1 B 1286

Časopis venovaný geologickej problematike nerastných surovín Slovenska, inžinierskej geológii, hydrológii a činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
809 40 BRATISLAVA

MINERALIA SLOVACA

8384
46

1971

BRATISLAVA—SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Zodpovedný redaktor: Dr. Vladimír Kuna
Vedecký redaktor: Dr. Pavol Grecula, CSc.

1B 1288
Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
809 40 BRATISLAVA
1010/71

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Slovenské naftové závody, n. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

© Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

OBSAH

GEOLÓGIA LOŽÍSK

Ladislav Rozložník — František Zábranský: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medi medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská 85
Pavol Grecula: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí 95

INŽINIERSKA GEOLÓGIA

Vladimír Letko: Rozšírenie poloskalných hornín na území listu Žilina 107
Jozef Sluka: Inžiniersko-geologické pomery na exploatovaných slovenských uhoľných ložiskách 129

MINERALÓGIA

Rudolf Šály — Anton Mihálik: Výskyt alofánu a možnosti jeho určenia v niektorých pôdach stredného Slovenska 135

SPRÁVY

Vojtech Zorkovský: Metalogenetické provincie na území Chilskej republiky 145
Ján Baran — Eduard Drnzík — Lýdia Drnzíková — Katarína Mandáková: Doterajšie výsledky overovania SP-W anomálie v Medvedom potoku 151
Ondrej Rozložník — Pavol Grecula — Ján Hurný: Výskyt fluoritu v gemeridnej žule pri Zlatej Idke 154
Ján Turan — Lýdia Vančová: Výskyt fluoritu v karbonátových horninách ružbašského mezozoického ostrova 155
Eduard Dobra: Výskyty fosfátov v sedimentoch košickej štrkovej formácie 158
Gejza Mikita: Tehliarske suroviny v oblasti východoslovenského paleogénu 160
Juraj Orvan: Hydrogeologické pomery východnej časti Filakovskej vrchoviny . . . 164

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — KONFERENCIE

Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti 167
Ladislav Rozložník: Nové poznatky o stavbe štiavnického ostrova 169
Ján Slávik: Dlhodobý výhľad slovenskej geológie 170
Peter Reichwalder: Vedecká konferencia o tektonických štýloch 173
Vladimír Letko: Kongres o mechanike hornín 174
Dušan Lamoš: V. hydrologická konferencia 175
Pavol Tkáčik: Správa o sympóziu v Pise o rozvoji a využití geotermálnych zdrojov

RECENZIE

Vladimír Kuna: 50 rokov Poľského geologického inštitútu 144

SOMMAIRE

Ladislav Rozložník — František Zábranský: Sur la présence d'une minéralisation de type Filonien — d'impregnation située entre les villages de Banská Hodruša, Vysoká et Uhliská 85
Pavol Grecula: Nouvelles connaissances sur les relations de temps entre les intrusions granitiques, les charriages et la mineralisation dans la région des Monts métallifères du Spiš et du Gemer (Spišsko-gemerské rudohorie) 95
Vladimír Letko: Extension des roches sémi-rocheuses dans le territoire de la feuille de Žilina 107

Jozef Sluka: Les conditions géologiques de l'ingénieur des gisements de charbon exploités en Slovaquie 119
Rudolf Šály — Anton Mihálik: Sur la présence de l'allophane dans quelques sols de la Slovaquie centrale 135

CONTENTS

Ladislav Rozložnik — František Zábranský: On the Copper Mineralization Occurence of Stockwork — Impregnation Type between the Villages of Banská Hodruša, Vysoká and Uhliská 93
Pavol Grecula: New Informations on the Time Relations of Granitic Instrusions, Overthrusts and Mineralization in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts . . . 105
Vladimír Letko: Extension of Semi-hrad Rocks in the Territory of the Žilina Map Sheet
Jozef Sluka: Engineering—Geological Conditions of the Exploited Coal Deposits in Slovakai 133
Rudolf Šály — Anton Mihálik: Allophane Occurence in Some Central Slovakia Soils and Possibilities of ist Determination 144
Ondrej Rozložník — Pavol Grecula — Ján Hurný: On the Fluorite Occurence in the Gemeride Granite near Zlatá Idka (Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts) . . . 155
Ján Turan — Lýdia Vančová: Fluorite Occurence in Carbonate Rocks of the Ružbachy Mesozoic Horst 157
Eduard Dobra: On the Phosphate Occurence in the Košice Gravel Formation . . . 160
Gejza Mikita: Some Notes on the Brick Raw Materials in the Area of the East Slovakian Paleogene 163
Juraj Orvan: Hydrogeological Conditions of the Eastern Part of the Fiľakovská Vrchovina Mts 166

O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medi medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská

LADISLAV ROZLOŽNÍK — FRANTIŠEK ZÁBRANSKÝ

Sur la présence d'une minéralisation de type filonien — d'imprégnation située entre les villages de Banská Hodruša, Vysoká et Uhliská

Cet article apporte quelques nouvelles connaissances sur la position géologique et sur les conditions paragénétiques de la minéralisation de type filonien-d'imprégnation se trouvant au Sud du village de Banská Hodruša (la Slovaquie Centrale). Ce type de minéralisation dans le district minier de Banská Štiavnica — Hodruša n'était pas encore connu. Il est représenté par la paragenèse suivante: pyrite — — pyrrhotine — chalcopyrite — galène — sphalérite étant lié à la zone fissurée intensive. Cette minéralisation est spatialement associée à des skarns situés dans la partie méridionale marginale du complexe intrusif de Hodruša, en particulier où les filons marginals de porphyrites granodioritiques recoupent des couches carbonatées puissantes en formant une auréole métamorphique étandue. Il semble, qu'une partie de cette minéralisation de type filonien — d'imprégnation se soit formée après les processus générateurs des skarns. Pendant la localisation de celle la partie marginale du complexe intrusif servait de milieu structural très favorable.

Úvod

Počas geologického mapovania vykonávaného v rokoch 1961 — 1965 L. Rozložníkom a kol. na území medzi dolinou Richnava a obcou Uhliská, južne od Banskej Hodruše, už mimo rámca tradičného hodrušského rudného revíru, boli uprostred príkrovu pyroxenického andezitu vymedzené rozsiahle oblasti intenzívne impregnované pyritom. V súvislosti s objasňovaním stavby periferných častí štiavnického ostrova, pomocou štruktúrnych vrtov, so zreteľom na možnosti pokračovania zrudenia mimo doteraz známeho rámca obvodu, jeden z vrtov — vrt HDŠ-3 projektovali sme do doliny Zlatna. Jeho úlohou bolo overiť predpokladaný ponor predneogénneho podložia a hodrušského intruzívneho komplexu pri južnom okraji vlastného „ostrova" a zároveň objasniť charakter spomínaných impregnácií. Profil vrtu HDŠ-3 ukázal, že aj vertikálne ide o rozsiahlu impregnačnú zónu osobitého, dosiaľ na území Slovenska nezisteného vývoja.

Geologická pozícia nálezu

Geologicky územie nálezu prináleží k južnému okraju štiavnického ostrova, t. j. oblasti kde uprostred neovulkanitov Štiavnického pohoria vystupuje predneogénne podložie. Zvláštnosťou stavby ostrova je jeho jadro, tvorené neoidným tzv. hodrušským intruzívnym komplexom, ktorý v priebehu treťohôr zohral významnú úlohu pri sformovaní dnešnej hrásťovej stavby ostrova a pri metalogenéze (L. Rozložník, 1966, 1968, 1969b).

V miestach výskytu impregnácií, aj zarážkového bodu vrtu HDŠ-3 na povrchu

vystupuje neovulkanický príkrov a pod ním, pomerne v nie veľkej hĺbke — predneogénne podložie, ktoré pokračuje smerom južným vo vyzdvihnutej pozícií pozdĺž „rudnianského chrbta" (S. Ďuratný — O. Fusán — M. Kuthan — J. Plančár — L. Zbořil, 1965). Tektonicky ide o mladú hrásť, ohraničenú na západe považanským poruchovým pásmom S-J smeru (L. Rozložník, 1966), na východe sústavou zlomov SSV-JJZ smeru, na ktoré sú v Banskej Štiavnici viazané známe rudné žily.

Vrt HDŠ-3 prevrtal od povrchu do 170,0 m neobyčajne silné hydrotermálne premenený *amfibol-pyroxén (± biotit) andezit* II. andezitovej fázy (v zmysle klasifikácie M. Kuthana, 1963), sporadicky s polohami pyroklastík a s ojedinelou dajkou amfibol-biotit dacitu (III. andezitová fáza).

Od 170,0 m začína predneogénny karpatský substrát tvorený totožnými súvrstviami, ktoré vystupujú v doline Richnavy a na Havránkove, alebo ktoré boli prevŕtané v štruktúrnom vrtu HDŠ-4 (Kopanice—Banište). Oproti pomerom na Havránkove pod andezitmi chybuje však spodný trias, navyše sedimenty v celom profile vrtu sú mimoriadne rozbité, premenené a mineralizované, čím je ich litologická povaha značne zotretá.

Od 170,0 m do 265,0 m prichádzajú červené a zelenkavé — *pestré aleurity a pieskovce*, rytmicky sa striedajúce („červené súvrstvie").

Od 265,0 m do 648,0 m ide o súvrstvie obdobné predchádzajúcemu s tým rozdielom, že namiesto červenkastého, resp. zelenkavého zafarbenia prichádza zafarbenie *šedé* („šedé súvrstvie") a medzi sedimentami vedľa aleuritov a pieskovcov nachádzame aj arkózy, zlepence a tmavé bridlice.

Tak „červené", ako aj „šedé" súvrstvie je prestúpené niekoľkými telesami (2—10 m hrubými) *gabrodioritickej horniny*, ktoré predbežne interpretujeme ako apofýzy známeho hodrušského intruzívneho komplexu, nie je však vylúčené, že ide o eruptíva permského veku. V intervale 170,0 — 648,0 m, tak ako v predošlom úseku, prichádzajú dajky amfibol-biotit dacitu.

Od 648,0 m do 724,0 m predošlý komplex plynule prechádza do súvrstvia, v ktorom rytmicky sa striedajú fialkasté poväčšine ale čierne grafitické *bridlice s anhydritom a vápnitým dolomitom až dolomitom.*

Od 724,0 m do konečnej hĺbky vrtu t. j. 1457,0 m vystupujú prekryštalizované *vápnité dolomity a dolomity* špinavobielej, žltkastej príp. svetlosivej farby, miestami s polohami *anhydritu* a bridlíc prestúpené 23 žilami granodiorit-porfyritu, v okolí ktorých dochádza ku kontaktnej metamorfóze a veľká časť karbonátov je zmenená vo *vápenaté a horečnaté skarny* s podobným zložením, aké popísal F. Zábranský (1969a) zo štiavnického ostrova. Hrúbka dajok granodiorit porfyritu (často zmenených v endoskarny) pohybuje sa od 1 m do 50 m, spravidla okolo 1 až 10 m.

Z hľadiska geologickej pozície žilníkovo-impregnačného zrudnenia je dôležité objasnenie stratigrafickej príslušnosti sedimentov v podloží neovulkanitov, ako aj objasnenie tvaru telesa granodioritovej intrúzie.

Podobný geologický profil ako vo vrte HDŠ-3 možno sledovať aj na povrchu, hlavne na severných svahoch Havránkova a Trsteného, aj keď v redukovanej podobe (v dôsledku prenikania hodrušského intruzívneho komplexu). Pri geologickom mapovaní (L. Rozložník, 1966) na severných svahoch Havránkova boli vymedzené nasledovné komplexy:

1. granodiorit — hodrušský intruzívny komplex (laramit-banatit?) 2. doskovité — lavicovité, miestami tmavé prúžkované vápence a dolomity, resp. skarny

o veľkej mocnosti — stredný až vrchný trias krížňanskej jednotky, 3. šedé zlepence, pieskovce a bridlice — karbón, 4. červenkasté a zelené pieskovce, prachovce a bridlice s diabázmi — perm (melafýrová séria), 5. pieskovce a bridlice, slienité bridlice a vápence — spodný až stredný trias (súvrstvie 3. až 5. — chočský príkrov) a napokon neovulkanický komplex v podobe amfibol-pyroxen.andezitu.

Štruktúrny vrt HDŠ-4 (Kopanice-Banište) ukázal (L. Rozložník, 1970 b), že vyšeuvedené súvrstvie č. 2., 3. a 4. predstavujú podľa všetkého jeden veľmi hrubý komplex, v ktorom jednotlivé súvrstvia: karbonátové, „šedé" a „červené" do seba plynule prechádzajú bez diskordancií a násunových plôch (vrt HDŠ-4 bol vŕtaný prakticky so 100% výnosom jadra). Závažnou okolnosťou je aj zistená prítomnosť prejavov vulkanizmu nielen bázického, ale aj kyslého (kremité porfýry) v „červenom súvrství". Komplex svojím litologickým vývojom najskôr pripomína *perm zvláštneho v podstate morského vývoja — meliatsku sériu* (?) a spodno až strednotriasové súvrstvie v jeho nadloží, podľa najnovších interpretácií (L. Rozložník, 1970 c) treba považovať za analógiu gemeridného mezozoika.

