C , podľa Hendersona et al. (1984) v intervale $67 - 317^\circ\text{C}$, najintenzívnejšia dehydratácia je v intervale $120 - 140^\circ\text{C}$, pri teplote nad 600°C sa končí a štruktúra vivianitu sa celkom naruší.

Je pravdepodobné, že nami študovaný vivianit je viac oxidovaný, lebo má veľmi výrazný pleochroizmus a vyšší index lomu.

Kvalitatívnou spektrálnou analýzou vyseparovanej frakcie vivianitu sa okrem Fe

TAB. 2

Hodnoty záznamu z rtg difrakcie vivianitu z lokality Kremnica — Šturec
Values of the record from the X-ray diffraction of vivianite from the Kremnica — Šturec locality

$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ 3 — 70 ASTM		$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ Kremnica-Šturec	
d / I		d / I	
8,00	27	8,02	33
6,80	100	6,76	100
4,91	40	4,95	22
4,50	13	4,57	11
4,32	4		
4,09	13	4,10	5
3,84	40	3,88	20
3,65	5		
3,33	3	3,36	3
3,20	53	3,22	76
2,97	67	2,98	55
2,71	67	2,78	15
2,64	8	2,71	61
2,52	33	2,65	18
2,42	40	2,60	16
2,31	27	2,54	48
2,23	20	2,43	19
2,19	20	2,32	46
2,07	23	2,23	32
2,01	8	2,19	34
1,96	8	2,08	24
1,92	33	2,01	10
1,89	20	1,93	17
1,82	11	1,90	13
1,78	13	1,86	17
1,67	40		

Analýzoval: Ševc, GÚ PF UK Bratislava. DRON UM — 1, Co/Fe, clony 2/1/2, 30 KV / 30 mA, poč. impul. 10^3 , T-5

TAB. 3

*Chemické zloženie vivianitu
stanovené rtg mikroanalýzátorm
Chemical composition of vivianite
fixed by X-ray microanalysis*

Vzor- ka	FeO	P ₂ O ₅	MnO	Súčet
1/1	50,58	33,54	0,19	84,31
1/2	50,71	33,81	0,04	84,56
2/1	51,58	33,56	0,30	85,44
2/2	50,75	33,23	0,25	84,22
3/1	50,11	34,48	0,25	84,84
3/2	51,86	34,89	0,23	86,98
4/1	53,19	33,71	0,21	87,11
4/2	52,57	33,70	0,20	86,47

Analýzoval: Navrátil, ÚGG ČSAV Praha
(JEOL JXA 50A). [Označenie vzorky napr.
1/1 = zrno č. 1/okraj zrna, 1/2 = zrno č.
1/stred zrna]

a P zistil aj Mg, Mn, Ca, Al, K, Si. Rtg mikroanalýzátor overil rovnomernú distribúciu Fe, P a čiastočne aj Mg, ale Ca, Si a Mn sa distribuujú nerovnomerne a koncentrujú sa vo forme prímies predovšetkým v drobných minerálnych inhomogenitách (obr. 2), ktoré sa dajú miestami hojne pozorovať (tiež mikroskopicky). Hodnoty koncentrácie Mg, Mn, Ca, Al, K a Si sú minimálne: MnO $\bar{x}$ = 0,24, MgO $\bar{x}$ = 0,21, CaO $\bar{x}$ = 0,08, K₂O $\bar{x}$ = 0,12 (priemerný obsah vo váhových % sa vypočítal z 20 meraní).

Identifikácia vivianitu rtg difrakčnou analýzou zodpovedá tabuľkovým údajom vivianitu v ASTM 3 — 70 (tab. 2).

Diskusia a záver

Vivianit najčastejšie vzniká pôsobením roztokov s kyselinou fosforečnou na zlúčeniny Fe²⁺, predovšetkým na pyrit, py-

rotín a siderit. V sedimentoch obohatených hydroxidmi Fe je pomerne častý vivianit diagenetického pôvodu [Hearn et al., 1983; Henderson et al., 1984]. Ďalej sa vivianit vyskytuje v oxidačných zónach kýzových ložísk v dutinkách žíl spolu s pyritom, arzenopyritom a sideritom [Mas-soda et al., 1981]. Aj v niektorých ložiskách zlata v zónach metasomatických premien sa uplatňuje fosfatizácia, ktorá už v počiatočných štádiách alterácie, resp. v štádiu obohatenia hornín o P₂O₅ spôsobuje lokálne nahromadenie fosforečnanov — predovšetkým apatitu, ale aj vivianitu [Boyle, 1979].

Zaujímavé a veľmi zjavné sú vzájomné vzťahy: vivianit, adulár a kremeň sú navzájom úzko prerastené, resp. pyrit a karbonáty bývajú lemované vivianitom v tenkých žilkách a v základnej hmote metasomaticky premeneného pyroxenického andezitu. Adulár a kremeň, ktoré sú výrazne zastúpené v K metasomatizovanom andezite, vznikali v dôsledku jeho intenzívnej hydrotermálno-metasomatickej premeny. Vivianit, ktorý je prítomný spolu s uvedenými minerálmi v žilkách a v základnej hmote zmeneného andezitu, má zrejme tiež hypogénny pôvod a pravdepodobne tiež vzniká v procesoch metasomatickej alterácie v prostredí obohatenom alkáliami. Metasomatizujúce roztoky (i napriek celkovo nízkemu obsahu P₂O₅ v okolítom andezite) boli zrejme v lokalizovaných úsekoch nadložia mierne obohatené o fosfor, ktorý sa pravdepodobne uvoľnil pri alterácii andezitu — premenou pôvodných minerálov, napr. i hojnejšieho apatitu.

Nízky obsah P₂O₅ (0,21 — 0,31 %; tab. 1) nenásvedčuje, žeby sa v okolítom andezite uplatnila intenzívna fosfatizácia (a žeby bol počas nej vznikol vivianit), ako to v analogických oblastiach uvádza Boyle (1979).

Na vznik vivianitu v podmienkach hypogénneho zvetrávania poukazuje pozícia

študovanej oblasti — úseky prekopov s vivianitom predstavujú podpovrchovú zónu, v ktorej sa uplatnila intenzívna argilitizácia (kaolinizácia) a limonitizácia andezitu. Vivianit v asociácii s kaolinitom, illitom, sericitom a limonitom vznikal premenou sulfidov pôsobením prestupujúcej povrchovej vody.

Literatúra

- Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti Kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 11, 5 — 125.
- Boyle, R. W. 1979: The geochemistry of gold and its deposits [together with a chapter on geochemical prospecting for the element]. *Geol. Surv. Bull. (Washington)*, 280, 492.
- Dormann, J. L. — Poullen, J. F. 1980: Etude par spectroscopie Mössbauer de vivianites oxydées naturelles. *Bull. Minéral. (Paris)*, 103, 6, 633 — 639.
- Fiala, F. 1959: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciattech neovulkanitů v Kremnických horách. *Geol. Práce, Žoř.*, 54, 7 — 62.
- Hearn, P. P. — Parkhurst, D. L. — Calender, E. 1983: Authigenic vivianite in Potomac river sediments: control by ferric hydroxides. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 53, 1, 163 — 178.
- Henderson, G. S. — Black, P. M. — Rodges, K. A. — Rankin, P. G. 1984: New data on New Zealand vivianite and metavivianite. *N. Z. J. Geol. Geophys. (Wellington)*, 27, 3, 367 — 378.
- Konečný, V. — Lexa, J. — Plandero-vá, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Záp. Karpaty, Sér. Geol.*, 9, 204.
- Kostov, I. 1971: Mineralogia. *Nauki o Zemle. Moskva, Izd. Mir*, 584 s.
- Kulczycki, A. — Parafiniuk, J. 1978: Vivianite from the middle jurassic fossiliferous concretions of Lukow, Polish Lowland. *Acta geol. pol.*, 28, 2, 235 — 240.
- McCammon, C. A. — Burns, R. G. 1980: The oxidation mechanism of vivianite as studies by Mössbauer spectroscopy. *Amer. Mineralogist.*, 65, 3 — 4, 361 — 366.
- Messoda, E. L. — Jebrak, M. — Laccomme, A. 1981: Presence de vivianite a la mine du Jbel Aouam, Maroc central. *Not. Mém. Serv. geol. (Rabat)*, 42, 308, 257.
- Oustriere, P. — Pillard, F. — Lettermann, M. — Poullen, J. F. 1981: Étude de la phosphatogenese a fer ferreux et fer ferrique, le cas des vivianites d'Anloua (Cameroon). *Resume princ. result. sci. et tech. rev. geol. nat., Burn. rech. geol. et min. (Paris)* s. a., 95.

Vivianite in K-metasomatic altered pyroxene andesite on the Kremnica—Šturec locality (the Andrej gallery), Central Slovakia

Detailed geological investigation of the Au-Ag mineralization on the Kremnica — Šturec locality, on the vein system I. of the Schrämen and Hlavná veins respectively, has made accessible by new spaces in the subsurface parts of the mountain massif. At the elevation of 654 m above sea-level, in which the Andrej gallery is driven perpendicular to the vein structures, there is pyroxene andesite with accessory amphibole, which is hydrothermally-metasomatic altered; adularized, silicified, sericitized, chloritized, carbonatized, pyritized, limonitized and argillitized. Vivianite — $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ — has been identified in the immediate hanging of the Schrämen vein, in the variegated association of minerals as follows: adular, quartz, pyrite, limonite, carbonates — dolomite, calcite, siderite.

Vivianite is present along with small crystals

of quartz, adular, pyrite and carbonate in the zone of K-metasomatism within the extent of about 10 — 15 m, in mineralized veinlets, which are thick to 1 cm. It forms aggregates of macroscopic visible small crystals of prismatic shape, with the size to 3 mm and with the dark blue colour. It also occurs in the association with clay minerals and limonite in form of earthy coats in thin joints and vesicles.

Vivianite on the Šturec locality was probably formed during both supergene processes — by penetrating of meteoric water which caused pyrite alteration — and hypogene processes, which had a character of hydrothermally-metasomatic alteration of pyroxene andesites in medium enriched by alkalies [by the effect of solutions with phosphoric acid on sulphides of Fe^{2+} — especially pyrite].

Technologická a chemicko-mineralogická charakteristika bauxitov a okolitých hornín pri Drienovci

VASIL HRINKO

Geologický prieskum, geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 27. 12. 1985

Технологическая и минералого-химическая характеристика бокситов и вмещающих пород месторождения Дриеновец

С целью более детального изучения уже известного месторождения бокситов вблизи Дриеновца, в 1984—85 годах было пробурено несколько разведочных буровых скважин. Промышленные запасы бокситов на месторождении неразведаны. Технологическое изучение поэтому было направлено лишь на качественную химическую и минералогическую оценку разведкой разведанных типов пород. Технологически была дана оценка семи породным литотипам (бокситы, „красовики“ глины-мергелистые глины, мергели, конгломераты, песчаники, известняки и уголь) и ориентировочно дана оценка для их использования.

Technological, chemical and mineralogical characteristics of bauxite and adjacent rocks near Drienovec (Slovak Karst area, SE Slovakia)

With the aim of detailed investigation into formerly known bauxite occurrence near Drienovec (Slovak Karst area), a drilling campaign and technological research was made on rock complexes of the area. In spite that bauxite accumulations of deposit size have not been found, technological tests oriented to qualitative chemical and mineralogical characteristics of found rock species. Detailed description and technological characteristics were obtained for seven lithotypes (bauxite, red clay, claystone-marly claystone-marlstone, conglomerate, sandstone, limestone and coal) complemented by pioneering assessment of possibilities for their practical use.

Výskyt bauxitu v okolí Drienovca opísal A. Matejka (1958), F. Chmelík (1959), A. Abonyi (1975) a P. Grecula et al. (1977). Technické práce (4 vrty v celkovej dĺžke 1559,5 m v rokoch 1984—1985), ktorých cieľom okrem upresnenia geologickej stavby bolo aj overenie možnosti výskytu a akumulácií bauxitonosných hornín (bau-

xitových ílov), technologická a chemicko-mineralogická klasifikácia, ako aj charakteristika ostatných vystupujúcich horninových typov, prítomnosť bauxitu nezistili (Barkáč et al., 1985). Priemerné zastúpenie jednotlivých horninových typov určené na základe odvrátanej metráže je takéto: červenica 4,3 %, ílovec — slienitý ílo-

vec — slieň 26,8 ‰, zlepenec 49,3 ‰, vápenec 9,4 ‰, pieskovec 9,9 ‰, uhlie 0,3 ‰.

Technologická charakteristika podľa litotypov

Bauxit

Bauxitový íl z oblasti Drienovca (Grecula, 1977) je jemne pelitický, hnedočervenej farby. Má ostrohranný rozpad, lom často lastúrovitý. Je lokalizovaný na nepravidelnom krasovom povrchu triasových vápencov pokrytých červenými, tehlovočervenými a červenohnedými ílmi.

Komplexný výskum bauxitu z oblasti Drienovca s určením kvality sa na základe výsledkov petrograficko-mineralogických rozborov, chemických a semikvantitatívnych analýz robil v MLR (Gecse, 1977). Skúmalo sa 6 vzoriek z prieskumných rýh a šachtíc. Obsah Al_2O_3 v analyzovaných vzorkách kolíše od 45,1 do 48,2 ‰.