Podložie permu zvláštneho vývoja tvorí neoidný hodrušský intruzívny komplex a tak jeho stratigrafické podložie nebolo zastihnuté.

Stavba predneogénneho podložia štiavnického ostrova, kde predmetný nález žilníkovo-impregnačného zrudnenia sa nachádza, líši sa od stavby sz. časti ostrova (L. Rozložník, 1970 c), kde stavba podložia neovulkanitov je kompletnejšia: veporidné kryštalinikum, obalové mezozoikum a príkrov gemeridného paleozoika a mezozoika, kým v jz. časti ostrova vystupuje iba perm zvláštneho vývoja miestami spolu s gemeridným triasom, možno s pozíciou najvyššej tektonickej jednotky štiavnického ostrova.

Z hľadiska geologickej pozície nálezu dôležitý je aj *hodrušský intruzívny komplex* tvoriaci mohutné jadro štiavnického ostrova, považovaný (L. Rozložníkom — J. Šalátom, 1963) za komplex laramitov — banatitov, alebo V. Konečným (1969) za podpovrchový člen neogénneho subsekventného vulkanizmu. Ako to ukazujú profily vrtov HDŠ-3 a HDŠ-4 v mieste nálezu, intruzívny komplex náhle prudko sa ponára pozdĺž kontaktu (smerove sledujúceho približne dolinu Richnavy) do veľkých hĺbok a nepokračuje súvisle k juhu pod rudnianským chrbtom. Pod rudnianským chrbtom možno však predpokladať výskyt ďalšieho, príp. ďalších viac-menej samostatných menších telies, analogických hodrušskému.

Z priloženého profilu vyplýva, že prenikania intrúzie malo diapirický charakter, pri ktorom došlo k deformácii plášťa a k založeniu roja okrajových rozsadlín (marginal fissures) v zmysle R. Balka (1937), vyplnených granodiorit-porfyritom.

Paragenetická charakteristika žilníkovo-impregnačného zrudnenia

Žilníkovo-impregnačné zrudnenie sa prejavuje na povrchu v komplexe amfibol-pyroxén (±biotit) andezitov impregnáciou sprevádzanou silnou hydrotermálnou premenou. Charakter žilníkovo-impregnačného zrudnenia je možné najlepšie sledovať v profile vrtu HDŠ-3. Celý profil vrtu — od jeho ústia až po konečnú hĺbku — je zrudnený, aj keď s nerovnomernou intenzitou čo

do kvality a kvantity. Charakter zrudnenia je prevážne *sulfidický*, pričom akumulácia rudných minerálov má typický žilnikovo-impregnačný charakter. Tak nadložné andezity, ako aj podložné sedimenty sú prestúpené hustou sieťou puklín, okolo ktorých pozorovať silnú premenu (chloritizácia, epidotizácia, prenikanie žiliek kalcitu, kremeňa a pod.). Pozdĺž týchto puklín došlo k vývoju sulfidov vo forme impregnácii a krátkych tenkých žiliek.

Rozmiestnenie zrudnenia pozdĺž profilu vrtu HDŠ-3 je nasledovné (F. Zábranský, 1970). *V intervale od povrchu do 170 m* pozorovať pomerne hustú impregnáciu zŕn pyritu veľkosti od 0,1—2 mm. Miestami pyrit vytvára aj súvislejší agregát. Celkom ojedinele pozorovať drobné 0,05—0,2 mm veľké alotriomorfne obmedzené zrná chalkopyritu, metasomaticky zatlačajúce pyrit. Zriedkavo chalkopyrit vytvára tenké a krátke žilky (0,2—0,5 mm), ktoré vnikajú do pyritového agregátu. Vzácne s chalkopyritom sa vyskytujú drobné (0,07—0,2 mm) alotriomorfne obmedzené zrnká pyrotínu, ktoré javia blízky paragenetický vzťah k chalkopyritu. Väčšia akumulácia sulfidického zrudnenia v tomto intervale je v miestach intenzívnejšej premeny andezitov (hlavne chloritizácia, epidotizácia a zeolitizácia). Bez vzťahu k rudným minerálom sa vyskytujú tenké žilky kalcitu a kremeňa, ktoré sú zreteľne mladšie ako rudná mineralizácia.

V intervale od 170—724 m pozorovať drobnú a pomerne hustú impregnáciu zŕn pyritu hypidiomorfne až alotriomorfne obmedzeného. Veľkosť izolovaných zŕn pyritu dosahuje 0,1—0,4 mm, zriedkavejšie aj 2 mm. Pyrit hojne vytvára aj kompaktnejší agregát, hlavne v miestach intenzívnejšej chloritizácie a epidotizácie.

V tomto intervale hojnejšie pozorovať alotriomorfne obmedzené zrná pyrotínu veľkosti 0,05—0,3 mm, často aj žilky pyrotínu hrúbky 0,1—0,3 mm a dĺžky 0,2—2 mm. V tesnej asociácii s pyrotínom sa vyskytuje chalkopyrit, ktorý vytvára zrná veľkosti 0,1—0,3 mm, pričom lokálne pozorovať ich vzájomné prerastanie. Pyrotín a chalkopyrit vystupujúci v žilkách spravidla prichádzajú spolu s kremeňom a epidotom. Pyritové zrná vytvárajúce impregnáciu sedimentov sú pyrotínom a chalkopyritom zatlačované, alebo do kompaktnejšieho pyritového agregátu vnikajú žilky pyrotínu. Lokálne pozorovať zatlačovanie pyrotínu a chalkopyritu po okrajoch zŕn drobnozrnným pyritom, ktorý zrejme patrí mladšej generácii a vývojovej etape. Sedimenty a sulfidy v tomto intervale sú preniknuté tenkými žilkami kalcitu, kremeňa so sporadickou prítomnosťou pyritu.

Najbohatšie zrudnenie žilníkovo-impregnačného charakteru sa vyskytuje *v intervale od 724—1000 m*. Na zrudnení sa podiela niekoľko minerálnych asociácii, ktoré sa nachádzajú v horečnatých a vápenatých skarnoch, ako aj v endoskarnoch (F. Zábranský, 1969b, 1970). Pomerne zriedkavo pozorovať v skarnoch impregnáciu pyritu a pyrotínu, s ktorým sa prerastá chalkopyrit. Táto minerálna asociácia, predovšetkým chalkopyrit a pyrotín, bývajú zatlačované zrnami pyritu, s ktorým v hojnej miere prichádza chalkopyrit. Pyrit a chalkopyrit (pyrit — chalkopyritová asociácia) vytvárajú impregnáciu v skarnoch, pričom jednotlivé zrná spravidla alotrimorfne obmedzené dosahujú veľkosť 0,08—2 mm. Pomerne často pyrit s chalkopyritom vytvárajú tenké (0,1—0,3 mm) žilky, ktorých dĺžka zvyčajne nepresahuje 1—4 mm. Spolu s nimi v žilkách zriedkavo sa vyskytuje kalcit, kremeň a chlorit. Celkom zriedkavo pozorovať zatlačovanie pyritu tejto asociácie chalkopyritom. Pyrit a chalkopyrit

intenzívne metasomaticky zatláčajú magnetit a ostatné minerály, predovšetkým granáty, pyroxény, forsterit, pleonast, epidot, flogopit a pod. Najväčšie rozšírenie v tomto intervale má minerálna osociácia pyrit-sfalerit-galenit-chalkopyrit. Pyrit tejto asociácie je veľmi drobnozrný (0,07—0,2 mm). Zriedkavo zatláča chalkopyrit predošlej minerálnej asociácie. Sfalerit vytvára alotriomorfne obmedzené zrná veľkosti 0,1—0,5 mm. Spravidla so sfaleritom sa vyskytujú aj galenit a chalkopyrit. Často v sfalerite pozorovať veľmi drobné odmiešaniny chalkopyritu (emulziovité štruktúry). Galenitové zrná majú obdobné rozmery ako zrná sfaleritové, oba minerály sa zvyčajne vzájomne prerastajú, len zriedkavo pozorovať zatlačovanie sfaleritu zrnami galenitu. Najhojnejším minerálom tejto asociácie je chalkopyrit. Vytvára zrnitú impregnáciu, kde jednotlivé zrná majú 0,08—0,6 mm veľkosť, lokálne aj súvislejší monominerálny agregát. Chalkopyrit zjavne metasomaticky zatláča sfalerit aj galenit. Výrazne zatláča a vniká do magnetitu a ostatných skarnových minerálov. Pyrit, sfalerit, galenit a chalkopyrit veľmi často vytvárajú 0,3—3 mm hrubé žilky, ktorých dĺžka sa pohybuje od 0,5—3 cm. V žilkách z nerudných minerálov pomerne zriedkavo sa vyskytujú kremeň a kalcit. Minerály tejto asociácie, predovšetkým chalkopyrit, bývajú zatlačované alebo preniknuté lístkovitým agregátom hematiti, s ktorým sa zriedkavo vyskytuje kalcit. V hojnej miere bývajú preniknuté tiež monominerálnymi žilkami kalcitu a kremeňa.

V intervale od 1000—1457 m má zrudnenie podobný charakter ako v predošlom intervale, hoci kvantitatívne je menej výrazné. V tomto intervale je prakticky zastúpená iba pyrit-sfalerit-galenit-chalkopyritová minerálna asociácia, zatiaľ čo pyrit-chalkopyritová a pyrit-pyrotín-chalkopyritová asociácia chýba.

Z paragenetického štúdia zrudnenia žilníkovo-impregnačného typu vo vrte HDŠ-3 vyplýva, že zrudnenie je výsledkom viac etapového zrudňovacieho procesu. Zrudnenie sa prevažne vyskytuje v horečnatých a vápenatých skarnoch, ako aj v granodiorit-porfyritoch na kontakte zmenených na endoskarny. Minerálne asociácie podieľajúce sa na zrudnení možno dobre zrovnať s minerálnymi asociáciami vyskytujúcimi sa na ostatných skarnových výskytoch štiavnického ostrova (F. Zábranský, 1969a). Pyrit-chalkopyritová asociácia je známa na všetkých výskytoch skarnov v etape rovnakého označenia a ňou začína karbonát — kremeň — sulfidické štádium skarnového procesu (F. Zábranský, 1969a). Asociácia pyrit-sfalerit-galenit-chalpokyritová pripomína M. Kodérom (1959) vymedzenú II. rudnú periódu rozšírenú v oblasti Banskej Štiavnice na hydrotermálnych žilách. Táto asociácia je však známa aj zo skarnových výskytov štiavnického ostrova, napr. z ložiska Klokoč-Treibolc, Karlík a pod. (F. Zábranský, 1969a). Vo vrte HDŠ-3 prichádza vo forme žilnikovo-impregnačnej očividne priestorovo viazanej na skarny, pričom v niekoľkých prípadoch bolo dokázané, že minerály uvedenej asociácie sú zatlačované lístkovitým hematitom, geneticky patriacemu k najmladším etapám skarnového procesu (F. Zábranský, 1969a). Problematické je iba postavenie pyrit-pyrotín-chalkopyritovej asociácie. Táto vystupuje v skarnoch (v intervale 700—1000 m) v klastickom sedimentárnom súvrství permu, ale aj v nadložných andezitoch. Paragenetickým štúdiom sa nepodarilo zistiť vzťah minerálov uvedenej asociácie k minerálom asociácií dokázateľne patriacim k hydrotermálnemu štádiu vývoja skarnových procesov. Je však veľmi pravdepodobné, že táto pomerne vysoko termálna asociácia patrí k skarnovému procesu. Nemožno však vylúčiť ani

to, že ide o hydrotermálne produkty mineralizácie viazanej na neogénny subsekventný vulkanizmus. Tento problém v súčasnom štádiu treba považovať za otvorený.

Faktory podmieňujúce lokalizáciu žilníkovo-impregnačného zrudnenia

Podľa doterajších poznatkov o stavbe štiavnického ostrova, poznatkov vyplývajúcich zo znalostí geologickej situácie na povrchu v blízkosti daného nálezu a poznatkov získaných zo štruktúrnych vrtov, najmä HDŠ-3, ale aj HDŠ-4 a HDŠ-2, možno vysloviť nasledovné predbežné úvahy o priaznivých podmienkach lokalizácie žilníkovo-impregnačného zrudnenia.