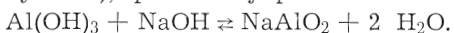
Bauxitový íl má zvýšený obsah SiO_2 , Fe_2O_3 a väčšie straty žiháním. Obsah nežiadúcich prímiesí (CaO , MgO , S , P_2O_5) je mimoriadne nízky. Priemerný modul ($\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$) má hodnotu 5,7.

Drienovecký bauxit je hydrargilitovo-böhmitového typu s prevládajúcim hydrargilitom v pomere 2,4 : 1.

Bauxit bohatý na kyslíčnik kremičitý, ktorého modul je 2,6 až 7,0, sa spracováva spekaním suroviny so sódou a vápencom, pri ktorom nastáva reakcia:



Z prevádzkového hľadiska je spracovateľská metóda spekaním náročná a menej výhodná ako hydrochemická metóda (Bayerova), pri ktorej prebieha reakcia:



Bauxitový íl z oblasti Drienovec je chemicky i mineralogicky nehomogénny. Pri sledovaných kyslíčnikoch vykazuje veľké variačné rozpätie a vysoký koefi-

cient variácie (priemerný $\text{kV} = 62,65 \text{ ‰}$), spôsobený hlavne veľmi premenlivým obsahom CaO . Svedčí to o variabilite prímiesí a znečistení v tomto horninovom type.

Červenica

Nachádza sa vo vrchnej časti vertikálneho profilu vrto, často vyplňa kavernózne dutiny v zlepencovom komplexe. Je hnedočervená, červená až tmavočervená, obsahuje množstvo úlomkov karbonatických hornín. Priemerné chemické zloženie červenice je: SiO_2 39,48 ‰, Al_2O_3 11,01 ‰, Fe_2O_3 7,22 ‰, CaO 17,86 ‰, MgO 1,49 ‰, strata žiháním 19,90 ‰. Červenica s vyšším obsahom Al_2O_3 (nad 18 ‰) môže obsahovať bauxitové minerály. Jedná sa však o červenice, ktoré vznikli z bauxitových ílov premiestnením, a preto majú aj nižšiu koncentráciu bauxitových minerálov (hydrargilitu, böhmitu). Potvrdil to mineralogický rozbor na ojedinelých vzorkách z povrchových odkryvov zo západného okraja intravilánu mesta Moldava nad Bodvou. Výskyty dokumentované týmito výsledkami poukazujú na to, že taká istá akumulácia bauxitového ílu, akú predstavuje výskyt pri Drienovci, sa môže nachádzať aj inde vo vápencovom súvrství v širšej oblasti Drienovca.

Minerálne zloženie červenice je veľmi pestré. Hlavnými minerálmi sú kremeň a kalcit, z ílových minerálov illit, kaolinit, montmorillonit, chlorit a železité minerály.

Zvýšený obsah chrómu a niklu (Cr 1075 mg/kg a Ni 771 mg/kg), stanovený spektrálnou analýzou, svedčí o lateritizácii, ale nezodpovedá požiadavkám na priemyselné využívanie červenice ako chrómo-vo-niklovej rudy. Tiež iné použitie, napríklad v keramickej a tehliarskej výrobe, nie je vzhľadom na chemické zloženie červenice reálne.

Ľovec — slienitý ľovec — slieň

Tento horninový typ je farebne veľmi pestrý: od hnedých rozpadavých cez hnedoružové, červenohnedé, sivoružové, sivé až tmavosivé spevnené ľovce. Blížšie pri povrchu má červené odtiene a obsahuje úlomky karbonátov, s narastajúcou hĺbkou prechádza do sivých odtieňov s ešte vyšším obsahom karbonátov. Má hrúbku od niekoľkých centimetrov do niekoľkých metrov. Chemickým zložením je blízky červenici. Priemerný obsah niektorých základných kyslíčnikov je: SiO_2 37,49 %, Al_2O_3 10,94 %, Fe_2O_3 6,79 %, CaO 20,33 %, MgO 2,04 %, strata žíhaním 17,16 %.

Pozoruhodný je zvýšený obsah CaO , ojedinele až 38,7 %, a preto ľovcom pripisujeme slienitý charakter.

Kvalitatívnou spektrálnou analýzou sa identifikovali prevažne v ľovcoch bežné prvky (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na). Obsah prvkov, ktoré sú nositeľmi minerálov vznikajúcich v procese lateritizácie, je nízky (Cr 402 mg/kg, Ni 272 mg/kg, Ba 311 mg/kg).

Pre nepravidelnú a malú mocnosť, hĺbku uloženia a nevyhovujúce kvalitatívne parametre nie je ľovec vhodný na priemyselné využívanie (v keramickej, tehliarskej, cementárskej výrobe).

Zlepenec

Je najrozšírenejším horninovým typom v danom území. Jeho granulometrické zloženie a farebná škála sú veľmi rôznorodé. Blížšie pri povrchu je prevažne hrubozrnný. Podstatnú časť úlomkov tvorí vápenec sivej, červenej i bielej farby, v menšom množstve dolomit. Tmel je väčšinou ľovitý, červenej, ojedinele zelenej farby. S narastajúcou hĺbkou sú zlepence jemnozrnnéjšie, s prevahou vápnitého tmelu. Priemerné chemické zloženie zlepenecov je: SiO_2 14,96 %, Al_2O_3 3,76 %, Fe_2O_3 2,62 %, CaO 41,63 %, MgO 5,83 %, strata žíhaním 28,27 %.

Nosnými minerálmi v zlepencoch sú kalцит a kremeň, z ľovitých illit a kaolinit.

Spektrálna analýza stanovila aj v tomto type hlavne horninotvorné prvky, v menšej miere tiež Cr (736 mg/kg), Ni (329 mg/kg) a Sr (194 mg/kg).

Vzhľadom na charakter tmelu (ľovitý) a hrubozrnnú štruktúru nie je zlepenec vhodný na použitie v stavebníctve. Jemnozrnnéjšie typy s vápnitým tmelom sú zasa uložené v ekonomicky neľahostojných hĺbkach.

Z chemicko-mineralogického hľadiska je zlepenec najvariabilnejší zo všetkých študovaných horninových typov v predmetnom území. Priemerný koeficient variácie chemického zloženia (kV) je 79,37 %.

Vápenec

Zistil sa v podloží zlepenecov, kde bolo možné pozorovať časté striedanie ľovcov, pieskovcov, vápenecov a ojedinele tiež vložiek uhlia. Vápenec má najčastejšie sivú farbu a jemnozrnnú štruktúru. Miestami pozvoľne prechádza do jemnozrnného pieskovca. Priemerné chemické zloženie vápenca je: SiO_2 6,04 %, Al_2O_3 2,43 %, Fe_2O_3 1,07 %, CaO 49,25 %, MgO 0,43 %, strata žíhaním 34,65 %. Prepočtom na CaCO_3 je priemerný obsah kalcitu vo vápenci 87,9 % a taký vápenec klasifikujeme ako slienitý (Vachtl et al, in Polák, 1972).

Vápenec býva uložený veľmi hlboko, preto ho nemožno využívať.

Pieskovce

Jeho mocnosť varíruje od niekoľkých centimetrov až po desiatky metrov. Je jemnozrnný, prevažne hnedosivý, sivý až tmavosivý. Často býva prestúpený niekoľkokentimetrovými vložkami ľovca. Pieskovce je vápnitý a ojedinele sa v ňom

dajú pozorovať kalcitové žilky. Priemerné chemické zloženie pieskovcov je: SiO_2 31,04 %, Al_2O_3 5,98 %, Fe_2O_3 6,41 %, CaO 24,30 %, MgO 6,56 %, strata žiňaním 23,76 %.

Základnými minerálmi tohto horninového typu sú kalcit, kremeň, menej dolomit, z ílových minerálov kaolinit a illit.

Spektrálnymi analýzami sa identifikovali predovšetkým bežné horninotvorné prvky. Zaujímavá je zvýšená koncentrácia Cr (1511 mg/kg) a Ni (1189 mg/kg). Distribúcia týchto prvkov je veľmi variabilná, ich obsah je však pre priemyselné využívanie nedostatočný.

Hĺbka uloženia a z technologického hľadiska aj chemická kompozícia (vysoký obsah CaO a vápnitého tmelu) sú pre prax nevyhovujúce.

Uhlie

Znečistené hnedé uhlie a uhoľné bridlice sa zistili v hĺbke okolo 300 m vo forme vložiek v pieskovcovo-ílovcovom súvrství. Ich mocnosť je niekoľko centimetrov, ojedinele viac ako jeden meter. Uhoľné polohy sú znečistené kalcitovými žilkami a ílovcovitými vložkami.

Uhlie overené v 7 vzorkách obsahuje v prírodnom stave vysoké percento popola (74,39 %), nízke percento horľaviny (18,97, a to 13,82 prchavej a 5,20 neprchavej), má nízku výhrevnosť (2,49 MJ/ks) a spalné teplo 2,83 MJ/ks. Horľavina obsahuje 77,4 % prchavej horľavinovej zložky a 23,35 % neprchavej zložky. Spalné teplo horľaviny je 13,22 MJ/ks a výhrevnosť 12,24 MJ/ks. Uhlie je silne znečistené karbonickými zvyškami. Klasifikujeme ho ako uhlie podradnej kvality, s nízkou kalorickou hodnotou.

Predpokladáme, že pre nepravidelné a

malé akumulácie, ako aj nízku kvalitu sa toto uhlie nebude priemyselne využívať.

Výsledné technologické zhodnotenie

V okolí Drienovca možno výskyt bauxitu predpokladať v nadloží triasového vápenca. Ide o redeponovaný bauxit hydrargilitovo-böhmitevého typu nižšej kvality s podobnými technologickými (chemicko-mineralogickými) vlastnosťami ako doteraz známe výskyty (opísané pri klasifikácii bauxitu). Kvalitatívne lepší bauxit a väčšie akumulácie by mohli predstavovať ich primárne zdroje, neprepálené a v pôvodnej pozícii.

Červenica z nadloží zlepcov a z výplní puklín a kavernóznych dutín v zlepcovom komplexe neobsahuje bauxit ani bauxitové minerály. Nositeľmi bauxitových minerálov môže byť taká červenica, ktorá vznikla zvetrávaním bauxitového ílu.

Ostatné horninové typy (ílovec, zlepec, pieskovec, vápenec) nemajú také chemicko-mineralogické vlastnosti a hĺbku uloženia, aby sa mohli priemyselne využívať.

Uhlie má nepravidelnú a malú mocnosť, vysoký obsah popola a nízku výhrevnosť. Kvalitatívne je podradné, pre priemyselne využívanie nevhodné.

Literatúra

- Barkáč, Z. — Varga, I. — Hrinko, V. 1985: Drienovec — bauxity, VP. [Záverčná správa.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves.
- Gecse, E. 1977: Csehslovákiai bauxitminták anyagvizsgálati eredményei, Balatonalmádi.
- Grecula, P. et al. 1977: SGR — východ. [Záverčná správa.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves.
- Polák, A. 1972: Nerudné nerostné suroviny. Praha, SNTL. 390 s.

Technological, chemical and mineralogical characteristics of bauxite and adjacent rocks near Drienovec (Slovak Karst area, SE Slovakia)

The known occurrence of bauxite near Drienovec (Slovak Karst area, SE Slovakia) motivated further prospection and technological tests with the aim to assess broader possibilities of finding new bauxite accumulations in the area and to assume their economic value. Four prospection drillings of 1,559.5 m total length and three ditches have been realized during prospection but no bauxite occurrences of economic value have been found. Hence the technological tests concentrated onto the characteristics of all occurring rock types touched by workings. Technological assessment was made on the base of laboratory data (chemical, mineralogical, spectrometric and physical analyses). Qualitative assessment of bauxite occurrence in the area was based on literature data from previous work (Grecula, 1977; Gecse, 1977).

Bauxite occurrences near Drienovec represent a hydrargillite-boehmite variety in which the hydrargillite content fluctuates between

32.3–42 % and that of boehmite between 12.5–18.3 %. The maximal Al_2O_3 content is 48 % and the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio is 3.0 to 8.5. By its qualitative properties the bauxite is similar to bauxite raw imported from Hungary.

Adjacent rocks in the area touched by prospection work (red clay, claystone, conglomerate, sandstone and limestone) are unsuitable for industrial use either due to unsuitable properties (high contents of non-desirable constituents) or for their depth of occurrence. All adjacent rocks are strongly carbonatic.

Thin seams of soiled brown coal occur in approximately 300 m depth within sandstone-claystone sequence. Coal seam thicknesses attain mostly but few cm exceeding only rarely 1 m. The coal contains high percentages of ash and hence the calorific value is low. Due to the inferior quality and small size of seams the economic use of coal accumulations is out of question.

RECENZIA

R. Gradzinski — A. Kostecka — A. Radomski — R. Unrug; **Zarys sedymentologii**. Varšava, Wydawnictwa geologiczne, 1986, 628 s., 349 obr., 28 tab.