Ukazuje sa výrazná *spojitosť zrudnenia s kontaktnou aureolou* hodrušského intruzívneho komplexu. Táto väzba môže mať dvojakú príčinu: 1. buď ide o priame genetické a časové spojenie mineralizácie so skarnotvornými procesmi a tým zároveň aj s hodrušským intruzívnym komplexom, alebo 2. ide o zrudnenie naložené, mladšie, vzniknuté geneticky a časove nezávisle na skarnotvorných procesoch v tektonicky exponovanej zóne, v zóne puklinovatosti, pričom skarny slúžili ako látkovo-mechanicky priaznivé prostredie pre tvorbu štruktúr vhodných pre lokalizáciu zrudnenia, tak ako to dokazujú celosvetové skúsenosti (pozri napr. J. P. T i m č e n k o, 1968).

Z predchádzajúcej state vyplýva možnosť obidvoch alternatív, dokonca je *najpravdepodobnejšia ich kombinácia.* Tak či onak, skarny sa ukazujú ako dôležitý ložiskolokalizujúci faktor. Najpriaznivejšími sa javia tie úseku kontaktnej aureoly hodrušského intruzívneho komplexu kde:

p o p r v é — intruzívny komplex sa stýka so *súvrstvím karbonátov* veľkej hrúbky, ktoré sa vyskytujú v perme zvláštneho vývoja (podobne priaznivým prostredím by mohli byť karbonáty stredného a vrchného triasu obalovej jednotky príp. aj gemeridného mezozoika). P o d r u h é, kde karbonátové súvrstvie je prerážané a rozbité hustým rojom *okrajových žíl granodiorit-porfyritu.* Ako najoptimálnejšie sa ukazujú tie miesta kontaktu s karbonátmi, kde kupola intrúzie začína naberať väčší spád, kde kontakt stáva sa voči stavbe diskordantným, nakoľko na tých miestach začínajú sa hojnejšie objavovať okrajové dajky granodiorit-porfyritu a kontaktná zóna je ešte v prístupnej hĺbke. Priebeh dajok granodiorit-porfyritu schématicky je vyznačený v priloženom profile.

Z uvedeného plynie, že málo perspektívne budú miesta, kde plutón stýka sa s kryštalinikom, alebo hrubším nekarbonátovým súvrstvím, alebo miesta kde chýba roj apofýz granodioritu — ako je tomu podľa doterajších pozorovaní — v mierne klenutej centrálnej časti intrúzie (oblasť Banskej Hodruše), kde priebeh kontaktu je vcelku konkordantný so stavbou plášťa. Zrudnenie nápadne sa vyhýba kryštalickým karbonátom bez skarnových minerálov.

Ako sme uviedli okrem skarnového prostredia treba počítať aj s ďalším nie menej dôležitým faktorom lokalizácie zrudnenia — vytvorením *zóny s hustou sieťou puklín.*

Územie nálezu z uvedeného hľadiska je veľmi priaznivé, nakoľko daným územím približne vo smere V-Z až SZ-JV prebieha okraj hodrušského intruzívneho komplexu. Tektonická exponovanosť kontaktu vyplýva jednak zo spomenútej deformácie plášťa pri preniku intrúzie, jednak z rigidnej povahy intruzívneho komplexu vzhľadom k jeho plastickejšiemu plášťu, prečo na styku často sa vy-

rovnávali napätia vzniknuté v súvislosti s vyzdvihovaním, resp. poklesávaním komplexu v priebehu neogénu. Takto došlo k tvorbe rozsiahlej zlomovo-puklinovej zóny smerove totožnej s priebehom kontaktu. Navyše kontaktná zóna je pretínaná naprieč systémom zlomov a puklín poludníkového, alebo jemu blízkeho smeru (SSV-JJZ), ktorým je prestúpený celý bansko-štiavnicko-hodrušský rudný obvod a na ktorý je viazaný časť dajok dacitu, ako aj systém hodrušských a štiavnických žíl (L. Rozložník, 1969b). Kombináciou uvedených štruktúr mohla vzniknúť zóna s intenzívnou puklinatosťou, vhodná pre prenikanie rudonosných roztokov a lokalizáciu zrudnenia.

Okolie nálezu a oblasť rozprestierajúca sa od neho na juh, presnejšie oblasť pozdĺž rudnianskeho chrbta, južne od čiary Havránkovo-Kopanice disponuje s uvedenými priaznivými podmienkami, pričom od vrtu HDŠ-3 smerom na sever možno očakávať dvíhanie kontaktu a tým aj prítomnosť zrudnenia v menšej hĺbke. V tejto oblasti vyskytujú sa indície zrudnenia aj na povrchu — okrem impregnácie pyritom, nachádzajú sa tu výskyty minerálov medi napr. v Kufergrunde-Medenej, na Železnej hore, v doline Zlatno a Richnava, ba dokonca i v územiach ležiacich oveľa južnejšie (— v permských zlepencoch vystupujúcich v okne pri Uhliskách vyskytujú sa malachitové povlaky).

Ak zrudnenie je geneticky viazané na hodrušský intruzívny komplex, najpriaznivejší vývoj možno očakávať v zóne sledujúcej zhruba smer richnavskej doliny, kým južnejšie od doliny Richnava — v dostupnej hĺbke — prichádzajú do úvahy výskyty zrudnenia iba za predpokladu, že sú tu prítomné ďalšie skryté telesá granodioritu. Takýto predpoklad sme vyslovili a tento bol aj potvrdený — podľa ústneho oznámenia A. Brlaya pri Rudne bolo navrtané v perme teleso granodioritu. Ak by išlo o zrudnenie, ktoré je na skarny naložené a spojené so záverečnými fázami neogénneho subsekventného vulkanizmu, pretiahlosť rudonosnej zóny mala by byť vo smere S-J.

Západne od miesta nálezu — oblasť za považskou poruchou môže mať rovnakú perspektívnosť ako okolie nálezu, avšak ako to ukázal vrt HDŠ-2 ide tu o oblasť poklesnutú do značných hĺbok.

Podľa vrtov lokalizovaných v oblasti Štiavnických Baní (J. Burian, 1968) smerom na východ karbonátové podložie je vystriedané veporidným kryštalinikom, prostredím menej vhodným pre uvedený typ zrudnenia.

Okrem vymedzenej perspektívnej oblasti analogickým nádejným územím sa javí oblasť Bukovca a Sklených Teplíc pri severnom okraji štiavnického ostrova.

Overenie hospodárskeho významu nálezu vyžaduje si postup, ktorý sa používa pre vyhľadávanie skytých ložísk, opierajúc sa predovšetkým o hlbinné vŕtanie. Istým vodítkom môžu však byť aj indície na povrchu — impregnácie vysledovateľné podrobným metalometrickým mapovaním a cenné služby môžu preukázať aj geofyzikálne výskumy.

Význam nálezu

Význam nálezu vyplýva zo samotnej jeho žilníkovo-impregnačnej povahy a obsahu medi. Žilníkovo-impregnačné ložiská sú najvýznamnejšími producentami medi vo svetovom meradle. Čo do rozsahu spravidla ide o ložiská veľkých rozmerov s veľmi priaznivými bansko-technickými podmienkami ťažby aj keď čo do obsahu medi bývajú chudobnejšie (okolo 0,3—2 % Cu).

V prípade nášho nálezu zaistené skutočnosti naznačujú, že ide o analogický ložiskový typ, pravda o tom či nález má aj hospodársky význam, môžu rozhodnúť len ďalšie podrobnejšie prieskumné práce.

Nález svojimi vlastnosťami *pripomína zrudnenie banatitovej provincie* rozšírené v ostatných segmentoch Karpatsko-balkánskej sústavy pozdĺž pruhu laramitov od Čierneho mora cez Srednogorie (Medet), územie Juhoslávie (Majdanpek, Bór a ďalšie) až po ložiská v Banáte v Rumunsku (Moldava Nuova a i.). Obdobným je aj ložisko Recsk v pohorí Mátra v Maďarsku.

Nález naznačuje, že aj v oblasti stredoslovenských vulkanitov je možné počítať s ložiskami analogického vývoja. Pri ich vzniku, či už priamo alebo nepriamo, dôležitú úlohu zohrávajú plutonické a subvulkanické telesá.

Výsledky výskumu urobeného na území štiavnického ostrova ukazujú na významnú úlohu hodrušského intruzívneho komplexu pri metalogenetických procesoch bansko-štiavnicko-hodrušského rudného obvodu a to či už svojou bezprostrednou úlohou pri vzniku staršieho typu skarnového alebo mladšieho zrudnenia, viazaného na záver neogénneho subsekventného vuklanizmu — v súvislosti s lokalizáciou polymetalických rudných žíl. Pri posledných hodrušský intruzívny komplex vystupuje v úlohe štruktúrneho faktora: trieštivé tektonické procesy našli v ňom neobyčajne priaznivé prostredie pri tvorbe zlomov a puklín. (L. Rozložník, 1969b).

Zo skúseností z výskumov vykonaných na území štiavnického ostrova plynie potreba sústrediť sa na *výskum plutonických a subvulkanických telies* vzniknutých v rámci subsekventného vulkanizmu na Slovensku pre ich vzájomné zrovnávanie a to pokiaľ ide o ich geologickú pozíciu, petrografický a petrochemický charakter, vekovú príslušnosť a nie naposledy prejavy mineralizácie, využívať pritom skúsenosti nadobudnuté pri výskume hodrušského intruzívneho komplexu. Do okruhu štúdia s uvedením zameraním by spadali sčasti už preskúmané známe telesá (Tisovec, Poľana, Viglašská Huta a i.), ako aj skryté telesá (oblasť Kremnice) príp. telesá zatiaľ nepreskúmané (územie Vepora a Nízkych Tatier).

Poznatky z územia štiavnického ostrova ďalej upozorňujú na *význam riešenia stavby podložia neogénneho vulkanického komplexu.* Ukazuje sa, že pre vyhľadávanie ložísk sú najperspektívnejšie areály s nasledovnými znakmi: 1. prítomnosť plutonických a subvulkanických telies, vytvárajúcich kupolovité elevácie podložia, kde sa teda zároveň ukazuje relatívna blízkosť podložia k dnešnému povrchu, 2. hrubé karbonátové súvrstvie v kontaktnej aureole vyšeuvedených intrúzií a 3. tektonická exponovanosť územia v priebehu aktivity subsekventného vulkanizmu, ako aj prítomnosť primárnych aureol rozptylu vrátane hydrotermálnych premien. Skúsenosti nadobudnuté pri výskume štiavnického ostrova ukazujú, že takéto perspektívne územia nemusia sa prejaviť na povrchu s výraznejšími indíciami. Riešenie uvedenej úlohy vyžaduje pokračovať v systematickom výskume podložia neovulkanitov s prihliadnutím na uvedené kritéria.

Doručené: 19. II. 1971
K tlači doporučil: dr. P. Grecula, CSc.

Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokej školy technickej, Košice

LITERATÚRA:

R. BALK, 1937: Structural Behaviour of Igneous Rocks. Geol. Soc. Am. 57 125—160.
J. BURIAN a kol., 1968: Záverečná správa „Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov — oblasť Banská Štiavnica" Geofond Bratislava.

S. ĎURATNÝ — O. FUSAN — M. KUTHAN — J. PLANČÁR — L. ZBOŘIL, 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpathen durch geophysikalischen Methoden. Geol. práce. Zprávy 36, Bratislava.
M. KODĚRA, 1959: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae, Geol. 2. Bratislava.
M. KODĚRA, 1963: Gesetrenmässigkeiten der zonalen Verteilung der mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition. Vol. 1. Praha.
V. KONEČNÝ, 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice), Mineralia slovaca I. č. 3—4. Spišská Nová Ves.
M. KUTHAN, 1963: Tectonic Deformations of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Volkanism and Tectonic., Geologické práce, Zprávy 28. Bratislava.
M. KUTHAN, 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000, M-34-XXXI. Nitra, Bratislava.
L. ROZLOŽNÍK — J. ŠALÁT, 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na štiavnickom ostrove. Sborník ved. prác VŠT zv. 2.Košice.
L. ROZLOŽNÍK a kol., 1966: Záverečná zpráva — „Výskum hornín štiavnického ostrova". Geofond Bratislava.
L. ROZLOŽNÍK, 1968: Fault Tectonics of Štiavnica Horst. Geol. práce, Zprávy 43—44. Bratislava.
L. ROZLOŽNÍK — F. ZÁBRANSKÝ, 1968: Perspektíva vyhľadávania skarnových ložísk na území štiavnického ostrova. Geol. průzkum č. 2 Praha.
L. ROZLOŽNÍK, 1969a: Vývoj subsekventného neogenného vulkanizmu na území štiavnického ostrova. Geol. práce, Správy 48. Bratislava.
L. ROZLOŽNÍK, 1969b: Nové poznatky o štruktúre banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Mineralia slovaca. I. č. 3—4. Spišská Nová Ves.
L. ROZLOŽNÍK, 1970a: Správa o náleze Cu-zrudnenia žilníkovo-impregnačného typu na území medzi obcami Banská Hodruša, Uhliská a Vysoká. Geofond, Bratislava.
L. ROZLOŽNÍK, 1970b: Záverečná správa o štruktúrnom vrte HDŠ-4 (Kopanice-Banište). Rukopis Geofond Bratislava.
L. ROZLOŽNÍK a kol., 1970c: Záverečná správa „Regionálny ložiskový výskum stredoslovenských vulkanitov — oblasť Banská Hodruša", Rukopis Geofond Bratislava.
I. P. TIMČENKO, 1968: Fiziko-mechaničeskije svojstva gornych porod verchnej časti zemnoj kory. str. 270—276. Sborník Statí. Izdavateľstvo „Nauka", Moskva.
F. ZÁBRANSKÝ, 1969a: Geologicko-paragenetické pomery skarnov Štiavnického ostrova. Kandidátska dizertačná práca. Archív katedry geológie a mineralógie. Košice.
F. ZÁBRANSKÝ, 1969b: Skarnové ložiská v oblasti Štiavnického ostrova. Mineralia slovaca I. č. 3—4. Spišská Nová Ves.
F. ZÁBRANSKÝ, 1970: Záverečná správa o štruktúrnom vrte HDŠ-3. Rukopis, Geofond Bratislava.

On the Copper Mineralization Occurence of Stockwork-Impregnation Type between the Villages of Banská Hodruša, Vysoká and Uhliská

LADISLAV ROZLOŽNÍK — FRANTIŠEK ZÁBRANSKÝ

In the Banská Štiavnica — Hodruša ore district (Central Slovakia) two different types of mineralization, as to their age and genesis are known. Those are, as follows:

1. skarn mineralization with magnetite being associated with contact aureole of the Hodruša intrusive complex (F. Zábranský, 1969),
2. polymetallic gold-silver-lead-zinc-copper ore veins associated with the end of West Carpathian subsequent volcanism of Neogene age (M. Koděra, 1963, L. Rozložník 1969).

South of the village of Banská Hodruša, a new mineralization situated somewhat outside the studied Banská Štiavnica — Hodruša ore district was discovered. It is a polymetallic mineralization of stockwork—impregnation type, predominantly copper-bearing. Such an occurence has been unknown so far in this region.

The ore mineralization lies on the southern perimeter of the so called „Štiavnica

Horst", where in the middle of a wider area formed by the products of Neogene volcanism, in form of an elevation pre-Neogene basement — the Carpathian substratum — crops out. The thick „Hodruša intrusive complex (Rozložník, 1970), composed mostly of granodiorite and its porphyrites, less of different diorite and diorite porphyrite varieties, granite and aplites, is considered to be the core of the „Štiavnica Horst". L. Rozložník and J. Šalát (1963) believe that this complex is a Laramie intrusion analogous with Roumanian banatites, while V. Konečný (1969) considers that it is a hypogene equivalent of Neogene volcanism.

At the place, where ore mineralization occurs, the Hodruša intrusive complex is predominantly represented only by granodiorite and its porphyrites being in contact with carbonate rocks only, formed mostly by calcareous dolomite with shale and anhydrite intercalations. The carbonate beds as well as the overlying „grey" and „red" detritic beds belong probably to Permian of special development, resemblant to the „Meliata Series" of South Gemerides (L. Rozložník, 1970). The sediments are covered by products of subsequent volcanism represented by highly chloritized amphibole (± biotite) pyroxene andesite.

The intrusion is of diapir nature, during its intersection a mantle deformation took place. In the slightly vaulted central part, the contact, though reduced, coincides however with the mantle structure, while on the steep marginal parts it is unconformable being accompanied by a marginal vein swarm of granodiorite porphyrite filing (marginal fissures — according to R. Balk, 1937). The dike thickness varies from 1 to 50 meters being most frequently about 10 m. Around the main body contact and particularly along the marginal dikes an extensive contact metasomatic metamorphosis as well as carbonate recrystallization and Ca—Mg — skarn formation took place. These skarns from the area of the „Štiavnica Horst" were described by F. Zábranský in 1969.

The ore mineralization of stocwork-impregnation type in the hanging-wall andesites as well as in the „red" and „grey" beds, but particularly in skarns nad granodiorite-porphyrites situated in the middle of the carbonate beds, is to be found. Only in pure crystalline calcareous dolomites without presence of skarn minerals this mineralization cannot be seen. This type is associated with a concentrated set of joints forming there impregnations and veinlets. According to the results of deep-drilling, the following three separate associations are to be recognized:

1. Pyrite-pyrrhotine-chalcopyrite assemblage occuring in the upper parts-in andesites and sediments of the „red" and „grey" beds,
2. Pyrite-chalcopyrite assemblage associated with skarns, and
3. Pyrite-galena-sphalerite-chalcopyrite assemblage overlapping with the former one, but usually with tendency to keep the lower part of the mineralized zone.

As to their age, the relation of separate associations has not been defined satisfactorily yet. One part of ore mineralization is considered to be associated probably with the termination stage of skarn-forming processes, which means that this part of mineralization is connected not only spatially but also as to its age and genesis, with the „Hodruša intrusive complex" formation. It is not out of question, however, that certain part of mineralization may be associated with a much younger period, i. e. with the end of subsequent volcanism having been responsible for the polymetallic ore veins genesis in the „Banská Štiavnica — Hodruša ore district". The tectonically exposed zone following the marginal part of the „Hodruša intrusive complex" seems to be a very important ore-localizing agent particularly during the younger mineralization genesis of stockwork-impregnation type. In the course of Neogene, stresses were often compensated along this zone, due to uplifting or subsiding the rigid intrusive body towards its more plastic mantle. In addition to, this zone is penetrated across by a system of young faults and joints roughly of S—N strike being associated with the dacite dikes and the Hodruša and Štiavnica polymetallic ore veins (L. Rozložník, 1968, 1969b). By combination of these systems a very complicated set of joints, favourable for ore mineralization, was formed.

At last it is interesting to note that the above described mineralization of stockwork-impregnation type is similar to that associated with the so called „banatite province" occuring in some other segments of the Carpatho — Balcan System. Among them some deposits in Banate (Roumania), the Majdanpek deposit in Yugoslavia and at last also the Recsk deposit in the Mátra Mts. in Hungary can be mentioned.

Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí.

PAVOL GRECULA

Nouvelles connaissances sur les relations de temps entre les intrusions granitiques, les charriages et la minéralisation dans la région des Monts métallifères du Spiš et du Gemer (Spišsko-gemerské rudohorie)

Dans la région métallifère de Jedľovec on a identifié la présence d'un charriage régional. Celui-ci semble être diagonal au clivage, aux filons métallifères et aux structures de plissement étant ainsi d'un âge plus récent. Ce charriage a dû être responsable de séparation des roches affectées par un métamorphisme de contact par suite de l'intrusion granitique (l'âge de 89 m. a. — crétacé supérieur) et des roches affectées seulement par un métamorphisme régional. Ainsi, on a constaté aussi des relations de temps entre ce charriage régional et l'intrusion granitique dans la région des Monts métallifères du Spiš et du Gemer (Spišsko-Gemerské rudohorie). Sur la base de ces observations on a identifié les trois phases tectoniques de l'orogenèse alpine caracterisées par certaine association superposée des structures tectoniques. Ce sont:

1. la phase tectonique prégranitique (termination et compression des structures de plissement d'âge hercynien, clivage, petits charriages),
2. la phase tectonique des intrusions granitiques et des processus de minéralisation, et enfin,
3. la phase tectonique post-granitique (formation de grands charriages régionaux, du clivage de fracture, et de failles directionelles post-minérales).

Výsledky podrobných geologických prác v oblasti rudného revíru Jedľovec (Fichtenhübel) dotýkajú sa v nadpise uvedených vzťahov. Na tomto príklade, v záujme ich objasňovania, uvedieme niektoré zistenia a tiež z toho vyplývajúce dôsledky a úvahy.

Na základe podrobného geologického mapovania v tejto oblasti, ako aj z množstva banských a vrtných prác, bol tu stanovený tektonický element-prešmyk Jedľovca (G r e c u l a 1965).

Charakteristika hlavných zistení

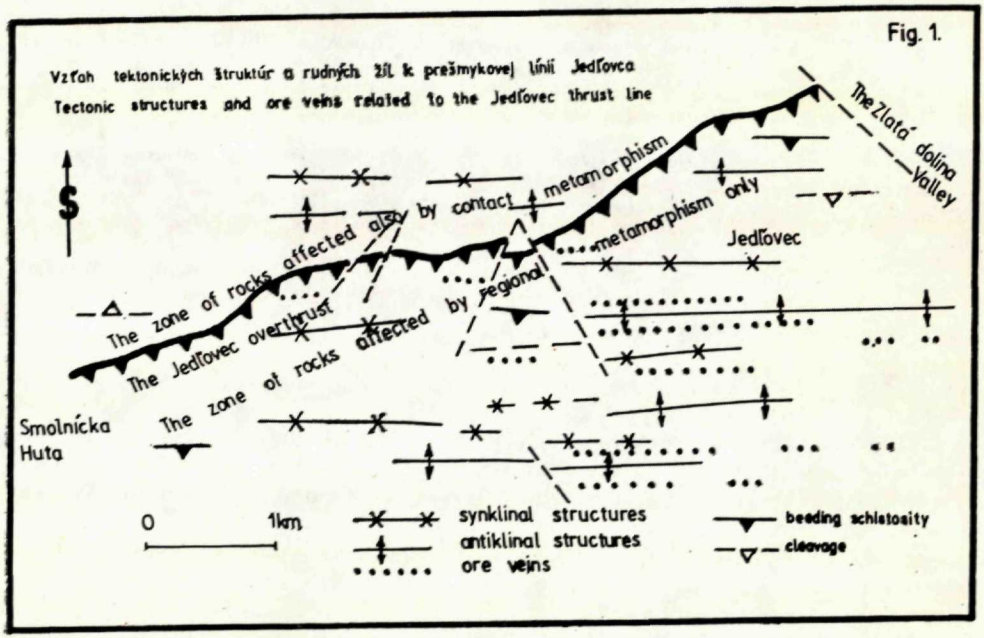
Geologické, tektono-metamorfné, magmatické a zrudňovacie javy, identifikované v okolí prešmykovej línie Jedľovca je možno charakterizovať nasledovne:

1. Rozdielny charakter metamorfizmu v podloží a nadloží prešmyku. Horniny podložia prešmyku sa vyznačujú *kryštalizačnou kontaktnou metamorfózou* s minerálnou asociáciou: chlorit, sericit, muskovit, biotit (zriedkavo), tabuľkový grafit, novotvary albitu, kremeňa. Lokálne sú ihličky turmalínu. Ide v podstate o kontaktné muskoviticko-chloritické fylity s ďalšími varietami, aké pozorujeme napr. aj v okolí zlatoidských žulových masívkov.

Dôležitým zistením je, že tieto novotvary minerálov nie sú priesečnou bridličnatosťou (s_2 — kliváž) porušené, presekávané, ale naopak často cez ňu predchádzajú nerušene (Foto č. 1 a 2.).

Horniny nadložia prešmyku Jedľovca sú postihnuté slabou regionálnou dynamometamorfózou. *Hranica metamorfných diferencií je na prešmyku Jedľovca a je ostrá.* (Obr. č. 1.)

2. *Priebeh línie Jedľovca* vo vzťahu k veľkým vrásovým štruktúram (k vrásovým B osiam) je väčšinou nekonkordantný a jej generalizovaný priebeh *k B osiam vrás i vrstevnej bridličnatosti a kliváže je výrazne diagonálny.* Tieto jednotlivé tektonické štruktúry sú jedľoveckou líniou usekávané a končia na nej. (Pozri obr. č. 1 a 3.). Z toho vyplýva, že sú relatívne staršie ako jedľovecká línia.



3. *Mineralizované tektonické línie* (žily Krištof, Konštancia, Michal, Daniel, Lack) sú navzájom paralelné a to aj s priebehom bridličnatosti a B-osí vrás, ale *opäť diagonálne k jedľoveckej línii,* za ktorou žily nepokračujú.

4. *Jedľovecká línia nie je mineralizovaná.* Je sprevádzaná mylonitizáciou a kataklázou, pri nadloží aj tektonickým ílom. Miestami sú aj útržky hornín, vynesených z podložia. Dĺžka prešmykovej línie Jedľovca je zatiaľ dokázaná v úseku medzi Smolníkom a Zlatou dolinou severne od Medzeva. Jej ďalšie smerné pokračovanie je pravdapodobné, zatiaľ však nedokázané.