Sedimentológia je pomerne mladý odbor geologických vied, ktorý v ostatných dvoch-troch desaťročiach zaznamenal pozoruhodný rozmach. Poznatky mnohých špecialistov sa využívajú pri vyhľadávaní nerastných surovín viazaných na sedimentárne horniny. Na výmenu skúseností a prezentovanie nových poznatkov už nestačia celosvetové kongresy IAS, preto sa začali v dvojročných intervaloch poriadka regionálne sympóziá [napr. európske v Juhoslávii, Francúzsku a v r. 1986 v Poľsku].

Poľská sedimentologická škola patrí k najerudovanejším v Európe. Vyšli z nej viacerí poprední svetoví sedimentológovia, okrem iných aj autori knihy Zarys sedymentologii. Oni napísali aj knihu Sedimentologia [1976], ktorá sa aj v ruskom preklade rýchle vypredala, preto R. Gradzinski, A. Kostecka, A. Radomski a R. Unrug zostavili novú knihu Zarys sedymentologii [charakteru vysokoškolskej učebnice], v ktorej sú síce niektoré kapitoly stručnejšie, ale ktorá je doplnená o nové poznatky z rýchle sa rozvíjajúcej sedimentológie. Čitateľ v nej nájde základné sedimentologické údaje, ale aj výsledky a postuláty moderných aktuogeologických štúdií v oblasti vzniku sedimentov.

Kniha je rozčlenená na 14 kapitol. V prvej sú opísané procesy sedimentácie, ich energia, základné delenie materiálu vstupujúceho do procesu sedimentácie, jej chemické parametre a základné fyzikálne, koncepčné a matematické modely, ako aj úloha času v jej procese. V druhej kapitole sa opisujú formy a základné fyzikálne vlastnosti transportu klastického materiálu, úloha tvaru dna pri transporte zrn vo vodnom prostredí, transport vetrom, vlnením, dmutím a transport hlbinnými a suspenznými prúdmi. Ďalšie dve kapitoly podávajú štruktúrne znaky a textúry sedimentárnych hornín a základné metódy ich interpretácie. Okrem základných mechanických textúr sa tu opisujú aj základné biogénne textúry. Zvlášť

na kapitola je venovaná sedimentom gravitačných tokov so základnou charakteristikou turbiditných a fluxoturbiditných sedimentov. Stručne je rozpracovaná problematika fľových sedimentov, ich mineralógia, formy transportu, spôsob ukladania, kompakcia a diagenéza (autorom tejto kapitoly je K. Görlich).

V knihe, ktorá je prevažne venovaná klastickým sedimentom, je aj rozsiahla kapitola o sedimentárnych karbonátoch a stručné, ale obsažné kapitoly o sedimentológii evaporitov a silicítov, ako aj kapitola venovaná ostatným biogénnym a hydrogénnym sedimentom.

Záverečné kapitoly sumarizujú moderné sedimentologické poznatky o faciách, sedimentačných prostrediach, paleoprúdoch a o cyklickej sedimentácii.

Azda jediným nedostatkom knihy je, že v jej najrozsiahlejšej kapitole (Sedimentačné prostredie) nenájdeme nové postuláty z oblasti analýzy sedimentárnych panví z aspektu nových tektonických trendov, hlavne z aspektu litosferických dosiek, ani nové pohľady na klasifikáciu sedimentárnych panví.

Každú z kapitol dopĺňujú údaje o základnej literatúre so stručnou a výstižnou charakteristikou toho, čo v citovanej práci možno nájsť. Nechýba ani obsiahly zoznam citovanej literatúry (asi 900 titulov), register autorov a vecný register.

Text bohato ilustrujú obrázky, grafy a tabuľky.

Autori knihy Zarys sedymentologii prispeli aj týmto dielom k udržaniu dobrého mena poľskej sedimentologickej školy. Knihu treba zaradiť medzi najlepšie súborné diela z daného odboru. Možno ju odporúčať širokej československej geologickej verejnosti, lebo v našej geologickej literatúre, ak odhliadneme od Petránkovej knihy Usazené horniny [1963] a niekoľkých novších, rozsahom i obsahom limitovaných prác Kukala, analogické sedimentologické dielo učebnicového charakteru nenájdeme. Zdá sa, že kniha bola určená len pre domácu ponuku v Poľsku a náklad 3000 + 150 ks neumožní, aby sa dostala vo väčšom počte aj do našich odborných či školských knižníc.

Dionýz Vaşş

Príspevok k poznaniu štruktúry vulkanických skiel

HELENA GERTHOFFEROVÁ*, ANNA LAJČÁKOVÁ**

* Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

** Katedra nerastných surovín PF UK, Žižkova 2, 811 02 Bratislava

Doručené 9. 1. 1986

Заметка о познании структур вулканического стекла

Образцы обсидиана и перлита были подвержены изучению методами трансмиссионной электронной микроскопии, точнее методом суспензии включительно электронной микродифракции и двухступенчатой коллоидной репликой в комбинации со селективной обработкой. Структура обсидианового стекла является глобулярной, реплика перлита имеет ровный рельеф. Замечены зародки кристаллов размерами от 100 до 150 нм представляет чаще всего кристобалит, тридимит, санидин и кислые плагиоклазы.

Contribution to the knowledge of volcanic glass structure

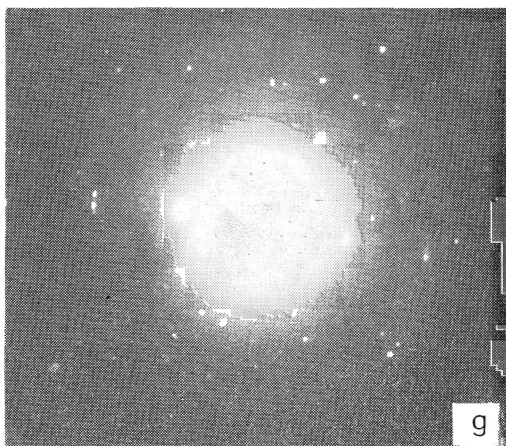
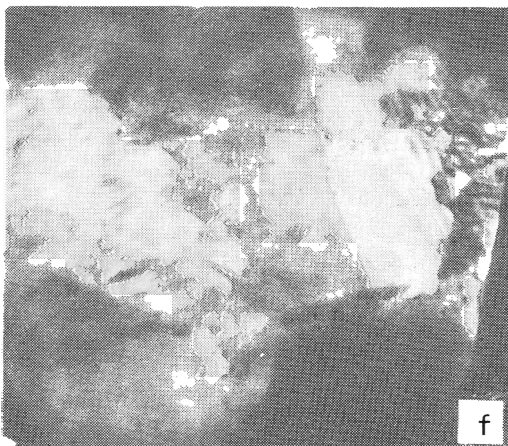
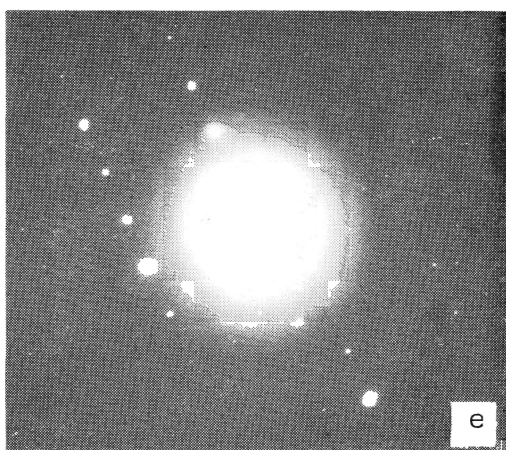
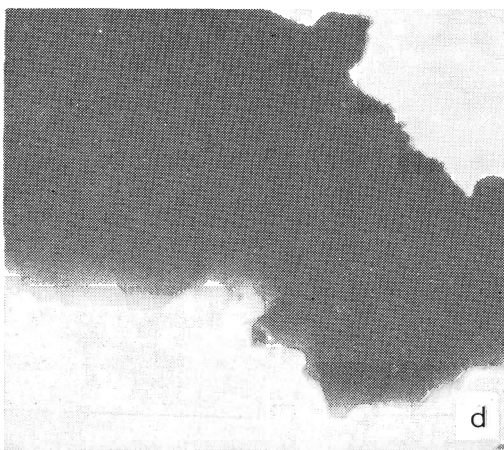
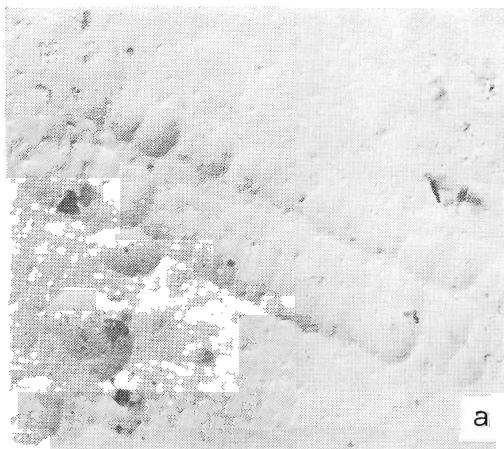
Methods of transmission electron micrography, mainly the method of suspension, electron microdiffraction as well as a two-stage colloidium Au-Pd replica in combination with selective etching, have been used for research into the obsidian and perlite glass structure. The obsidian glass reveals globular texture whereas replicas from perlite glass reveal smooth relief. Identified crystal nuclei of 10 — 150 nm size are most frequently cristobalite, tridymite, sanidine and acid plagioclase.

Metódy elektrónovej mikroskopie pomáhajú odkrývať štruktúry vulkanických skiel. Najrozšírenejšou metódou replík bola v skle zistená tzv. globulárna štruktúra [Nasedkin — Frolova, 1979; Gerthofferová — Lajčáková, 1980 a i.]. Najrozmanitejšie usporiadané globulárne útvary predstavujú štruktúru skla [Nasedkin, 1975; Israelan, 1983], vznikajúcu pri prechode taveniny na sklo. Pri leptaní HF sa v dôsledku nerovnakej odolnosti objavujú i monokryštály veľmi malých rozmerov. Pomocou elektrónovej mikroskopie v re-

žime difrakcie možno sledovať ich charakter, v niektorých prípadoch ich možno aj identifikovať.

Štruktúra vulkanických skiel

Presná geometrická stavba a periodičita základnej štruktúrnej bunky vo vulkanických sklách chýba. Existujú však termodynamické i štruktúrne dôkazy, že lokálna koordinácia stavebných jednotiek je podobná ako pri kryštalických látkach zodpovedajúceho chemického zloženia. Dô-



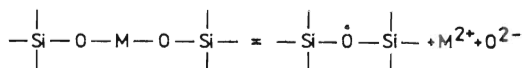
ležitým termodynamickým dôkazom je, že teplo potrebné na tavenie skla je len malou časťou celkovej mriežkovej energie zodpovedajúcej kryštalickej látky. Entalpia a voľná energia skiel binárnych zmesí ($\text{MO} - \text{SiO}_2$) sa často prejavujú podobne ako pri kryštalických látkach rovnakého chemizmu [Gaskel, 1977]. Štruktúrne dôkazy sú založené na podobnosti Ramanových a IČ spektier kryštalických látok a ich skiel [Sharma et al., 1978 a i.).

Doteraz existovalo niekoľko štruktúrnych modelov skiel a tavenín. Široké uplatnenie nadobudol Zachariasenov model [1932], ktorý predpokladal určité pravidlá pre energeticky výhodné formovanie štruktúry skiel. Za základnú jednotku pri vysoko kremičitých sklách považoval trojrozmernú sieť bez periodicity bunky s nerovnakou dĺžkou väzieb a veľkosťou uhlov medzi atómami kremíka a kyslíka. Priemerná dĺžka väzby zistená pri vysoko kremičitých sklách (0,162 nm) je blízka dĺžke väzby $\text{Si} - \text{O}$ v cristobalite (porovnaj α -cristobalit — 0,159 nm, β -cristobalit — 0,169 nm). Uhol medzi kremíkom a kyslíkmi je od 120 do 180°, najčastejšie však okolo 144° [Nasedkin, 1975].

Ďalší model štruktúry [Temkin, 1945] predpokladal úplnú disociáciu látok na anióny a katióny. Skutočný stupeň di-

sociácie však nie je dostatočne známy, najmä v prípadoch, kde je relatívne vysoký obsah kremíka, teda v prírode najrozšírenejších sklách vulkanického pôvodu.

Polymérový model [Richardson, 1955 a i.) predpokladá základnú reakciu polymerizácie v systéme $\text{MO} - \text{SiO}_2$ ako:



Niektoré ďalšie modely [napr. Burnham, 1974] berú do úvahy už i úlohu vody v štruktúre.

Ramanovou spektroskopiou zistil McMillan et al. [1982], že v sklách s chemizmom od SiO_2 cez živce až po foidy existujú tri typy stavebných jednotiek:

1. 2. 3.