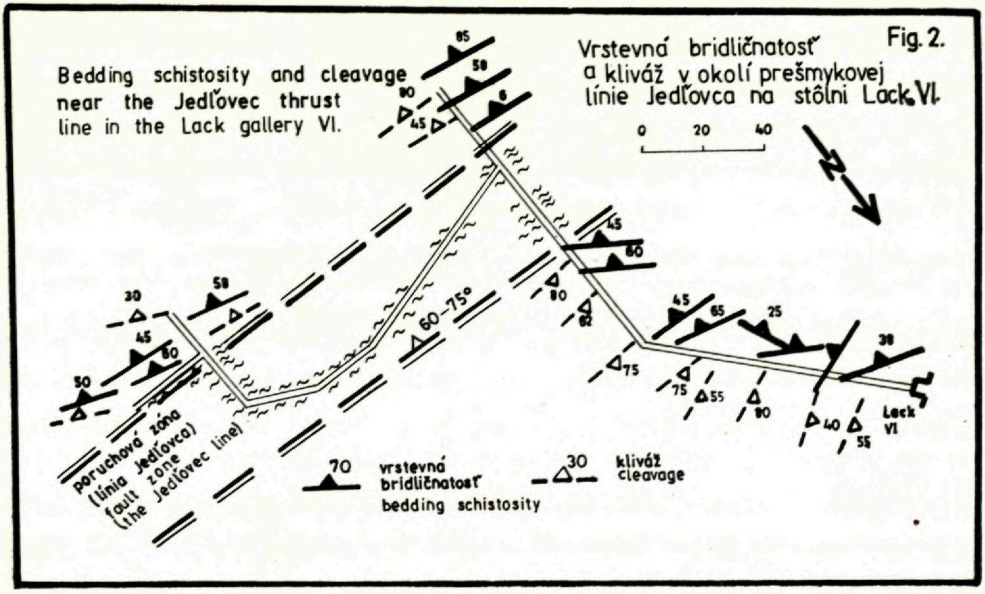
5. V okolí jedľoveckej línie je aj *tektonická (prizlomová) diskordancia* drobnoštruktúrnych prvkov (obr. č. 2) a deformácia smerového priebehu folačných plôch.

6. *Jedľovecká línia sa prejavuje aj v geofyzikálnych mapách* a pozdĺž nej sa nachádzajú aj gravimetrické minimá. Jedna takáto anomália bola overená štruktúrnym vrtom SG-1, ktorý navrtal žulové teleso.

Interpretácia zistených údajov

Časové postavenie alpskej bridličnatosti

Pri vzájomnom porovnávaní vyššie uvedených údajov vidieť ich vzájomné *superpozičné usporiadanie.* Hoci nie je možné ich porovnať v absolútnej chronologickej škále, aj ich relatívne časové vzťahy a postupnosť prejavov alpínskej tektogenézy môže prispieť k objasneniu zložitého tektonomagmatického a zrudňovacieho procesu Spišsko-gemerského rudohoria. Viacaktovosť tohoto vývoja novšími zisteniami je stále viac preukázateľnejšia, čo umožňuje (hoci ešte s veľkou dávkou pravdepodobnosti), na základe asociácií tektonometamorfných



a metalogenetických prejavov, rozčleniť alpínske orogenetické procesy do viacerých tektonických pulzov.

V paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria, ale hlavne v staršom paleozoiku, výrazným drobnoštruktúrnym prvkom je priečna bridličnatosť, ktorá — zhodne s viacerými autormi — je považovaná za alpínsku (s_2-plochy bridličnatosti). *Mladovarínskej orogénnej epoche sa zatiaľ nepripisujú metamorfné procesy, takže k predalpínskym orogénnym pochodom v staršom paleozoiku treba priradiť iba vrstevnú bridličnatosť staršieho paleozoika, ďalej zvrásnenie série so sprievodnou disjuktívnou tektonikou a metamorfózou* (v zmysle Greculu 1970).

V sukcesii prejavov alpínskej tektogenézy z uvedených pozorovaní v okolí línie Jedľovca, *na začiatku stojí dotváranie hercýnskych vrásových štruktúr a vznik priečnej bridličnatosti* (kliváže). V tomto území a na základe terajších znalostí, ich považujeme relatívne za najstarší alpínsky fenomén, ktorý zodpovedá vrásnivej tektonickej fáze, prejavujúcej sa aj vznikom vrásových prešmykov.

Tento akt sa doteraz stotožňuje (napr. Rozložník 1962) so subhercýnskou fázou vrásnenia a vznikom príkrovov v Západných Karpatoch, čo vo svetle našich zistení by táto paralelizácia mohla byť aj odlišná.

Máška (1956, 1957) zistil, že zrudnenie nastalo po vzniku priečnej bridličnatosti, ktorú však zaraďuje v časovom slede po intrúzii gemeridných granitov. Ak však skúmame časový vzťah priečnej bridličnatosti k intrúzii žúl, ktoré sú sprevádzané kontaktnou metamorfózou, zisťujeme, že *priečna bridličnatosť je staršia ako kontaktná metamorfóza*, ktorá spôsobila rekryštalizáciu hornín v nadloží tepelných tumurov, v našom prípade gemeridných žúl. Z toho potom vyplýva, že intrúzia žúl je po tektonickej fáze hlavného zbridličnatenia a predstavuje azda samostatný tektonický interval.

Problém kontaktnej metamorfózy

Ak je uvádzaný charakter metamorfizmu v podloží a nadloží prešmykovej línie Jedľovca, je tým zdôraznený fakt, *že v podloží prešmyku, okrem regionálnej dynamometamorfózy, sú ešte prejavy kontaktnej metamorfózy, ktoré v nadloží prešmyku nie sú pozorované*. Celkove pozorovať rozdiel v textúre aj v štruktúre horniny. Fylity — len regionálne metamorfované — sú veľmi jemnozrnné, s výrazným usporiadaním jemných šupiniek a pretiahnutých zŕn minerálov vo smere „foliácie", štruktúra je mikrolepidoblastická a granolepidoblastická. Voľným okom metamorfné minerálne jedince nepozorovať. Kontaktne metamorfované horniny sú aj mikroskopicky viditeľne kryštalické s vývojom porfyroblastov v rôznych smeroch.

Ako pri makro, tak aj pri mikroskopickom štúdiu hornín z podložia prešmyku pozorovať, že *priečna bridličnatosť (s_2) kontaktnou metamorfózou je zastieraná*. Prejavuje sa tu buď úplnou rekryštalizáciou horniny a zotrením pôvodných štruktúrnych prvkov čo je zriedkavé, alebo čo je najčastejšie vyhojením s_2 plôch novotvarmi minerálov. Tieto plochy boli využívané pri kryštalizácii (raste minerálov) ako smery najmenšieho odporu-plochy schodnosti. Neporušenie minerálov v s_2-plochách, ako aj šupinky grafitu, turmalíny, liš.y muskovitu a ďalších minerálov, ktoré prerastajú s_2-plochy (foto č. 1 a 2), hovorí o ich vzájomnom vekovom vzťahu, ako aj *vzniku priečnej bridličnatosti pred intrúziou gemeridných žúl*.

Dôsledky kontaktnej metamorfózy (rekryštalizácia) sa prejavujú aj v makroštruktúre hornín, ktoré sú kompaktnejšie, chýba im výrazná odlučnosť po s_2-plochách, resp. trieskovitý lom, ktoré sú typické pre regionálne dynamometamorfované horniny, zvlášť fylity.

Minerálna asociácia nadložných hornín je bežne známa: kremeň, jemne šupinkovitý sericit a chlorit, grafitický pigment a albit (v horninách s pyroklastickým materiálom) ktorá zodpovedá *fácii zelených bridlíc*, resp. jej subfácii kremeň — albit — muskovit — (sericit) — chloritovej typu Barrow (Turner—Verhoogen 1960, Winkler 1967).

Minerálnu asociáciu hornín v podloží prešmyku Jedľovca nie je možné takto súborne stanoviť, pretože tieto sú závislé od vzdialenosti tepelného zdroja, ako aj zloženia pôvodných hornín (napr. výskyt chloritoidu, epidotu). Napr. vo vrchných častiach Zlatej doliny je častejší muskovit, biotit, mikroklín, albit, východnejšie k Zlatej Idke je prítomný chloritoid, kdežto západnejšie k Smolníc-

kemu potoku biotit je už zriedkavejší, až chýba. Súhrnne možno stanoviť túto asociáciu minerálov: kremeň, muskovit, (sericit), biotit, viac šupinkatý a tabuľkovitý grafit, chlorit, K-živce, albit, chloritoid,epidot. Táto asociácia by mohla zodpovedať podmienkam vzniku *fácie albit-epidotických rohovcov* (Winkler 1967).

Prejavy kontaktnej metamorfózy v Spišsko-gemerskom rudohorí, okrem popisovaného prípadu, sú známe aj z iných lokalít. Zdá sa však, že *kontaktné účinky gemeridnej žuly majú podstatne väčšie rozšírenie* ako sa im to doteraz prisudzovalo, ktoré sa budú prejavovať podobnými formami ako v podloží prešmykovej línie Jedľovca.

Stanovenie jednotlivých *metamorfných zón* od kontaktu si vyžiada detailné štúdium. Orientačné práce v oblasti Zlatej Idky a v našom území dovoľujú vymedziť okolo žulových pňov: úzku zónu (niekoľko m) kontaktných rohovcov s rojom aplitických žíl, ďalej zónu kontaktnej metamorfnej rekryštalizácie s predstaviteľmi kontaktných škvrnitých fylitov, fylitov s chloritoidmi, ďalej s biotitom, muskovitom, chloritom, ktoré pozvoľne prejdú do len regionálne metamorfovaných hornín. V oblasti Jedľovca v podloží prešmykovej línie vystupujú iba vrchnejšie stupne uvedenej zonality, ktoré smerom k Mníšku vyznievajú.

Intrúzie gemeridných žúl a zrudňovacie procesy

Tektonické zblíženie hornín rôzneho charakteru metamorfózy prešmykovou líniou Jedľovca (násun regionálne metamorfovaných hornín na horniny postihnuté ešte aj mladšou tepelnou metamorfózou) upozorňuje, že po kontaktnej metamorfóze (t. z. po žulovej intrúzii) nastali ešte veľmi významné tektonické pochody, ktorých výsledkom je napr. aj veľký prešmyk Jedľovca. K tejto problematike sa vrátime neskoršie. Zatiaľ však treba uviesť dôležité zistenie, že prešmyková línia prebieha diagonálne k žilným štruktúram a je mladšia. Z toho potom vyplýva, *že hydrotermálna aktivita s jednotlivými etapami mineralizácie sa odohrala v období medzi staršou tektonickou fázou, ktorej produktom je zbridličnatenie a tektonickou fázou, počas ktorej vznikli veľké prešmyky a násuny.*

Do tohto časového obdobia, ktorého rozpätie nepoznáme, potom spadajú intrúzie gemeridných žúl, zrudňovacie procesy a sprievodné viacaktové tektonické pohyby.

Procesmi intrúzie gemeridných granitov, zrudňovacími aktami a zdrojom rudných roztokov sa podrobne zaoberali J. a L. Kamenický (1955), Varček (1957, 1962), Máška (1956, 1957), Rozložník (1967) a i. Celkove sa zdôrazňuje viacaktovosť a to ako žulových intrúzií, tak aj mineralizačných procesov za spolupôsobenia interaktových tektonických pohybov.

Obdobie intrúzie a metalizačných procesov nepredstavuje obdobie tektonického kľudu, ale ani výrazných tlakov a zužovania, predstavuje skôr uvoľnenie vrásnivého tektonického napätia. Jednako však vzájomná viazanosť a podmienenosť prejavov tektonických pohybov a magmatizmu hovorí, že sa tu museli uplatniť tektonické pohyby, avšak odlišne ako pri procese zužovania, kedy zlomové línie sú uzatvárané pre prenik magmatických, či mineralizačných produktov. Je to tektonika, ktorá mohla byť vyvolaná v prvej fáze tlakom intrudujúceho mag-

matu — plutónu intermediárneho charakteru (J. L. Kamenický 1. c.), kedy došlo k pohybu a otváraniu starších zlomov a podľa Varčeka (1957) k vzniku sideritovej mineralizácie.

Otváranie starších zlomov, ako prívodných kanálov hydroteriem a magmatických produktov, sa mohlo diať nielen v priamom dôsledku tlakov intrudujúceho magmatu, ale aj ťahovými silami, ktoré vznikajú pri vykleňovaní blokov náporom veľkej intrúzie a to aj v niekoľkých opakovaných intervaloch. Tieto vznikali v závislosti od ďalších magmatických pulzov, ku ktorým môžu patriť aj pne a apofýzy gemeridnej žuly (Kamenický 1. c). Tieto sily potom nielen sprístupnili zlomové štruktúry hydrotermám, ale potom ich aj zmladzovali už ako mineralizované, prípadne aktivovali aj ďalšie zlomy, ktoré poslúžili prínosu nových mineralizačných roztokov. Takto mohlo dôjsť k uloženiu produktov jednotlivých zrudňovacích etáp aj na samostatných zlomových líniách, ktoré môžu mať, hoci aj nepatrné smerové odchylky (napr. tzv. arzenopyritová žila v žilníku Jašterica pri Mníšku nad Hnilcom).

Pri obnovovaní už mineralizačných zlomov došlo buď iba k väčšiemu oddialeniu stien, resp. jednej steny od rudnej výplne (takže v závislosti od toho je aj pozícia nového rudného obsahu), alebo došlo aj k popraskaniu a drveniu staršej rudnej výplne a intergranulárne medziúlomkové priestory boli vyplnené minerálmi novej fázy. Na tej istej štruktúre však mohli nastať aj obidva prípady (napr. na žile Lack iba v spodnej (známej) časti žily je brekciovitá textúra.

Prisudzovať tak významnú úlohu intrúzii gemeridnej žuly pri intermineralizačnej tektonike možno z výsledkov posledných reigonálnych gravimetrických meraní, ktoré okrem pripovrchových masívkov žuly upozorňujú aj na rozsiahlejšie žulové masívy vo väčšej hĺbke, možno na *samostatný spišsko-gemerský plutón*. Vystupovanie týchto žulových más sa muselo prejaviť aj zodpovedajúcimi tekotnickými deformáciami uvedenými vyššie.

Záverečné fázy vrásnivého procesu

V časovej postupnosti alpínskych tektonických procesov po žulovej intrúzii a zrudňovacích procesoch prichádzajú významné deformácie v podstate smerného disjunktívneho charakteru. Ide o *ďalšiu fázu pôsobenia orientovaného tlaku*, ktorý vzhľadom na vrásnenie, bridličnatenie a prešmyky počas predošlých fáz, je kompenzovaný predovšetkým *nasunovaním veľkých blokov* na seba, využívajúc pritom predošlé diskontinuity a tým dochádza k ďalšej veľkej redukcii pôvodného priestoru. Medzi tieto veľké prešmyky zaraďujeme aj prešmykovú líniu Jedľovca, ako najvýznamnejší element tohto požulového a postmetalogénneho tektonického aktu.

Po tejto prešmykovej línii boli vyzdvihnuté najstaršie súvrstvia gelnickej série a nasunuté na najmladšie vulkanické členy. Podľa dnešných pozorovaní ide o presun na vzdialenosť cca 2 km, takže tektonickým zblížením sa dostávajú do priameho susedstva nielen vekove odlišné horniny, ale aj horniny s rôznym charakterom metamorfizmu, ako sme to vyššie uviedli.

V okolí prešmykovej línie dochádza aj k deformácii plôch starších bridličnatostí a k *prizlomovej diskordancii* ako to vidno na obr. č. 2. Dôležitejším sprie-

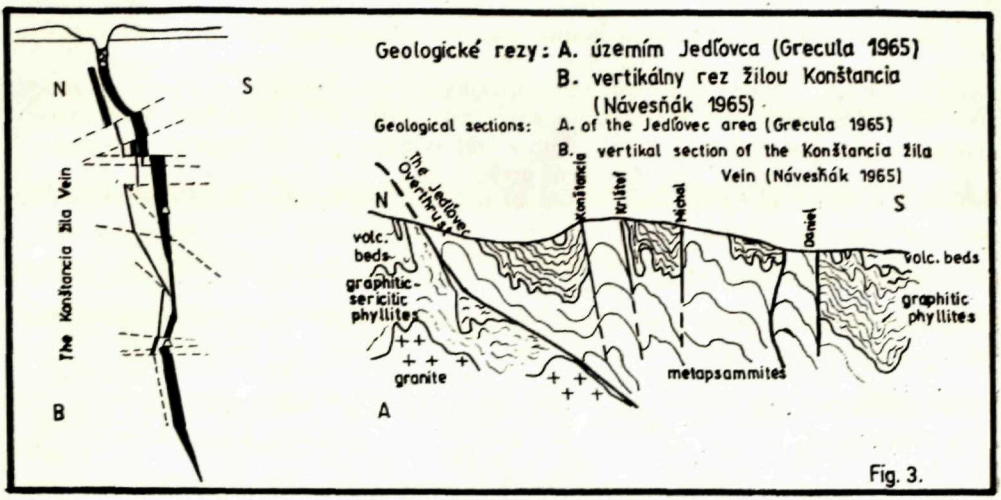


Fig. 3.

vodným znakom týchto regionálnych prešmykov je vznik ďalšieho systému foliačných plôch v podloží prešmyku, ktoré vznikajú v dôsledku tlakov presunujúcich sa horninových más. Tento foliačný systém charakteru *puklinovej kliváže* možno zaradiť k typu prizlomového zbridličnatenia (prizlomovej kliváže). Je mladšia ako priečna (prvá alpínska) bridličnatosť, ktorú však v podstate využíva. (Môže zodpovedať s_3 — bridličnatosti stanovenej Snopkom 1967).

Pričinením týchto tektonických pohybov došlo aj k *dislokačným deformáciam na gemeridných žulových masívkoch*, ktoré spolu s plášťom mohli byť premiestňované. Rupturálne deformácie pozorujeme tiež na rudných žilách. Na príklade žíl Jedľovca zase vidieť, že pri regionálnych prešmykoch staršie zlomové línie, aj mineralizované zlomy, boli miestami obnovované, resp. aj deformované. Vznikali však aj nové disjunktívne línie, ktoré možno dávať do súvislosti so vznikom a aktivitou regionálnych prešmykov. Tieto pochopiteľne využívali plo-

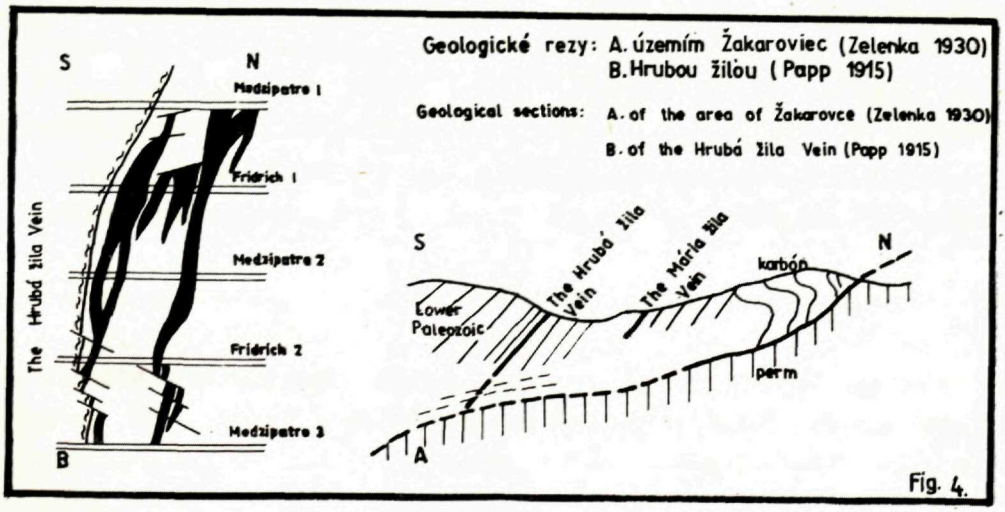


Fig. 4.

chy starších doskontinuít. Patria k ním smerné, alebo *subparalelné zlomové* systémy, ktoré pozorujeme na hydrotermálnych žilách (obr. č. 4). Tieto porudné smerné dislokácie, ktoré sa v podstate pridržiavajú pôvodných zlomov, veľmi silne porušujú žilné telesá „vytiahnutím a smerným rozbitím" žily a spôsobujú najnepríjemnejšie komplikácie pri prieskume ložísk, ktoré takto silne znehodnocujú.

Geneticky, k procesu regionálnych prešmykov, treba zaradiť aj tzv. *smerné subhorizontálne dislokácie,* pozorované ako súčasť geologickej stavby, ale hlavne na žilách, kde vystupujú v asociácii porudných, ale smerných zlomov, ktoré sú relatívne mladšie ako predošlé subparalelné. Ich deštrukčný význam už nie je tak veľký, ako u predchádzajúcej skupiny smerných zlomov (obr. č. 3 a 4).

Okrem týchto sprievodných dislokácii v čelných častiach regionálneho prešmyku Jedľovca pozorujeme aj *silnejšie stláčanie vrásových štruktúr, až zošupinatenie,* ktoré smerom do zázemia prešmyku sú zriedkavejšie a navzájom vzdialenejšie, vrásové štruktúry otvorenejšie.

Vznik regionálneho prešmyku Jedľovca

Jeho vznik je možné vyvodzovať z viacerých príčin. Predovšetkým jeho založenie treba vidieť v staršom tektonickom akte, ktorý spôsobil intenzívne zbridličnatenie a zúženie pôvodného priestoru, dotvorenie, resp. aj deštrukciu hercýnskych vrásových štruktúr so sprievodnými zlomovými elementami. Pri nasledujúcom tektonickom akte, tieto zóny oslabenia sa využili, dali základ k vzniku veľkých prešmykov, akou je aj jedľovecká prešmyková línia.

Keďže vznik jedľoveckej línie je požulový, *jej založenie môžeme očakávať aj na styku žulových telies s plášťom,* kde bolo vhodné prostredie pre vznik diskontinuít pri narastajúcom tlaku. Pri regionálnych prešmykoch, ktoré by mohli byť založené podobným spôsobom, mohlo miestami dôjsť aj k strhávaniu častí žulových telies a k ich vyzdvihnutiu spolu so sedimentárnymi komplexami (podobným spôsobom možno vysvetliť aj niektoré problematické výskyty žuly v starých baniach, napr. na Bindte, resp. malú súvislosť medzi plášťom a žulovým telesom a pod.).

Nápadná však je tu zhoda medzi priebehom jedľoveckej línie a žulovými telesami identifikovanými gravimetrickými meraniami, ktoré sa sústreďujú pozdĺž tejto línie. Mohla by tu byť aj úvaha, že založenie tejto línie je staršie, a využila ju intrudujúca magma. Ak však k intrúzii žúl dochádza v hĺbkach 7—10 km, išlo by potom o hlbokosiahajúce zlomy. Pozorovania v oblasti Jedľovca ukazujú, že dnes sa tieto prešmyky prejavujú ako výrazne požulové. Jednako však vystupovanie menších žulových telies v pásme V—Z smeru hovorí o oslabených pozdĺžnych zónach zemskej kôry, ktoré poslúžili k preniku žulovej magmy. Hoci nie je možné vyvodzovať z toho záver, táto vzájomná spätosť viacerých fenoménov si zaslúži zatiaľ aspoň porovnania gemeridných žulových telies s tzv. *malými intrúziami* (v zmysle sovietskych geológov napr. A ž g i r e j 1963). Tieto využívajú k intrúzii práve zlomové, alebo tektonicky oslabené zóny a tomu zodpovedá potom pretiahnutý tvar žulových telies sústreďujúci sa do pásma. Malé intrúzie vystupujú časove po intrúzii veľkých plutónov, ktoré sú spojené s vrásnivými tektonickými fázami.

Sú tvorené väčšinou zbytkovými produktami diferenciácie hlbších magmatických más (turmalinizácia, greisenizácia vo vnútri i v okolí gemeridných žúl),

na ktoré sú viazané rôzne typy rudných ložísk medzi nimi aj hydrotermálnych, ako je aj v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Záver

Tektonicko-štruktúrne, metamorfné, magmatické a metalogénne javy, pozorované v okolí výrazného tektonického elementu prešmykovej línie Jedľovca — dovoľujú vo vzájomnej súvislosti stanoviť ich sukcesiu v pláne alpínskeho orogenetického procesu Spišsko-gemerského rudohoria. Z vyššie uvedených pozorovaní možno stanoviť tri *tektonické fázy-pulzy*, ktoré zatiaľ chápeme, že môžu patriť aj tej istej orogénnej fáze. Opodstatnenie ich vymedzenia je v tom, že *im možno prisúdiť určité superponované asociácie tektonických deformácií.* Nie je možné ich zaradiť do geochronologickej škály pre nedostatok stratigrafických oporných bodov. Opierať sa možno o vek betliarskeho granitu, určený K a n t o r o m (1957) na 89 mil. rokov aj to s opatrnosťou, pretože pri viacaktovosti gemeridných žúl rôzne masívky budú vykazovať aj vekové rozdiely. Sledovaním superpozície im prislúchajúcich tektonických štruktúr je možné stanoviť *sled deformačných fáz vo vzťahu k intrúzii gemeridných žúl.*

1. T e k t o n i c k á f á z a p r e d ž u l o v á je charakterizovaná deformáciami vedúcimi k ďalšiemu stlačovaniu horninového priestoru. Je to dotvorenie a stláčanie hercýnskych vrásových štruktúr s nasledujúcim zbridličnatením (s_2-kliváž). Ďalšia kompenzácia napätia sa prejavila vznikom smerných zlomových štruktúr a v staršom paleozoiku obyčajne vrásovými prešmykmi (predrudná-prípravná zlomová tektonika). Priradenie tejto fázy k alpínskemu orogénu je iba pravdepodobné.