Vzťah Si k uvedeným jednotkám vyjadrili takto:



Zastúpenie jednotlivých jednotiek je funkciou obsahu kremíka, ale i prítomných katiónov. Stupeň fázového rozčlenenia,

Obr. 1. Vulkanické sklo z lokality Viničky [1a, c, d, e] a Lehôtka pod Bréhmí [1b, f, g]. a — globulárna štruktúra skla zvýraznená leptaním HF, replika, zväčš. 6000x, b, c — zvýšená pórovitosť v oblasti výskytu mikrokryštálov v obsidiánovom skle, suspenzia, zväčš. 80 000x, d — mikrokryštály nízкотеплотnej modifikácie cristobalitu, suspenzia, zväčš. 25 000x, e — záznam elektrónovej mikrodifrakcie monokryštálu nízкотеплотnej modifikácie cristobalitu, f — cristobalitové mikrokryštály ihlicovitých a snopcovitých tvarov v asociácii so sanidínom, suspenzia, zväčš. 72 000x, g — záznam elektrónovej mikrodifrakcie sanidínu a cristobalitu

Fig. 1. Volcanic glass, Viničky locality [1a, c, d, e] and Lehôtka pod Brehmi locality [1b, f, g]. a — globular glass texture pronounced by etching using hydrofluoric acid, replica, magn. x6,000, b, c — higher glass porosity in domains of monocrystal occurrences in obsidian glass, suspension, magn. x80,000, d — microcrystals of low-temperature cristobalite, suspension, magn. x25,000, e — electron microdiffraction record of low-temperature cristobalite monocrystal, f — cristobalite monocrystals create needles and sheafs associating with sanidine, suspension, magn. x72,000, g — electron microdiffraction record of sanidine and cristobalite

ktoré naznačuje ľavá strana rovnice, ovplyvňujú katióny (modifikátory mriežky) s intenzitou $K < Na < Li < Ca < Mg$ a výrazne aj vodík.

Charakter fáz odráža chemizmus skla, podmienky jeho vzniku, prípadne zmeny spojené so sekundárnou hydratáciou.

Metódy štúdia

Dva základné typy vulkanického skla (obsidián a perlit) sme študovali metódou transmisnej elektrónovej mikroskopie (TEM), hlavne metódou suspenzií včítane elektrónovej mikrodifrakcie a dvojstupňovej Au-Pd repliky v kombinácii so selektívnym leptaním, na prístroji TEM firmy JEOL JEM — 200 CX s urýchľovacím napätím 200 kV.

Opis vzoriek

Obsidián (Viničky — Zemplínske vrchy) je čierne, kompaktné ryolitové vulkanické sklo s lastúrovitým lomom, v ktorom sme zistili tridymit, cristobalit, oligoklas, biotit, magnetit (?). Obsah vody je 0,26 %, index lomu svetla $1,485 \pm 0,003$.

Perlit (Lehôtka pod Brehmi — Štiavnické vrchy) je svetlosivé, rozpadavé ryolitové vulkanické sklo s „cukrovitou“ textúrou. Obsah vody je 3,48 %, index lomu svetla $1,504 \pm 0,003$. Obsahuje nasledujúce minerály: tridymit, cristobalit, kremenný (vzácné), plagioklasy (oligoklas, andezín), K živce (sanidín), biotit, flogopit (?), magnetit (?).

Výsledky štúdia

Opticky izotrópne vulkanické sklo obsidiánového charakteru obsahuje množstvo kryštálov submikroskopických rozmerov (10 — 100 až 150 nm). V obsidiáne sa na rozdiel od perlitu objavila po leptaní HF

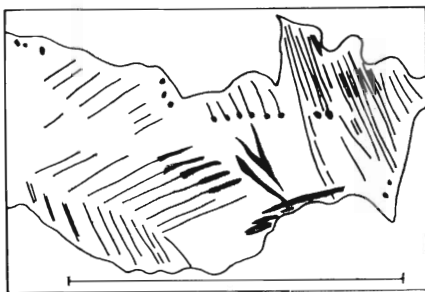
globulárna štruktúra (obr. 1a).

Rozloženie minerálov zistených elektrónovou mikrodifrakciou v sklovitej hmote s globulárnou reliéfnou štruktúrou alebo s rovným reliéfom je: 1. rovnomerné, 2. v agregátoch, 3. v blízkosti globúl (na ich povrchu, na ich hranici), 4. ako mikrokryštalová výplň globúl.

Aj v tých častiach preparátov, kde sú minerály zastúpené najpočetnejšie, dosahujú len 2 % objemu. Tam, kde je hustejší výskyt minerálov, je lokálne aj vyšší obsah pórov (obr. 1b, c).

Prítomné sú nízkoteplotné aj vysokoteplotné modifikácie SiO_2 , napr. veľmi malé kryštály cristobalitu (obr. 1d, e) v obsidiáne z Viničiek majú tetragonálnu symetriu a predstavujú nízkoteplotnú modifikáciu. Nízkoteplotné formy tvoria v niektorých prípadoch pseudomorfózy po vysokoteplotných formách. Minerály SiO_2 bez živcov sme v preparátoch nezistili, ale živce sú naopak prítomné i samostatne. Ihlicovité a snopcovité formy cristobalitu vystupujú spolu s K živcami (sanidínom) napr. v perlite z Lehôtky pod Brehmi (obr. 1f, g a 2).

Veľkosť kryštálov sa mení kontinuálne, najčastejšie dosahujú 10, 100 a 150 nm. Táto zaujímavosť asi poukazuje na akúsi



Obr. 2. Schéma rozloženia mikrokryštálov v perlitovom skle podľa obr. 1f. Úsečka predstavuje 1 mikrometer

Fig. 2. Monocrystal distribution scheme in perlite glass according to fig. 1f. The bar-length is 1 micrometer

pulzačnú kryštalizáciu, resp. na ochladzovanie taveniny.

Zistili sme 1000 až 9000 nm veľké globuly. Menšie [500 nm] sa vyskytujú len ojedinele. Ešte menšie rozmery molekulárnych zoskupení, ktoré uvádza Nasedkin (1975) zo štúdia vulkanických skiel v ZSSR, sme nezistili vôbec. Koncentrácia monokryštálov na povrchu alebo na hraniciach globúl, t. j. na hranici fáz, poukazuje na to, že vznikli pri metastabilnej likvácii (Israelan, 1983). Prítomnosť monokryštálov v oblasti zvýšenej pórovitosti podporuje názor Nasedkina a Frolovej (1975), že inhomogenitu skla spôsobuje najmä nerovnaké rozloženie plyných zložiek v láve, ktorá pri ochladzovaní tiež podmieňuje nerovnaký stupeň kryštalizácie.

Asociácia K živcov s tridymitom a cristobalitom, ktorú sme zistili v perlite z Lehôtky pod Brehmi, signalizuje [Nasedkin, 1975], že sklo vznikalo v podmienkach nízkeho tlaku a zvýšených teplôt. Neprítomnosť tejto asociácie v obsidiáne z Viničiek poukazuje na rozdielne podmienky jeho vzniku.

Najčastejšie identifikované minerály — živce a polytypné modifikácie SiO_2 — signalizujú v zmysle McMillana et al. (1982), že v štruktúre skla nastalo fázové členenie, v ktorom sú najviac zastúpené jednotky $=\text{Si}=\text{a}=\text{Si}=(\text{OAl})_2$

Záver

Elektrónovou mikrodifrakciou sme v obsidiáne z Viničiek a perlite z Lehôtky pod Brehmi zistili tridymit, cristobalit, kremeň, plagioklas, biotit a iné minerály. Ich monokryštály sa koncentrujú v miestach zvýšenej pórovitosti. Modifikácie SiO_2 sú prítomné v nízkoteplotných i vysoko-

teplotných formách. Ich veľkosť sa mení kontinuálne. Kryštály veľkosti 10, 100 a 150 nm signalizujú pulzačnú kryštalizáciu. Najčastejšie identifikované minerály (živce a polymorfné modifikácie SiO_2) ďalej signalizujú rozčlenenie polymerizovanej štruktúry skla a pod.

Identifikácia minerálov submikroskopických rozmerov v skle má význam pre ďalšie petrologické úvahy potrebné na interpretáciu genézy vulkanického skla.

Literatúra

- Burnham, C. W. 1974: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ solutions: A thermodynamic model for hydrous magmas. *Bull. Mineral.*, 97, 223 — 230.
- Gaskell, D. R. 1977: Activities and free energies of mixing in binary silicate melts. *Mettall. Trans.*, 813, 131 — 145.
- Gerhofferová, H. — Lajčáková, A. 1980: Štúdium prírodných skiel metódami elektrónovej mikroskopie. *Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol.*, 35, 91 — 100.
- Israelan, V. P. 1983: Elektronomikroskopické skúšky obsidiánu. *Izv. Akad. Nauk Arm. SSR [Jerevan]*, 6, 74 — 80.
- McMillan, P. — Piriou, B. — Navrotsky, A. 1982: A Raman spectroscopic study of glasses along the joins silica — calcium aluminate, silica sodium aluminate, and silica — potassium aluminate. *Geochim. cosmochim. Acta*, 46, 2021 — 2037.
- Nasedkin, V. V. 1975: Petrogenézis kyslých vulkanitov. *Moskva*, 205 s.
- Nasedkin, V. V. — Frolova, K. E. 1975: Mikrostruktúra obsidiánu po daných elektrónnej mikroskopii. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Sér. geol.*, 3, 84 — 89.
- Richardson, F. D. 1955: The Vitreous State, Glass Delegation of the University of Sheffield. *Univ. Carol., Geol.*, 63 — 84.
- Sharma, S. K. — Virgo, D. — Mysen, B. O. 1978: Structure of Glasses and melts of $\text{Na}_2\text{O} \cdot x \text{SiO}_2$ ($x = 1, 2, 3$) compositions from Raman spectroscopy. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 77, 649 — 652.
- Temkin, M. 1945: Mixtures of fused salts as ionic solutions. *Acta Physicochim. URSS*, 20, 411 — 420.
- Zachariasen, W. H. 1932: The atomic arrangement in glass. *J. Am. Chem. Soc.*, 54, 3841 — 3851.

Contribution to the knowledge of volcanic glass structure

Selective etching of volcanic glass using hydrofluoric acid allows to discover, beside the globular texture, also monocrytals originatig during the effusive stage of lava solidification. Methods of transmission electron micropraphy, namely by the method of suspension and using electron microdiffraction with two-stage collodium Au-Pd replica, in combination with selective etching allowed to identify several mineral phases in obsidian glass from Vinický locality (Zemplínske vrchy Mts.) and in perlite glass from Lehôtka pod Brehmi (Štiavnické vrchy Mts.). Globular texture as representation of molecular groupings

was only discovered in obsidian (Fig. 1a). Monocrystals mainly concentrate in domains of higher porosity (Fig. 1b, c). Silica modifications are present in both low- and high-temperature forms and their crystal sizes do not change continuously. The size of globular forms fluctuates in 1,000 — 9,000 nm range. The most frequently identified minerals include feldspars and polytype silica modifications signaling the disintegration of polymerized glass structure into stages in which the most frequent structural units are, according to McMillan et al. (1982), the forms $=Si=$ and $=Si= [OAl]_2$, respectively.

Barthelme, G. W. 1974: NaAlSi₃O₈ — H₂O solution: A thermodynamic model for hydrous magmas. Bull. Mineral., 37, 122 — 130.

Barthelme, G. W. 1977: Activities and free energies of mixing in binary silicate systems. Metall. Trans., B10, 131 — 143.

Gertchikova, H. — 1983: Sídkum prírodných a syntetických mikrokryštálov. Acta Geol. Univ. Com. Geol., 25, 91 — 104.

Levashin, V. P. 1982: Raman spectroscopy of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1982, 1 — 10.

McMillan, P. — 1982: A review of the structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1982, 11 — 20.

Maršákin, V. V. 1975: Tetrahedral oxygen in silicates. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 235, 1381 — 1384.

Maršákin, V. V. — 1976: Raman spectroscopy of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1976, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1977: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1977, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1978: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1978, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1979: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1979, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1980: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1980, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1981: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1981, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1982: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1982, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1983: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1983, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1984: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1984, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1985: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1985, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1986: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1986, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1987: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1987, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1988: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1988, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1989: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1989, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1990: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1990, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1991: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1991, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1992: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1992, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1993: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1993, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1994: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1994, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1995: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1995, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1996: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1996, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1997: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1997, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1998: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1998, 1 — 10.

Levashin, V. P. 1999: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 1999, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2000: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2000, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2001: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2001, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2002: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2002, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2003: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2003, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2004: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2004, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2005: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2005, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2006: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2006, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2007: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2007, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2008: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2008, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2009: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2009, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2010: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2010, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2011: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2011, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2012: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2012, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2013: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2013, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2014: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2014, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2015: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2015, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2016: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2016, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2017: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2017, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2018: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2018, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2019: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2019, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2020: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2020, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2021: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2021, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2022: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2022, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2023: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2023, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2024: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2024, 1 — 10.

Levashin, V. P. 2025: The structure of glasses. In: Raman spectroscopy of glasses and polymers. Ed. by V. P. Levashin. Plenum Press, New York, 2025, 1 — 10.