2. T e k t o n i c k á f á z a — i n t e r v a l ž u l o v ý c h i n t r ú z i í a zrudňovacích procesov predstavuje obdobie uvoľnenia stresového napätia. Dochádza k polyaktovej intrúzii gemeridných žúl, na počiatku ktorých stojí asi intrúzia hlbšie ležiaceho spišsko-gemerského plutónu. Tieto spôsobili kontaktnú metamorfózu plášťa, ktorá zodpovedá približne podmienkam vzniku fácie albit-epidotických rohovcov. Prejavuje sa kryštalizáciou a metasomatózou okolných hornín, zastieraním s_2 — plôch bridličnatosti a určitou zonalitou kontaktne-metamorfných procesov.

Náporom intrudujúcich žulových más dochádza k vykleňovaniu blokov a k vzniku ťahových síl, ktoré sprístupňujú staršie zlomové línie pre hydrotermálne roztoky. Jednotlivé magmatické pulzy spôsobujú interaktové pohyby, s ktorými sa viažu aj samostatné mineralizačné fázy.

3. T e k t o n i c k á f á z a p o ž u l o v á a po zrudňovacích procesoch je charakterizovaná opäť orientovanými tlakmi, ktorých výsledkom sú disjunktívne štruktúry, z ktorých veľké regionálne prešmyky a násuny ako významný zužovací faktor sú nielen dominujúcim tektonickým produktom tejto fázy, ale aj výrazným štruktúrnym elementom v stavbe celého Spišsko-gemerského rudohoria. Výsledkom tejto fázy je aj zošupinatenie, hlavne v okolí regionálnych prešmykov. V podloží presunu blokov vzniká puklinová kliváž. Účinkom tejto fázy dochádza aj k dislokačnej metamorfóze žulových masívov, k vzniku smerných subparalelných a subhorizontálnych porudných zlomov. Touto deformačnou fázou by z uvedených pozorovaní mal končiť alpínsky vrásnivo-metamorfný interval.

Po tejto fáze nastáva o b d o b i e k o n s o l i d á c i e, uvoľnenia orientova-

ného tlakového napätia. Vznikajú priečne ohybové štruktúry, ktoré sú ešte deformované a modifikované priečnou popaleogénnou zlomovou tektonikou.

Aplikácia poznatkov v oblasti Jedľovca na iné územie Spišsko-gemerského rudohoria je obtiažná. Na základe poznatkov z územia medzi Medzevom a Slovinkami, ktoré bolo jednotne spracované, sa ukazuje, že tieto regionálne prešmyky sú prítomné aj v tomto území (obr. č. 4) a sú výrazným tektonickým elementom, ktorému v rámci stavby paleozoika gemerid treba prikladať význam 1. radu. Zdá sa, že je ich možné dávať do súvislosti s násunom a prešmykmi na lubenícko-margecianskej línii a že zahrňujú v sebe všetky problémy, ktoré boli uvedené v súvislosti s jedľoveckou líniou.

Celkove je možné tektono-metamorfný vývoj paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria s ohľadom na vyššie uvedené zistenia charakterizovať z dnešného stavu poznatkov nasledovne:

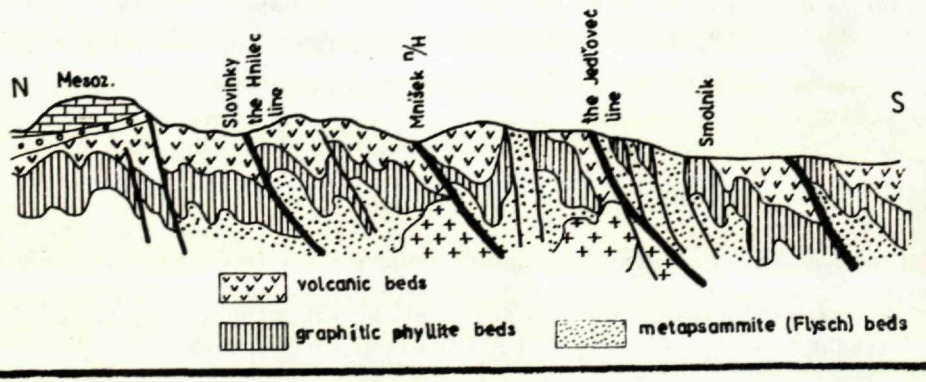
O prejavoch vrásnivo-metamorfných fáz *kaledónského orogénu* niet dostatočných dôkazov. Prejavy slabých pohybov sú na začiatku vulkanogénneho súvrstvia, resp. aj v ňom. Staršie paleozoikum bolo teda prvykrát postihnuté *hercýnskymi orogénnymi pochodmi* (sudetská fáza?), pred uložením vrchného karbónu. Tieto sa prejavili vyvrásnením sedimentárno-vulkanických komplexov kaledónsko-hercýnskej geosynklinály, metamorfnou rekryštalizáciou pôvodných sedimentov, vznikom kryštalizačnej bridličnatosti (kliváž toku) — ktorú väčšinou označujeme ako vrstevná bridličnatosť (s_1) a sprievodnou disjunktívnou tektonikou. Mladohercýnske fázy sú málo evidentné (možno asi aj z nedostatku detailného poznania).

Alpínske tektonické fázy sú charakterizované hlavne tlakovými účinkami, ktorých výsledkom v staršom paleozoiku je dotvorenie a modifikácia vrásových štruktúr, vznik strižnej kliváže, neskôr pohyb po s_2 plochách a vznik klivážových

Fig. 5.

Štýl tektonickej stavby staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria

Tectonic structure style of Lower Paleozoic of the Spissko gemerske rudohorie Mts.



vrás, redukcia vrásových ramien s následne vznikajúcimi prešmykmi. Po plutónickej (žulovej) fáze s kontaktnou metamorfózou nasledovali veľké reigoálne prešmyky a násuny s miestnym vznikom puklinovej kliváže. Bol takto dotvorený vrásovo-prešmykový až šupinovitý štýl tektonickej stavby Spišsko-gemerského rudohoria (obr. č. 5).

V mladšom paleozoiku došlo počas alpínskych fáz k vyvrásneniu súvrstvia a v neskorších fázach aj k vzniku kliváže. Alpinská metamorfóza hornín v mladšom paleozoiku je slabá, obdobne ako aj v staršom paleozoiku. Tepelné, fyzikálne a chemické faktory alpínskej regionálnej metamorfózy sú v porovnaní s hercýnskou rekryštalizačnou metamorfózou menej výrazné s odpovedajúcim relatívne nižším stupňom metamorfnej premeny.

LITERATÚRA:

AŽGIREJ G. D., 1963 — Strukturgeologie. Berlin.

GRECULA P., 1965 — O existencii smolníckej fázy a vrásovom prešmyku Jedľovca. Správy o geol. výskumoch v r. 1964. Bratislava.

GRECULA P., 1970 — Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika SGR. Mineralia slovaca II. č. 7. Sp. N. Ves.

KAMENICKÝ J. a L., 1965 — Gemeridné granity a zrudnenie v SGR. Geologické práce. Zošit 41. Bratislava.

KANTOR J., 1957 — A_{40}/K_{40} metóda určovania absol. veku hornín a jej aplikácia na betliarsky žulový granit. Geol. práce. Zprávy 11. Bratislava.

MÁŠKA M., 1956 — Správa o výskume peleozoika SGR (perm). Zprávy o geol. výskumech v r. 1955. Praha.

MÁŠKA M., 1956 — Některé problémy metalogenese ložísk SGR. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava.

MÁŠKA M., 1957 — Poznámky k predterciérní metalogenesi Z. Karpat, zvlášte SGR. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava.

ROZLOŽNÍK L., 1967 — Problémy metalogenézy okolia Dobšinej. Geol. práce, Zošit 61, Bratislava.

SNOPKO L., 1967 — Význam drobnotektonických prvkov pri riešeni geolog. otázok paleozoika gemeríd. Záp. Karpaty č. 8, Bratislava.

TURNER F. J. — VERHOOGEN J., 1960 — Igneous and metamorphic petrology. New York.

VARČEK C., 1957 — Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava.

VARČEK C., 1962 — Vývoj hydrotermálnej mineralizácie SGR v čase a priestore. Geol. práce, Zošit 61. Bratislava.

WINKLER H. G. F., 1967 — Die Genese der metamorfen Gesteine. Berlin—Heidelberg—New York.

New Informations on the Time Relations of Granitic Intrusions, Overthrusts and Mineralization in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts.

PAVOL GRECULA

In the Jedľovec ore district, northeast of the village of Smolník in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts., on the basis of detailed geological and technical field works the Jedľovec regional overthrust was determined. Geological, tectono-metamorphic, magmatic and mineralization features identified in the vicinity of the overthrust line can be outlined in the following way:

1. The rocks overlying the overthrust are affected by regional dynamic metamorphism only, while the underlying ones have also undergone a contact metamorphism due to granites. Cleavage by contact metamorphism is obliterated.

The boundary of metamorphic differences on the Jedľovec overthrust can be seen (Fig. 1).

2. The overthrust line runs roughly diagonal to the tectonic structures and ore veins.
3. The overthrust line represents an unmineralized zone with strong cataclase and rock mylonitization. Its thickness varies from 5 to 40 meters.
4. In the close vicinity of the Jedľovec line tectonic unconformity occurs.
5. The granite massifs presence in the depth was supported by gravimetric measurementes as well as by deep drilling.

Tectono-structural, metamorphic, magmatic and metallogenic features observed in the vicinity of this conspicuous tectonic element — Jedľovec overthrust line — are in close relation enabling in this way determination of their succession in the Alpine orogenetic process plan of the Spišsko — Gemerské Rudohorie Mts. On the basis of observations mentioned above, three tectonic phases — pulses are to be recognized because of their certain superposed associations of tectonic deformations. At the present time it is believed that those may belong to the same orogenetic phase. These tectonic phases cannot be involved in the geochronological scale for lack of stratigraphic key points. The Betliar granite age dated by Kantor (1957) at 89 m. y. may be taken into account in this case, but with respect to the fact that the Gemeride granites are of polyphase nature and therefore separate massifs will be of slightly different ages. On the basis of superposition of their tectonic structures it is possible to establish the succession of deformation phases related to the Gemeride granite intrusions.

1. Pre-granitic tectonic phase is characterized by deformations leading to further compression of the rock space. It is considered to be the termination and compression of the Hercynian fold structures with the following schistosity (S_2 — cleavage). The further stress compensation was demonstrated by formation of strike fault structures, in the Lower Paleozoic usually by fold thrusts (premineral — conditioning fault tectonics).
2. Tectonic phase of the interval of granitic intrusions and mineralization processes represents a period of relaxation of stress. During this phase a polyphase intrusion of the Gemeride granites takes place beginning probably with intrusion of the deeper-seated Gemeride granite pluton. These granites are responsible for contact metamorphosis of the mantle corresponding approximately to generation conditions of cherts belonging to the albite — epidote facies. It is manifested by crystallization and metasomatism of the country rocks, by S_2 — schistosity plane obliteration as well as by certain zoning of contact metamorphic processes.