Grafický výstup pre modelovanie prúdenia podzemnej vody diferenčnou metódou

VLADIMÍR ŠTASTNÝ

IGHP, n. p., Žilina, závod Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 2. 8. 1985

Графический выход моделирования циркуляции подземных вод дифференцированным методом

Численное моделирование течения подземных вод дифференцированным методом работает с прямоугольной или цилиндрической сетью. Это позволяет вступительные данные течения выступительные точки уровня в дальнейшем обрабатывать на ЦВМ относительно несложными программами. Были подготовлены программы которых выступительными данными являются очень четкие вычерченные изображения результатов. К обычной таблице точек уровней подземных вод в блоках вычислительной сети можно почти сразу изготовить чертёж сети с направлениями и величинами скоростей течения воды, произвольной разрез уровнем или положением уровня в наклонной проекции.

Graphical output for ground water flow modelling by finite differential method

Numerical modelling of ground water flow by finite differential method applies orthogonal or cylindric projection what allows to process the input data and the resulting dimension figures using electronic calculators with relatively simple routines. Such routine operating sequences have been prepared in which the output represents a descriptive plot of results. The routine allows to obtain, over the usual labelled data of ground water table in reserve calculation blocks almost immediately also the network design with indicated directions and velocities of water circulation, an arbitrary section of water table or the water table course in oblique projection as well.

Pri riešení úloh hydrogeologického prieskumu sa čoraz častejšie využíva metóda numerického modelovania prúdenia podzemnej vody. Vypočítavajú sa tak zásoby podzemnej vody, určuje sa prítok do stavebných jám, identifikujú sa základné

hydraulické parametre. Jeden z používaných princípov modelovania je diferenčná analógia. Dvojrôzmerne alebo trojrozmerné úlohy používajú pravouhlú, resp. cylindrickú výpočtovú sieť. Indexované premenné vstupných údajov a výsledkov sú

takto ľahko dostupné, a ak ostanú po výpočte uchované v pamäti SaPo, možno ich použiť na ďalšie spracovanie. Pre potreby praxe sa na košíckom pracovisku IGHP vypracovali programy na získanie grafického výstupu, ktorý názorne dokumentuje výsledky modelového riešenia. Programy sa odladili na stolnom kalkulátore Hewlett-Packard 9825 A v konfigurácii počítač — písací stroj — súradnicový zapisovač — vonkajšia kazetová pamäť. Jazyk programov je HPL (Hewlett-Packard language).

Štruktúra programov

Programy pre modelovanie prúdenia podzemnej vody používané na pracovisku IGHP v Košiciach i programy pre grafický výstup sú zostavené tak, že používajú vstupné dáta uložené vo vonkajšej pamäti. Výsledné kóty hladiny vo výpočtových blokoch siete sú tiež uložené vo vonkajšej pamäti. Užívateľský program si vyberie potrebné vstupné údaje z vonkajšej pamäti, doplnia sa potrebné inštrukcie a po ukončení programu sa dôležité výsledky opäť uložia do pamäti. Pre grafický výstup sú určené tieto programy: výpočet rýchlosti prúdenia podzemnej vody, kreslenie siete a rýchlostí, priečne rezy a šikmé premietanie.

Stavba týchto programov je jednoduchá, preto nie je potrebné pripojiť ich výpis alebo vývojový diagram. Nasledujúci opis a pripojený vzor výstupu dostatočne objasnia ich princíp.

Výpočet rýchlosti

Rýchlosť prúdenia podzemnej vody sa v bežnej hydrogeologickej praxi počíta podľa Darcyho zákona. Využíva ho aj vypracovaný program. Osobitne sa určujú zložky rýchlosti prúdenia podzemnej vody x a y vo výpočtových blokoch siete. Pre

obecný blok plošnej siete platí:

$$v_{i,j} = k_x \cdot I_{i,j} = k_x \cdot \frac{\Delta H_{i,j}}{\Delta x_i}, \quad (1)$$

$$u_{i,j} = k_y \cdot I_{i,j} = k_y \cdot \frac{\Delta H_{i,j}}{\Delta y_j}. \quad (2)$$

Kontinuita výpočtu v programe sa zachová, ak sa veľkosť zložiek rýchlosti x a y stanoví ako priemerná rýchlosť medzi dvoma dvojicami výpočtových blokov. Zápis výpočtu v programe je potom takýto:

$$v_{i,j} = \frac{1}{2} \left[k_x \frac{H_{i-1,j} - H_{i,j}}{(x_{i-1} + x_i)/2} + k_y \frac{H_{i,j} - H_{i,j+1}}{(y_j + y_{j+1})/2} \right] \quad (3)$$

kde $v_{i,j}$ je zložka rýchlosti x ; $u_{i,j}$ — zložka rýchlosti y ; k — koeficient filtrácie; $H_{i,j}$ — kóta hladiny vo výpočtovom bloku i, j ; x, y — rozmery výpočtového bloku; I — hydraulický spád.

Ak majú výpočtové bloky rôzne hodnoty koeficientu filtrácie, je potrebné vypočítať vážený priemer týchto hodnôt. Výpočet zložky y je rovnaký. Pre určenie smeru je dôležité dodržať postup zľava doprava, resp. zhora dolu.

V prípade, že blok výpočtovej siete je na okraji výpočtovej siete, rýchlosť je podielom len jednej zložky rovnice (3). Ak je v uzle odber alebo dotácia, smery oboch zložiek rovnice (3) sú opačné. Vtedy program urobí rozdiel zložiek. Výsledkom je hodnota rýchlosti, ktorej smer v podstate nie je určený a veľkosť je blízka najväčšej možnej rýchlosti, ktorá v bloku môže byť.

Výsledné zložky rýchlostí v oboch smeroch sa po výpočte nahrávajú do pamäti a prípadne sa vypíšu do tabuľky.

Kreslenie siete a rýchlostí

Výpočtová sieť modelu zvodneného prostredia je daná hodnotami x_i a y_j , ktoré predstavujú rozmery výpočtového bloku. Naprogramovať vykreslenie pravouhlej siete, ak je jej krok daný, je jednoduché. Pre praktické účely je v programe možnosť zadať mierky, ktoré sú na výstupe uvedené v oboch smeroch osobitne.

Program vykreslí rýchlosti podľa voľby do nakreslenej siete, a to podľa zvolenej mierky rýchlosti (1 m/deň = ... cm). Rýchlosť predstavuje úsečka, ktorej začiatok je v strede výpočtového bloku a koniec v bode určenom prírastkami súradníc x a y , rovnými zložkám rýchlosti prúdenia podzemnej vody. Podľa voľby je možné vynechať vykreslenie rýchlosti v blokoch s odberom. Na obr. 1 je príklad takéhoto výstupu pre plošný model homogénnej zvodne s jedným čerpaným vrtom a bočnými hranicami typu H = konšt. a $q = 0$.

Opisovaný program umožňuje vykresliť aj rez trojrozmernou cylindrickou sieťou, v ktorej sa modeluje prúdenie podzemnej vody k studni vo vrstvomitom prostredí.

Priečne rezy

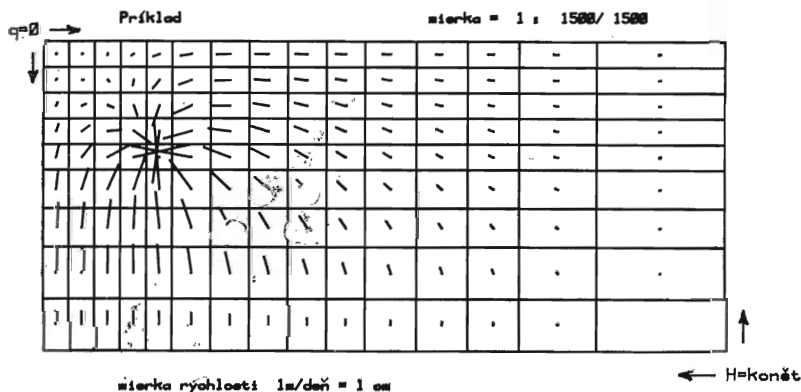
Program priečne rezy je grafický výstup vhodný pre trojrozmerný alebo plošný

model prúdenia podzemnej vody. Program podľa vstupných údajov o rozmeroch siete modelu a výsledných kótach hladiny vykreslí ľubovoľný rez hladinou v smere x alebo y .

Podľa voľby možno na jeden výstup vynieť viacero rezov rozlíšených farbou či rastrom s opisom. Voliteľná je mierka x , resp. y rozmerov a osobitne kót. Údaje o mierkach sú vyznačené na výstupe. Na obr. 2 sú priečne rezy v smere osi x plošného modelu použitého aj pre obr. 1. Rezy hladinou sú spojnice kót lokalizované v strede výpočtových blokov. Pre lepšiu orientáciu sú tieto stredy vyznačené aj na porovnávacej rovine. Rozsah zvislej osi je voliteľný. Požadovaný rez sa zvolí vložením čísla spoločného indexu výpočtových blokov, ktorými rez vedie. Napríklad pre rez rovnobežný s osou x je spoločným indexom j a opačne.

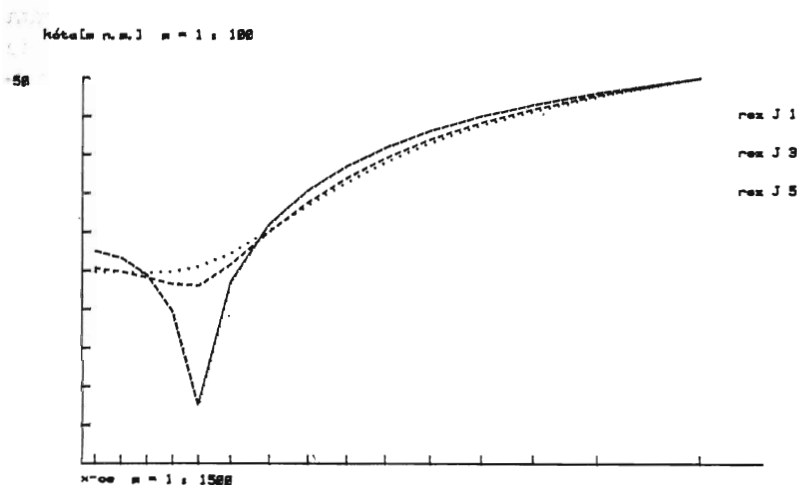
Šikmé premietanie

Tento program, svojou jednoduchosťou podobný predošlým, umožňuje získať skutočne názorný výstup, porovnateľný s mapou izolínií výšok hladiny podzemnej vody. Princípom programu je, že nejde o skutočné šikmé premietanie, ale o vykreslenie všetkých rezov v smere x a y navzájom posunutých v zhode s rozmermi



Obr. 1. Výpočtová sieť s vykreslením rýchlostí prúdenia podzemnej vody

Fig. 1. Calculation network with the plot of ground water flow velocities



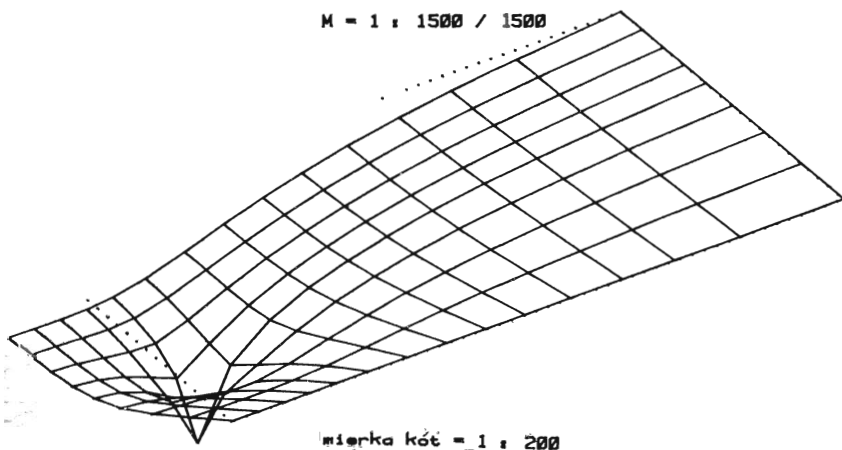
Obr. 2. Priechne rezy hladinou podzemnej vody

Fig. 2. Transversal sections of the ground water table

siete. Vytvorí sa tak sieť rezov s neskreslenými rozmermi, ktoré umožňujú získať plastický pohľad na hladinu podzemnej vody. Rezy sa vedú podobne ako v programe Priechne rezy stredmi blokov výpočtovej siete. Mierky dĺžok i kót sú nezávisle voliteľné a uhol pohľadu sa zadáva dvojicou uhlov. Prvý, α , zadáva odklon osi y od zvislice a druhý, β , zase odklon osi x od horizontály. Na výstupe je uvedená mierka rozmerov a porovnávacia rovina s voliteľnou kótou. Opis programu ilustruje obr. 3, na ktorom je znázornený

priebeh hladiny — výsledok modelu použitého vpredu. Program umožňuje do jedného vstupu formou voliteľného typu čiary vykresliť viac, napr. po sebe časove nasledujúcich riešení. Vhodný je pre plošný i trojrozmerný model.

Stavbu programu opíšeme na vykreslení rezu j rovnobežného s osou x. Program pracuje s rozmermi výpočtových blokov x_i a y_i a kótami hladiny $H_{i,j}$ vzťahnutými k ich stredom. Z dát x_i a y_j sa vytvoria postupným sčítaním vzdialeností ohraničení blokov od ľavého hor-



Obr. 3. Názorné vykreslenie priebehu hladiny podzemnej vody pomocou programu Šikmé premietanie

Fig. 3. Descriptive plot of ground water table course using the routine for oblique projection

ného rohu siete — X_i a Y_j . V cykle $j = 0, 1, 2 \dots$ až $n-1$ sa pero súradnicového zapisovača dostane do pozície na začiatku rezu (ľavý okraj). Jeho súradnice A a B sú dané vzťahmi:

$$A = \frac{1}{2} X_i \cdot \cos \beta + \quad (4)$$

$$+ \frac{1}{2} (Y_j + Y_{j+1}) \cdot \sin \alpha,$$

$$B = -\frac{1}{2} X_i \cdot \sin \beta + \quad (5)$$

$$+ \frac{1}{2} (Y_j + Y_{j+1}) \cdot \cos \alpha + \Delta H,$$

$$\text{kde } \Delta H = H_0 - H_{i,j+1} \text{ a } H_0 \quad (6)$$

je kóta porovnávacej roviny.

Vloženým cyklom $i = 1, 2, \dots$ až m sa pero posunie o prírastky a a b určené podľa výrazov:

$$a = \frac{1}{2} (x_{i-1} + x_i) \cdot \cos \beta, \quad (7)$$

$$-b = \frac{1}{2} (H_{i-1,j+1} - H_{i,j+1}) - \quad (8)$$

$$- \frac{1}{2} (x_{i-1} + x_i) \cdot \sin \beta.$$

Analogicky sa určuje pohyb aj pre rezy rovnobežné s osou y . Číslo m a n udávajú počet výpočtových blokov v smere x a y .

Záver

Uvedené programy názorne ilustrujú spracované výsledky modelového riešenia. Riešiteľ získa lepší prehľad o probléme a výstupy môžu priamo slúžiť ako potrebná dokumentácia modelu v záverečnej správe. Text programov pre grafický výstup je krátky a je pripojený za programy vlastného numerického modelovania. Tak sa vytvorí ucelený programový systém, ktorý formou dialógu geológ — počítač umožňuje plne využiť vstupné dáta, výsledky i výhody samočinného počítača.

Možnosti použitia uvedených programov sú široké. Uplatňujú sa pri výpočte zásob podzemnej vody, návrhu pásiem hygienickej ochrany alebo pri odvodňovaní stavebných jám.

Graphical output for ground water flow modelling by finite differential method

Numerical modelling of ground water flow represents recently common duty in hydrogeological practice. Beside the method of differential analogy also further models are applied using rectangular or cylindrical calculation network whereas mostly rectangular network is used for ground water table sections. This enables easy further processing of results in graphical plots. In the Engineering Geological and Hydrogeological Research Enterprise at Košice branch, simple routines have been designed for a descriptive graphical output of model solutions. These routines complement the usual numerical modelling and create with the latter an unitary software system. Beside the tabeled data of ground water table dimension figures, the routine enables almost simultaneously to obtain, labelled values of ground water flow velocity in x and y directions as

well as the network projection in a vector form. Further possible outputs are the transversal section of ground water table in x or y direction and the water table course in oblique projection what in fact represents a network of normal sections across the centres of calculation block units in the used network.

The descriptivity of this output may be compared with that of an isoline map. All routines operate with input data for model solutions registered in the external memory of the electronic calculator. Routines are designed in Hewlett-Packard language and tuned on table electronic calculator of HP 9825 A type. The system is recently used in practice and outputs serve for documentation of model solutions in the final reports of hydrogeological research. Examples of used outputs are attached in the paper.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Fórum mladých III

{ Bratislava 28. 11. 1985 }

B. Klukan : Vnúľorná stavba metamorfovaných sedimentov bratislavského masívu

Pernecký komplex (Maheľ, 1983) pezinsko-perneckého kryštalinika bol pred intrúziou bratislavských granitoidov metamorfovaný regionálnou termodynamometamorfózou vo vyššej intenzite než záhorsko-bystrický komplex. Preukázala sa tiež kontaktná metamorfóza paleobazaltových telies na piesčité metasedimenty. Rozlíšilo sa 5 generácií kremeňa, 4 generácie biotitu, muskovitu a chloritu a po jednej generácii staurolitu a andaluzitu.

Š. Méres : Rekonštrukcia pôvodného materiálu pararúl tatrika a veporických zón centrálnych Západných Karpát

Na základe petrografického štúdia, vyhodnotením obsahov hlavných petrogénnych prvkov podľa rôznych petrochemických para-

metrov, vyhodnotením obsahov stopových prvkov v pararulách, ako aj na základe doterajších poznatkov o kryštaliniku potvrdzuje autor názor D. Hovorku (1975) o prevahe drobového materiálu v pôvodných horninách pararúl študovanej oblasti.

M. Mýt'ny : Guľovité telesá ultramafitov v rulách klátovskej skupiny gemerika

V rudnianskom rudnom poli na XIII. obzore šachty Poráč, 180 m od začiatku 25. prekopu sa nafárali guľovité telesá ultramafických hornín veľkosti od 10 do 150 cm, situované v rulách klátovskej skupiny. Na ich zložení sa podieľa: aktinolit, chlorit, mastenec, karbonáty, Cr spinel, kremeň a sulfidy. Táto asociácia naznačuje, že by sa mohlo jednať o Mg skarny, resp. o metaultrabazity. Na základe vysokého obsahu Cr, Ni, Co ide najskôr o produkt premeny ultrabázik.

METODIKA VÝSKUMU

Praktické použitie Fe-Ti oxidového geotermobarometra (zjednodušený výpočet hodnôt X_{Usp} a X_{Ilm})

MILOSLAV ŠULGAN

Geologický ústav SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

Doručené 28. 4. 1986

Практическое применение железо-титанового окислительного геотермобарометра (простой подсчёт данных X_{Usp} и X_{Ilm})

Одной из проблем, с которыми встречаемся при аппликации железо-титанового окислительного барометра, является подсчёт молевой фракции „ульвэспинеля“ (X_{Usp}) в магнитном прочном расплаве (Mt_{ss}) и молевой фракции илменита (X_{Ilm}) в илменитовом прочном расплаве (Ilm_{ss}). В работе приведен простой подсчёт обеих величин, которым можно полученные величины X_{Usp} и X_{Ilm} сравнить с теми, что получаются при использовании временно и экономически сложнейшего подсчёта алгоритмов (например по Кормишаэль, 1967; Андерсон, 1968; Линдслей — Спенсер, 1982; Стормер, 1983). Эти простые подсчёты величин достаточны для начальной ориентировки при изучении железо-титановых окислов.

Practical use of Fe-Ti oxide geothermobarometer by simplified calculation of X_{Usp} and X_{Ilm}

One of problems to be reckoned with using of Fe-Ti oxide geothermobarometer represents the calculation of ulvöspinel molar fraction (X_{Usp}) in magnetite solid solution (Mt_{ss}) and that of ilmenite molar fraction (X_{Ilm}) in ilmenite solid solution (Ilm_{ss}), respectively. A simple procedure to calculate both values is presented by what the obtained data of X_{Usp} and X_{Ilm} may be compared with results gained using time consuming and expensive calculations applying algorithms (e. g. Carmichael, 1969; Anderson, 1968, Lindsley — Spencer, 1982; Stormer Jr., 1983). Such simply calculated values of X_{Usp} and X_{Ilm} are sufficient for purposes of primary orientation in investigating the Fe-Ti oxides.

Na základe experimentálnych prác v systéme železo — titán — kyslík vytvorili Buddington a Lindsley (1964) a Fe-Ti oxidový geotermobarometer, ktorý je založený na koexistencii magnetitového a ilmenitového tuhého roztoku. Aplikovateľnosť tohto geotermobarometra v geológii sa ohraničuje na také horniny (magmatické, vulkanické, metamorfova-

né), ktoré tieto dve koexistujúce minerálne fázy obsahujú. Na základe stanovenia mólového zlomku ulvöspinelu (X_{Usp}) v magnetitovom tuhom roztoku (Mt_{ss}) a mólového zlomku ilmenitu (X_{Ilm}) v ilmenitovom tuhom roztoku (Ilm_{ss}) umožňuje tento termometer určiť, v akých podmienkach (pri akej teplote a fugacite kyslíka) sa v danom horninovom

systéme vytvorili tieto dve koexistujúce minerálne fázy. Nemusí sa však jednať len o podmienky, pri ktorých nastala kryštalizácia Fe-Ti oxidov z taveniny. Geotermobarometer nám okalibruje vždy ten úsek v termálnej histórii horniny, v ktorom Fe-Ti oxidy za predpokladu, že nastala rovnováha medzi TiO_2 a tomu prislúchajúcim chemickým zložením týchto Fe-Ti oxidov, nadobudli dané X_{Usp} a X_{Ilm} . Pre správnu interpretáciu výsledkov Fe-Ti oxidového geotermobarometra musíme nevyhnutne poznať všetky tie procesy exsolúcie a oxidačnej exsolúcie, s prejavmi ktorých sa pri Fe-Ti oxidoch z hornín bežne stretávame. Vďaka poznaniu týchto procesov hodnoty T a fO_2 , ktoré aplikáciou geotermobarometra na prírodné systémy získame, predstavujú spravidla pri použití na vulkanické horniny (rýchlo utuhnuté) skutočne teplotu kryštalizácie Fe-Ti oxidov z taveniny, kým pri aplikácii na plutonické a metamorfované horniny nám okalibrujú procesy, ktoré nastali až počas chladnutia systému, kedy už prebiehali procesy oxidačnej exsolúcie (viď citovanú literatúru).

O zdokonalenie Fe-Ti oxidového geotermobarometra sa zaslúžili Spencer — Lindsley (1981), ktorí vytvorili nový termodynamický model akceptujúci rozpustnosť tuhého magnetitového a ilmenitového roztoku. Vznikla tak novšia verzia Fe-Ti oxidového geotermobarometra. Pozície izopleť ilmenitu a ulvöspinelu v diagrame T- fO_2 sa v novej verzii trochu odlišujú od tých, ktoré udáva Buddington — Lindsley (1964).

Fe-Ti oxidy, ktoré sa vyskytujú v prírodných horninových systémoch, sa odlišujú od systému Fe-Ti-O, ktorý študovali uvedení autori a ktorý je vlastne základom daného geotermobarometra. Prírodné Fe-Ti oxidy sa od syntetických odlišujú obsahom stopových prvkov (Si, Al, V, Cr, Mn, Mg...). V súčasnosti však neexistujú experimentálne údaje, ktoré by objasňovali úlohy stopových prvkov v Fe-Ti oxidoch z hľadiska ich vplyvu na teplotu a fugacitu kyslíka. Napríklad Speidel (1970) uvádza, že prítomnosť MgO v systéme FeO — Fe_2O_3 — TiO_2 spôsobuje posun hodnôt T a fO_2 v koexistujúcich tuhých roztokoch [ilmenitovom a magnetitovom]. Nedostatok vhodných experimentálnych údajov o vplyve stopových prvkov na T a fO_2 v prírodných systémoch Fe-Ti oxidov sa nahrádza rôznymi schémami prepočtov chemických analýz uvedených minerálnych fáz, ktorých cieľom je čo najpresnejšie vypočítať hodnoty T a fO_2 .

Buddington — Lindsley (1964) prijať Wo-

nesov prepočet. Carmichael (1967), Anderson (1968), Lindsley — Spencer (1982) vytvorili ďalšie výpočtové algoritmy, pri ktorých sa získaná chemická analýza Fe-Ti oxidu prepočíta na minerálne molekuly, a to v určitej stanovenej postupnosti prvkov, ktorou sa tieto jednotlivé prepočty navzájom odlišujú.

Až model, ktorý vytvoril Stormer Jr. (1983) vychádza z predpokladu jednoduchej ideálnej substitúcie prvkov (hlavných a stopových) v prírodných Fe-Ti oxidoch. Do úvahy berie vplyv iónovej substitúcie v tuhých roztokoch Fe-Ti oxidov v súlade s modelom rozpustnosti Spencera a Lindsleya (1981).

Lenže aj sám Stormer uvádza, že súčasné poznatky o tejto problematike nám nedovoľujú urobiť závery, ktorá z uvedených schém výpočtu mólového zlomku ulvöspinelu v tuhom roztoku magnetitu a mólového zlomku ilmenitu v tuhom ilmenitovom roztoku je správnejšia. Pritom výsledky získané aplikáciou výpočtových algoritmov od jednotlivých autorov sa dajú vzájomne porovnať (Stormer, Jr., 1983).

Keďže sme prepočty nerobili na počítači, vytvorili sme veľmi jednoduchý prepočet chemického zloženia Fe-Ti oxidov na mólový zlomok ulvöspinelu [X_{Usp}] v magnetitovom tuhom roztoku [Mt_{ss}] a mólový zlomok ilmenitu [X_{Ilm}] v ilmenitovom tuhom roztoku [Ilm_{ss}]. Vynesením týchto jednoducho vypočítaných hodnôt X_{Usp} a X_{Ilm} do grafu Spencera a Lindsleya (1981, obr. 4, s. 1197) sme získali údaje T a fO_2 , ktoré úplne postačili na prvú orientáciu v probleme, na zhodnotenie situácie a na určenie ďalšieho postupu práce. Je to veľmi operatívne a efektívne. Ocenili sme to pri štúdiu problematiky Fe-Ti oxidov z granodioritu hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu.

Pri výpočte treba mať na zreteli, že: a) ilmenit predstavuje tuhý roztok [Ilm_{ss}], ktorý tvoria dva koncové členy — ilmenit [$FeTiO_3$] a hematit [Fe_2O_3]; b) magnetit tiež predstavuje tuhý roztok magnetitu [Fe_3O_4] a ulvöspinelu [Fe_2TiO_4]; c) geotermobarometer môžeme použiť len pre koexistujúce tuhé roztoky magnetitu [Mt_{ss}] a ilmenitu [Ilm_{ss}]. Postup pri výpočte:

1. Ilmenit a s ním koexistujúci magnetit zo skúmanej horninovej vzorky obsahujú určité hmotnostné percento oxidu titaničitého [TiO_2]. Z neho vyrátame hmotnostné percento titánu pre daný ilmenit a magnetit.

2. Ak obsah Ti v čistom ulvöspinele je 21,42 % a v čistom ilmenite 31,57 %, mólová

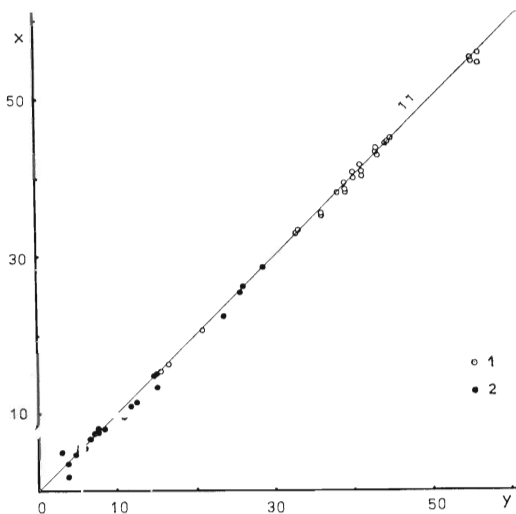
frakcie ulvöspinelu (X_{Usp}) v magnetitovom tuhom roztoku (Mt_{ss}) a mólová frakcia ilmenitu (X_{Ilm}) v ilmenitovom tuhom roztoku (Ilm_{ss}) sa vypočíta jednoduchou trojčlenkou

$$X_{Usp} = \frac{100}{21,42} \cdot \text{obsah Ti (hmot. \%)} \text{ v } Mt_{ss},$$

$$X_{Ilm} = \frac{100}{31,57} \cdot \text{obsah Ti (hmot. \%)} \text{ v } Ilm_{ss}.$$

3. Takto vypočítané hodnoty X_{Usp} a X_{Ilm} vynesieme do diagramu T-fO₂ Spencera—Lindsleya [1981], na ktorom odpočítame príslušnú teplotu a fugacitu kyslíka.

Na demonštráciu toho, že hodnoty X_{Usp} , X_{Ilm} , X_{Hem} ($X_{Hem} = 100 - X_{Ilm}$) vypočítané vyššie uvedeným spôsobom sú porovnateľné s údajmi, ktoré uvádza napr. Carmichael [1967], sme zostrojili graf (obr. 1), na ktorom je



Obr. 1. Hodnoty X_{Usp} [1] a X_{Hem} [2] v hmotnostných percentách vypočítaných z chemických analýz Fe-Ti oxidov podľa Carmichaela [1967] a nášho prepočtu. (Os X — prepočet uvedený v práci; os Y — prepočet podľa Carmichaela, 1967); $X_{Hem} = 100 - X_{Ilm}$

Fig. 1. Values of X_{Usp} [1] and X_{Hem} [2] in weight per cents calculated from chemical analyses of Fe-Ti oxides after Carmichael [1967] and using the proposed method (on the ordinate — values after Carmichael's method [1967], on the abscissa — values according to the proposed method. $X_{Hem} = 100 - X_{Ilm}$

veľká podobnosť veličín X_{Usp} a X_{Hem} , ktorých hodnoty sa vypočítali z rovnakých chemických analýz Fe-Ti oxidov (podľa Carmichaela, 1967, s. 40 — 42), ale dvoma rozdielnymi postupmi (vyššie uvedeným a Carmichaelovým).

Záver

Zo vzájomného porovnania hodnôt X_{Usp} , X_{Hem} , ktoré sme vypočítali dvoma rozličnými postupmi, vyplýva, že navrhovaný jednoduchý výpočet môže do určitej miery nahradiť časovo a ekonomicky náročnejšie prepočty Carmichaela [1967], Andersona [1968], Lindsleya — Spencera [1982], Stormera Jr. [1983], a to najmä v prvom štádiu výskumu Fe-Ti oxidov.

Literatúra

- Anderson, A. T. 1968: Oxidation of the la Blache Lake titaniferous magnetite deposit, Quebec. *J. Geol.*, 76, 528 — 547.
- Buddington, A. F. — Lindsley, D. H. 1964: Iron — titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, 5, 310 — 357.
- Carmichael, I. S. E. 1967: The iron — titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrology*, 14, 36 — 64.
- Czamanske, G. K. — Mihálik, P. 1972: Oxidation during magmatic differentiation Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 1, The opaque oxides. *J. Petrology*, 13, 493 — 509.
- Ghiorso, M. S. — Carmichael, I. S. E. 1991: A FORTRAN IV computer program for evaluating temperatures and oxygen fugacities from the composition of coexisting iron — titanium oxides. *Comput. and Geosci.*, 7, 123 — 129.
- Lindsley, D. H. — Spencer, K. J. 1982: Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Trans. Amer. geophys. Un.*, 63, 471 p.
- Speidel, D. H. 1970: Effect of magnesium on the iron-titanium oxides. *Amer. J. Sci.*, 268, 341 — 353.
- Spencer, K. J. — Lindsley, D. H. 1981: A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineralogist*, 66, 1189 — 1201.
- Stormer, J. C. Jr. 1983: The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Amer. Mineralogist*, 68, 586 — 594.

Spomienka na Vsevoloda Čechoviča



23. júna 1986 uplynulo 25 rokov od smrti významného prírodovedca a geológa Ing. RTDr. RNDr. člena korešpondenta SAV Vsevoloda Čechoviča, DrSc., ktorý takmer celé tvorivé obdobie svojho života strávil na Slovensku. Venoval sa predovšetkým vyhľadávaniu a overovaniu uhoľných ložísk a geológii neogénnych panví Západných Karpát.

Vsevolod Čechovič sa narodil 27. 2. 1900 v meste Rovno (ZSSR). Študoval na gymnáziách v Tbilisi a Kyjeve. V roku 1931 absolvoval Vysokú školu banícku v Příbrami a stal sa banským inžinierom.

Ako vnímavého a nadaného študenta so záujmom o geológiu si ho všimli jeho pedagógovia a ponúkli mu miesto pomocnej ve-

deckej sily na Geologickom ústave Vysokej školy baníckej. V r. 1931—1938 bol asistentom na svojej bývalej vysokej škole, potom prijal miesto banského inžiniera v Handlovských uhoľných baniach. Pracoval aj ako geológ, mimoriadne úspechy dosiahol v prospekcii.

S jeho menom je späté objavenie uhoľných ložísk Nováky a Pôtor-Dolina (modrokamen-ská uhoľná panva). Studoval aj ložisko uhlia Badín pri Zvolene a rad ďalších. Z pozoruhodných výsledkov svojich výskumov zostavil dve dizertačné práce. Za prvú — Uhoľnosný terén medzi Banskou Bystricou a Zvolenom získal v roku 1947 na Vysokej škole baníckej v Ostrave titul doktor technických vied a za druhú — Geologické pomery modrokamenskej uhoľnej panvy na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave titul doktor prírodných vied. V roku 1948 bol menovaný za prednostu výskumného oddelenia oblastného riaditeľstva Baní a hút na Slovensku, v roku 1951 zastával funkciu hlavného inžiniera Výskumného ústavu pre prieskum ložísk v Turčianskych Tepliciach. V roku 1952 sa stal hlavným geológom Ministerstva palív v Prahe, a tak riadil geologický prieskum všetkých našich uhoľných ložísk. Po ťažkej srdcovej chorobe v roku 1956 prešiel pracovať na Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, kde viedol kolektív zaoberajúci sa štúdiom slovenského neogénu. Za jeho vedeckú prácu a vynikajúce výsledky pri vyhľadávaní uhoľných ložísk mu ako jednému z prvých československých geológov udelili hodnotu doktor geologicko-mineralogických vied. V tom istom roku ho tiež zvolili za člena korešpondenta Slovenskej akadémie vied.

Vsevolod Čechovič bol veľkou osobnosťou vo vede i v praxi. V jeho rozsiahlom životnom diele sa vedecký výskum prelínal s prácou surovinového prospektora, mimoriadne úspešného hlavne v oblasti vyhľadávania uhoľných ložísk. Výsledky svojich geologických a montanistických výskumov doká-

zal zovšeobecniť a urobiť z nich vedecké uzávery. V prvej publikovanej práci sa zamerlal na výskyt antracitu pri Českých Budejoviach. Uhoľnej geológii zostal potom verný počas celého svojho života. V ďalších prácach publikoval výsledky svojich prvých kontaktov s geológiou Hornonitrianskej kotliny, menovite s geológiou handlovskej uhoľnej panvy (2, 3, 5, 6). Geológii handlovského, neskoršie nováčkeho uhoľného ložiska venoval niekoľko ďalších prác (15, 33). Vrcholom bolo monografické kolektívne dielo o geológii handlovskej uhoľnej panvy, ktoré redigoval a do ktorého významnou mierou prispel (28). Analyzoval geologické pomery známeho handlovského zosuvu (38), a tým významne prispel k jeho sanácii.

Po druhej svetovej vojne začal z vlastnej iniciatívy intenzívne študovať izolované výskyt uhlia v okolí Modrého Kameňa v Ipeľskej kotline. Hoci toto územie v minulosti študovalo mnoho významných geológov, práve on, využívajúc v praxi vtedy na Slovensku novú metódu mikrobiostratigrafie (foraminifery), dokázal odlíšiť a vypoväť základné litostratigrafické jednotky terciérnej výplne Ipeľskej kotliny a pomocou vhodne situovaných vrtov objaviť jedno z najvýznamnejších ložísk hnedého uhlia na Slovensku — Pôtor-Dolina. To sa potom výrazne odrazilo na ekonomickom rozvoji jednej z hospodársky najzaostalejších oblastí Slovenska, kde pred začatím ťažby uhlia neexistoval žiaden priemyselný závod a kde jedinými komunikáciami boli prašné cesty. Aj vtedy si V. Čechovič, funkciami a organizačnou prácou značne zafasovaný, dokázal nájsť čas a sumarizovať poznatky o geologickej stavbe kotliny (20, 31) i podrobne analyzovať niektoré mimoriadne významné poznatky, akým bol napr. nález špecifického endemického spoločenstva mäkkýšov z Rzehakia (onkoforové vrstvy; 13, 24, 30). Išlo v tom čase o prvý nález tohto špecifického biospoločenstva v panónskej oblasti, ktorý neskôr rozšíril o nález rzehakiových vrstiev v susednej šalgótarjanskej uhoľnej panve v severnom Maďarsku (25). Spolu s J. Senešom a neskoršie s D. Vassom podrobne študoval morský bádén vo vulkanoklastickom vývoji (17) a položil biostratigrafické základy podrobnejšieho členenia bádenu na južnom Slovensku (34).

V rámci uhoľnej prospekcie, neskoršie v rámci základného výskumu sa venoval štúdiu ďalších neogénnych panví v Západ-

ných Karpatoch: Lučenskej kotline, Rimavskej kotline, východoslovenskej panve, z ktorých východoslovenská ho upútala najviac. Už v roku 1940 ako jeden z prvých autorov opísal spodnosarmatskú faunu (10), a tak položil základ pre ďalší geologický prieskum východoslovenskej panvy, spojený s vyhľadávaním uhlia, ropy a zemného plynu. K problematike východoslovenského neogénu sa vrátil aj neskoršie (22) a spolu s D. Vassom podrobne študoval stavbu južnej časti Košickej kotliny (29). Napísal niekoľko štúdií o perspektívach uhoľného výskumu na Slovensku (31, 32), problematike výpočtu zásob a klasifikácie uhoľných ložísk (21) a problematike výskumu a o geologickej dokumentácii uhoľných ložísk (18, 23).

Ako popredný znalec neogénnych panví Slovenska sa podieľal na zostavovaní Základnej geologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 200 000. Bol autorom listu Trebišov a zostavovateľom vysvetliviek (37, 41), spoluautorom máp a vysvetľujúcich textov k listom Rimavská Sobota, Zvolen, Žilina, Košice — Zborov (35, 36, 39, 40, 42, 43, 44). V oblasti stratigrafie neogénu popri menších prácach týkajúcich sa lokálnej stratigrafie, napr. burdigalu (egenburgu) v Hornonitrianskej kotline (6), ryodacitových tufov v oblasti Marmaroša na Zakarpatsku (8), sarmatu na východnom Slovensku (10), sa venoval tiež koncepčným otázkam západokarpatského neogénu (16, 19, 26), ale i neogénu Parate-tydy (24, 27, 30).

Hoci ťažiskom jeho práce v oblasti geológie nerastných surovín boli uhoľné ložiská, venoval sa aj výskumu ložísk kovov, konkrétne medených rúd (4), kontaktných rohovcov (11), ložísk chromitov (9), mangánu (9, 12) a barytu (14).

Už ako začínajúci geológ pracoval pri výskume rudných ložísk v Albánsku, Rumunsku a ako renomovaný odborník poskytoval odborné konzultácie v MLR, NDR.

Pri Handlovských uhoľných baniach založil geologickoprieskumné oddelenie. Z jeho iniciatívy vznikali špeciálne laboratória pri prieskumných organizáciách. Presadzoval a realizoval komplexnú metódu geologického prieskumu. Na Geologickom ústave Dionýza Štúra založil oddelenie pre výskum neogénu, v ktorom združil špecialistov a ich činnosť zamerlal na riešenie praktických úloh.

V. Čechovič získal najvyššie akademické tituly a vedecké hodnosti, ale aj spoločenské ocenenia. Za geologický prieskum slovenských

hnedouhoľných panví a za objavenie dvoch ložísk s priemyselnými zásobami mu udelili v roku 1952 štátnu cenu I. stupňa a v roku 1955 banícke vyznamenanie Za pracovnú vernosť.

Zomrel náhle 23. júna 1961 vo Veľkom Krtíši, v meste, ktoré vzniklo z malej dediny po tom, ako v jeho blízkosti objavil V. Čechovič hnedouhoľné ložisko. 13. sept. 1975, v roku jeho nedožitých 75. narodenín, mu v tomto meste odhalili ako prejav úcty a vďaky pamätník.

Vsevoloda Čechoviča možno označiť za učiteľa celej generácie geológov a banských inžinierov, ktorí vykonávali a organizovali prieskum uhoľných ložísk na Slovensku.

Bývalí žiaci a spolupracovníci si pri príležitosti 25. výročia jeho náhlej smrti s úctou a vďakou spomínajú na roky práce s ním. Vysoká presnosť práce, nesmierna náročnosť k sebe i k členom kolektívov, ktoré viedol, a nezištnosť, akou vždy ochotne poradil, boli tou najlepšou školou do života i odbornej praxe.

Zoznam publikovaných prác Vsevoloda Čechoviča:

1. Čechovič, V. 1932: Několik poznámek o permském antracitu u Čes. Budějovic. *Hornický věstník (Praha)*, 14, 200—202.
2. Šuf, J. — Čechovič, V. 1932: Příspěvek ku geologii jižní části Handlovské pánve. *Hornický věstník (Praha)*, 14, 305—310.
3. — — 1933: Nástin petrogr. složení a úložných poměrů třetihorných vyvřelin v Handlovské uhelné pánve. *Věst. SGÚ, IX (Praha)*, 199—209.
4. — — 1936: O druhotném původu některých měděných ložisek. *Hornický věstník (Praha)*, 18, 562—564.
5. Čechovič, V. — Ulrich, F. 1937: Výskyt melafýrových hornin v povodí horní Nitry. *Sbor. Múzea D. Štúra, I (B. Štiavnica)*, 58—65.
6. — — 1938: La transgression burdigalienne dans la haute vallée de la Nitra en Slovaquie. *C. R. Séances Soc. géol. de France (Paris)*, 149—50.
7. — — 1939: Výskyty manganové rudy v okolí Detvy. *Sbor. Múzea D. Štúra, II (B. Štiavnica)*, 23—30.
8. — — 1939: Otázka postavenia dacitových tufov marmarošskej panvy na Podkarpatskej Rusi. *Sbor. Múzea D. Štúra, II (B. Štiavnica)*, 31—35.
9. — — 1939: Příspěvek ku geologii chromitových ložisek. *Hornický věstník*, 21.
10. — — 1940: Nález spodnosarmatskej fauny na východnom Slovensku. *Techn. Obzor slov. (Bratislava)*, 4/7, 189—191.
11. Čechovič, V. — Kratochvíl, C. 1940: Kontaktlagerstätte bei Rudna Glawa. *Praha, Geol. ústav pre Čechy a Moravu*.
12. — — 1942: Ložiská manganových rúd Slovenska. I. Geológia a genéza manganových ložísk. *Práce SGÚ, Soš. (Bratislava)*, 6, 1—59.
13. — — 1948: Nález oncophorových vrstiev v panónskej panve. *Práce SGÚ, Soš., 17, Sborník z príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova (Bratislava)*, 73—86.
14. — — 1948: Výskyty barytu na okolí Smolenic a Neštichu v Malých Karpatoch. *Práce SGÚ, Soš., 17, Sborník z príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova (Bratislava)*, 59—71.
15. — — 1949: Geologické pomery handlovskej a nováckej panvy (s lignitickým hnedým uhlím). *Spríevodca ku geol. exk. zjazdu Čs. spoloč. pre min. a geol. a min.-geol. sekcie Sloven. prírodoved. spoloč. 12.—17. júna 1949 na Slovensku. I*, 1—4.
16. Andrusov, D. — Čechovič, V. — Maheľ, M. 1950: Dva nové geologické profily Západných Karpát. *Geol. Zbor., I (Bratislava)*, 2—3—4, 89—93.
17. Čechovič, V. — Seneš, J. 1950: Tortón okolia Modrého Kameňa. *Geol. Sbor., I (Bratislava)*, 2—3—4, 140—166.
18. — — 1950: Vrtný výskum uhoľných ložísk. *Geol. Zbor., I (Bratislava)*, 2—3—4, 188—203.
19. — — 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. *Geol. Zbor., I (Bratislava)*, 2—3—4, 204—224.
20. — — 1952: Geológia juhoslovanskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Soš. (Bratislava)*, 33, 1—51.
21. — — 1952: Výpočet a klasifikácia zásob uhoľných ložísk. *Geol. Sbor., III (Bratislava)*, 1—2, 171—194.
22. — — 1952: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. *Geol. Zbor., III (Bratislava)*, 3—4, 121—133.
23. — — 1952: Úlohy šachtového geológa na uhoľných baniach. *Geol. Sbor., III (Bratislava)*, 3—4, 17—25.
24. — — 1954: Podmienky vzniku a stratigrafické postavenie onkoforových vrstiev. *Geol. Zbor., V (Bratislava)*, 1—4, 269—311.
25. — — 1954: Príspevok k identifikácii miocénnych vrstiev v juhoslovanskej a šalgótarjanskej uhoľnej panve. *Geol. Zbor., V (Bratislava)*, 1—4, 312—322.

26. — — 1957: K otázke vypracovania meto-
diky jednotnej stratigrafie neogénu. *Geol.
Práce, Zpr. (Bratislava)*, 10, 49—65.
27. — — 1959: Quelques remarques sur la
valeur stratigraphique de l'Aquitainen.
*Sommaire des séances de la Société géo-
logique de France (Paris)*, 6, 143.
28. — — 1959: Geológia treťohorných vrstiev
severného okraja handlovskej uhoľnej
panvy. *Geol. Práce, Soš. (Bratislava)*, 53,
5—58.
29. Čechovič, V. — Vass, D. 1960: Geo-
lógia južnej časti Košickej kotliny. *Geol.
Práce, Zoš. (Bratislava)*, 59, 215—241.
30. Čechovič, V., 1961: K voprosu o pro-
ischoždeniji ržegakijejvych slojev. *Izv.
Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.*, 26 (Moskva),
11, 88—99.
31. — — 1962: Geologischer Bau des südslo-
wakischen Kohlenbeckens im Lichte neuer
Untersuchungen. *Geol. Práce, Zpr., (Bra-
tislava)*, 25—26, 153—162.
32. — — 1962: Perspektívy rozšírenia uhoľ-
ných a lignitových ložísk v treťohorách
Západných Karpát. *Geol. Práce, Zoš. (Bra-
tislava)*, 63, 193—208.
33. Čechovič, V. — Šinály, T. 1962: Paleo-
génne a spodnomiocénne vrstvy vo
Veľkobani Handlová. *Geol. Práce, Zpr.
(Bratislava)*, 25—26, 163—168.
34. Čechovič, V. — Vass, D. 1962: K
otázke stratigrafického členenia tor-
tónskych vrstiev z okolia Modrého Ka-
meňa. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*,
25—26, 169—182.
35. — — in Fusán, O. et al. 1962: Vysvet-
livky k Prehľadnej geologickej mape
ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXIII Rimavská
Sobota. *Bratislava*, 16—17.
36. — — in Maheľ, M. et al. 1962: Vysvet-
livky k Prehľadnej geologickej mape
ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXV Žilina. *Bra-
tislava*, 24—28, 154—161.
37. Čechovič, V. et al. 1963: Vysvetlivky
k Prehľadnej geologickej mape ČSSR
1 : 200 000, M-34-XXXIV Trebišov. *Bra-
tislava*, 1—80.
38. Čechovič, V. — Gabčo, R. — Vass,
D., 1963: Geologické pomery okolia zosu-
vu v Handlovej a ich vplyv na vznik zo-
suvu. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 8, 4,
353—359.
39. — — in Kuthan, M. et al. 1963: Vysvet-
livky k Prehľadnej geologickej mape
ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII, Zvolen.
Bratislava, 17—20, 60—78, 88—92.
40. — — in Matejka A. et al. 1964: Vysvet-
livky k Prehľadnej geologickej mape
ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVIII, Košice.
Bratislava, 1—253.
41. Čechovič, V. et al. 1963: Geologická
mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXV Tre-
bišov. *Praha, Kartografický a reprodukční
ústav*.
42. — — in Fusán O. et al. 1963: Geologická
mapa ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXIII Ri-
mavská Sobota. *Praha, Kartografický a
reprodukční ústav*.
43. — — in Maheľ M. et al. 1964: Geolo-
gická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXV
Žilina. *Praha, Kartografický a reprodukč-
ní ústav*.
44. Čechovič, V. — Seneš, J. in Kuthan
M. et al. 1964: Geologická mapa ČSSR
1 : 200 000, M-34-XXXII Zvolen. *Praha,
Kartografický a reprodukční ústav*.

J. Kuráň — D. Vass — R. Gabčo

MINERALIA SLOVACA -- časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 18, číslo 6, december 1986.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 19. 12. 1986.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1986.

Vivianit v K-metasomaticky alterovanom pyroxenickom andezite na lokalite Kremnica — Šturec (štôľňa Andrej)

545

Vivianite in K-metasomatic altered pyroxene andesite on the Kremnica — Šturec locality (the Andrej gallery), Central Slovakia

Vasil Hrinko

Technologická a chemicko-mineralogická charakteristika bauxitov a okolitých hornín pri Drienovci

551

Technological, chemical and mineralogical characteristics of bauxite and adjacent rocks near Drienovec (Slovak Karst area, SE Slovakia)

Helena Gerthofferová — Anna Lažčáková

Príspevok k poznaniu štruktúry vulkanických skiel

557

Contribution to the knowledge of volcanic glass structure

Vladimír Šťastný

Grafický výstup pre modelovanie prúdenia podzemnej vody diferenčnou metódou

563

Graphical output for ground water flow modelling by finite differential method

METODIKA VÝSKUMU

METHOD OF INVESTIGATION

Miloslav Šulgan

Praktické použitie Fe-Ti oxidového geotermobarometra (zjednodušený výpočet hodnôt X_{Usp} a X_{ilm})

569

Practical use of Fe-Ti oxide geothermobarometer by simplified calculation of X_{Usp} and X_{ilm}

KRONIKA

CHRONICLE

Ján Keráň — Dionýz Vass — Rudolf Gabčo

Spomienka na Vsevoloda Čechoviča

572

Memory of Vsevolod Čechovič

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Paul David Taylor

Aplikácia paleobiologického štúdia fosilných tnachoviek v stratigrafii, sedimentológii a paleobiogeografii fanerozoických útvarov

510

Application of the paleobiological study of the fossil Bryozoa in stratigraphy, sedimentology and paleobiography of the Phanerozoic

Milan Matula

Na najvyššej priehrade sveta

534

On the highest dam of the world

Forum mladých MI

568

Forum of young geologists

RECENZIE

BOOK REVIEW

Dušan Hovorka

Brněnský masív [J. Štelcl — J. Weiss et al.]

570

Brno Massif [J. Štelcl — J. Weiss et al.]

Dionýz Vass

Vývoj sedimentů Českého masívu [Z. Kukul]

516

Development of the sediments of the Bohemian Mass [Z. Kukul]

Dionýz Vass

Zarys sedimentologii [R. Gradziński — A. Kostecka — R. Unrug]

552

Principles of sedimentology [R. Gradziński — A. Kostecka — R. Unrug]

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

GEOFOND BRATISLAVA

49 374