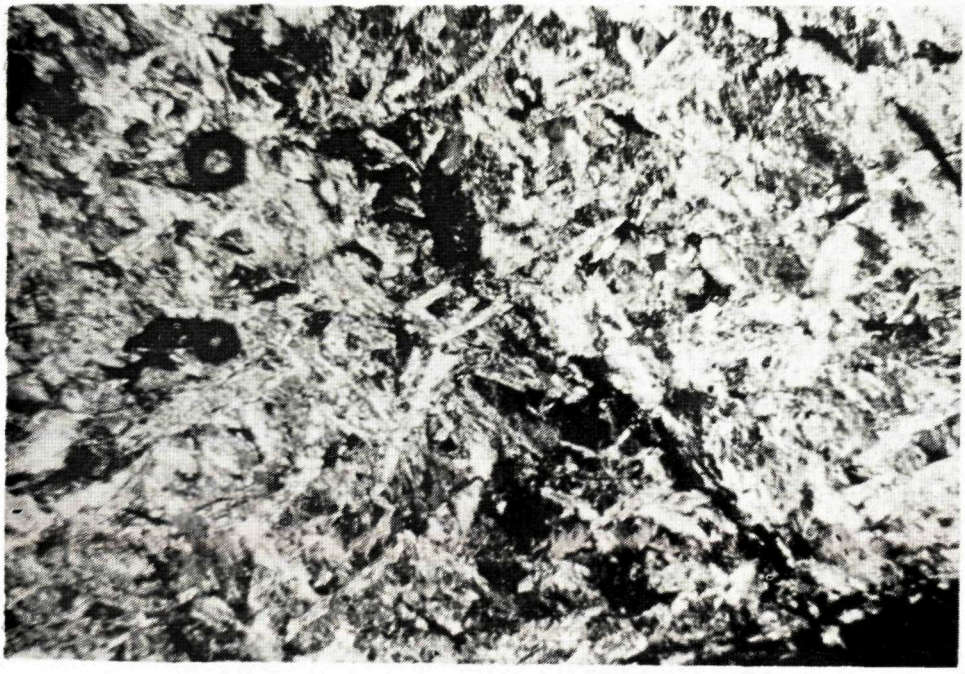
   Under the pressure influence of the intruding granitic masses block up-arching and tensile force formation is effected opening the older fault lines as passageways for hydrothermal fluids. Separate magmatic pulses result in interaction (interphase) movements connected also with independent mineralization phases.
3. Post-granitic and post-mineral tectonic phase is characterized again by oriented pressures responsible for disjunctive structures formation. Among them the extensive regional overthrusts as important packing factors are considered to be not only the dominant tectonic products of this phase, but also a very significant structural element in the whole structure of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. On the base of block displacement fracture cleavage is developped. This phase is also responsible for dislocation metamorphosis of the granite massifs and for generation of subparallel strike faults as well as for formation of subhorizontal post-mineral fauts. On the basis of observations mentioned, the Alpine folding — metamorphic interval seems to have been terminated by this deformation phase.

This one is followed by a consolidation period characterized by relaxation of compressive stress. During this period cross flexural structures originate. Those are still deformed and modified under the influence of transverse fault tectonics.

The regional overthrusts are considered as very significant tectonic elements, the importance of which in the Gemeride Paleozoic construction seems to be of the first rate. There are reasons for supposing that they may have been in connection with the thrust of Gemerides over the Veporide Crystalline Zone.

K článku Pavla Greculu: **Nové poznatky i časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi v Spišsko-gemerskom rudohorí**

Obr. č. 1, Fig. 1



Obr. č. 2, Fig. 2

Obr. č. 1.

Kontaktne metamorfný fylit. Vidieť vzťah kryštalizačnej (vrstevnej — s_1) bridličnatosti ku kliváži (s_2), a kontaktne-metamorfným minerálom (muskovit, biotit, turmalín, šupinky grafitu) k s_1 a s_2.
Lok.: pri Raky štôlni — Jedľovec
Zväčšené: 16×
Foto: K. Hegembart

Fig. 1.

Phyllite affected by contact metamorphism. Bedding schistosity related to cleavage. Contact minerals related to bedding schistosity and cleavage.

Obr. č. 2.

Detail z okolia plochy bridličnatosti (kontaktne metamorfovaný fylit). Šupinky grafitu sa sústreďujú na s_2 ploche, muskovit, biotit a turmalín prechádzajú nerušene cez s_2 plochu.
Lok.: pri Raky štôlni — Jedľovec
Zväčšené: 35×
Foto: K. Hegembart

Fig. 2.

Detail of cleavage plane. Graphite is concentrated in the cleavage plane. Muscovite, biotite and turmalin are passing through the cleavage plane.

Rozšírenie poloskalných hornín na území listu Žilina

VLADIMÍR LETKO

Extension des roches sémi-rocheuses dans le territoire de la feuille de Žilina

On utilise divers critéres dans la classification des roches de géologie de l'ingénieur. L'article présente une classification et les indicateurs des propriétés physiques et techniques des roches sémi-rocheuses les plus importants et leurs types pétrograhiques et lithologiques. Les roches sémi-rocheuses de la feuille de la carte de Žilina se trouvent dans les formations géologiques de l'ingénieur suivantes: de terrigene inférieur, calcaire-dolomitique, de calcaires marneux variés et de néovolcanites post-orogénes; ces extensions sont représentés sur la carte 1:500 000. L'article indique aussi les exemples de leurs propriétés et des objectifs construits sur elles.

Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie PFUK, pod vedením prof Ing. M. Matulu Dr.Sc., robila inžiniersko-geologický regionálny výskum Slovenska; na území listu Žilina som mal možnosť v poslednom období tohto výskumu sa zúčastniť. Značná časť tohto územia je budovaná poloskalnými horninami, ktoré tvoria základovú pôdu pod mnohými významnými objektami rôznych odvetví stavebníctva. V nasledujúcich statiach je uvedené postavenie poloskalných hornín v inžiniersko-geologických klasifikáciach hornín, ich rozžírenie na území listu, príklady ich vlastností a príklady niektorých objektov na nich založených.

Klasifikácia poloskalných hornín

Vyčlenenie poloskalných hornín v inžiniersko-geologických klasifikáciach hornín nie je jednotné. Niektoré klasifikácie nevyčleňujú triedu, skupinu poloskalných hornín vôbec, niektoré ich pričleňujú k horninám skalným. Pre ich klasifikáciu a charakteristiku sa používajú rôzne ukazovatele, alebo kombinácie ukazovateľov inžiniersko-geologických vlastností.

Klasifikácia F. P. Savarenského (1936) rozoznáva 5 skupín hornín; druhá skupina patrí *pomerne tvrdým, kompaktným* horninám *poloskalným.* Odlišujú sa od skalných hornín nižšími hodnotami ukazovateľov inžiniersko-geologických vlastností. Sú charakterizované ako dosť pevné, slabo stlačitelné, s dlhodobou pevnosťou v tlaku 50—500 kp./cm^2. Sú slabo priepustné najmä po puklinách. Rozpustnosť sa mení v širokých medziach. Medzi poloskalné horniny zaraďuje: degradované (rozpustné, zvetrané, skrasovatené, ap.) skalné horniny, sedimentárne horniny dobre rozpustné vo vode (sadrovec, anhydrid, kamenná soľ), sedimentárne horniny so „slabým" tmelom, spravidla kombinovaným s ílovitým (kremité: opuky, kremité íly; karbonátové: slienité vápence, krieda, vápnité tufy; organogénne: kamenné uhlie), ďalej tiež vulkanické tufy a zmrznuté sedimenty.

Klasifikácia I. V. Popova (1941) uvádza 6 skupín hornín, rozdelených najmä podľa charakteru štruktúrnych zväzkov. Poloskalné horniny patria do druhej skupiny a vyznačujú sa dvomi typmi štruktúrnych zväzkov: *kryštalizačnými a vodno-koloidnými.* Nedegradované poloskalné horniny predstavujú

tvrdú hmotu so zmiešanými kryštalizačnými a vodno-koloidnými zväzkami. Degradované poloskalné horniny predstavujú plastickú, dvoj- alebo trojfázovú hmotu s koloidnými väzbami.

N. M. Vasiljev (1948) považuje za poloskalné horniny všetky stmelené sedimentárne, ktorých medza pevnosti v tlaku v nasýtenom stave je menšia ako 50 kp/cm^2.

V klasifikácii V. A. Priklonského (1949) je vyčlenená spoločná trieda *skalných a poloskalných* hornín na základe rovnakých pevných zväzkov medzi zrnami a prakticky nulovej stlačitelnosti.

I. M. Gorkova (1966) vyčleňuje v sedimentárnych vysokodisperzných horninách skupinu hornín vysokého stupňa uľahlosti a litifikácie, ktoré sú charakterizované objemovou hmotnosťou sušiny nad 1,65 g/cm^3, pevnosťou v tlaku 20—150 kp/cm^2 a veľmi malou stlačiteľnosťou. Skupina s cementačnými štruktúrnymi zväzkami sa vyznačuje často skalným charakterom, anizotrópiou a krehkými deformáciami. Patria k nim napr. rôzne druhy slieňov, argility, pelity s karbonátovým tmelom, opuky ap.

V. Mencl (1966) podáva detailné triedenie skalných hornín, medzi ktoré zahrňuje i horniny poloskalné.

ČSN 73 1001 (1966) rozdeľuje horniny ako základové pôdy do 4 skupín, pričom do prvej patria horniny *skalné a poloskalné*. Poloskalné horniny sú charakterizované menšou pevnosťou a väčšou stlačiteľnosťou ako skalné. O podrobnejšom rozdelení rozhoduje stupeň navetrania a stupeň spevnenia. Stupeň spevnenia je charakterizovaný priemerom (z 15—25 skúšok) pevnosti v prostom tlaku na nepravidelných vzorkách o objeme asi 100 cm^3. Poloskalné horniny spevnené majú pevnosť 20—100 kp/cm^2, stredne spevnené 10—20 kp/cm^2, slabo spevnené 3—10 kp/cm^2. Ako príklad poloskalných hornín uvádza niektoré tufy, mastencové a chloristické bridlice, ílovce a vápnité bridlice.

Najpodrobnejšiu charakteristiku poloskalných hornín podáva V. D. Lomtadze (1970), ktorý na základe fyzikálno-mechanických vlastností rozdeľuje horniny do 5 tried. Druhú triedu tvoria horniny *pomerne tvrdé-poloskalné*. Od skalných sa odlišujú menšou pevnosťou a odolnosťou, väčšou deformačnou schopnosťou a značnou až vysokou priepustnosťou. Ďalej sú charakterizované veľkou puklinovitosťou, alebo rozpustnosťou a kaverónóznosťou, veľkou nerovnorodosťou a anizotrópiou. Poskytujú spravidla dobré základové pôdy, i keď niekedy vyžadujú zložité inžinierske opatrenia na zabezpečenie trvácnosti stavieb. Z hodnôt ukazovateľov vlastností typických pre poloskalné horniny uvádza: súčiniteľ filtrácie u slabo a stredne priepustných je 6.10^{-6}—$3{,}5.10^{-4}$ m/s, u silne priepustných i viac, objemová hmotnosť v prirodzenom uložení 2,20—2,65 g/cm^3, pórovitosť do 10—15 %, modul deformácie 20 000—100 000 kp/cm^2, u „oslabených" i menší, pevnosť v tlaku u málo pevných pod 25 kp/cm^2, u stredne pevných 25—150 kp/cm^2, u pevných 150—500 kp/cm^2.

Medzi poloskalné horniny zaraďuje magmatické zvetralé a puklinovité skalné horniny, sedimentárné pyroklastické (vulkanické tufy, tufity, ap.), úlomkovité s ílovitým tmelom (ílovité pieskovce a zlepence), pelitické ílovce (bridlice, argility), organogénne a chemické (slienité vápence, sliene, krieda, kremité sedimenty).

Vyčlenenie poloskalných hornín vyžaduje štúdium celého komplexu ich inžiniersko-geologických vlastností, z ktorých najdôležitejšie sú: mineralogicko-petrografické zloženie, úložné pomery, charakter štruktúrnych zväzkov, ap., ktoré

určujú ich odolnosť, tvrdosť, pevnosť v tlaku a v šmyku, schopnosť deformácie, nasiakavosť, priepustnosť, napúčavosť, kašovatenie, ap. Typickými predstaviteľmi poloskalných hornín sú najmä sedimentárne horniny vápnito-ílovité, detritické sedimenty tmelené ílovitým, alebo iným „slabým" tmelom a horniny vulkanogénne (pyroklastické).

Rozšírenie poloskalných hornín na území listu Žilina

Komplexnému štúdiu poloskalných hornín, s exaktným zisťovaním hodnôt ich inžiniersko-geologických vlastností, zatiaľ sa u nás nevenovala veľká pozornosť. Všeobecné štúdium poloskalných hornín, spolu s ostatnými skupinami hornín, sa uskutočnilo v rámci regionálneho inžiniersko-geologického výskumu Slovenska. Detailne prebiehal výskum lokálne pri prieskumných prácach pre inžinierske stavby, hlavne hydrotechnické a komunikačné.

Poloskalné horniny na území listu Žilina sú vyčlenené na základe popisných, nepriamych ukazovateľov ich inžiniersko-geologických vlastností, iba sporadicky sú k dispozícii priame ukazovatele, zistené pri detailných výskumných prácach. Rozšírenie poloskalných hornín, niekedy spoločne s horninami na prechode ku skalným, je schématicky vyznačené na mape 1:500 000, zostavenej s použitím prehľadnej geologickej mapy 1:200 000 list Žilina (Maheľ a kol. 1964), prehľadnej inžiniersko-geologickej mapy Slovenska 1:500 000 (Matula 1969) a inžiniersko-geologickej mapy 1:200 000 list Žilina (rukopis — R. Holzer — Letko V. 1970).

V inžiniersko-geologických formáciách, vymedzených na území Slovenska Matulom (1969), sa nachádzajú poloskalné horniny v nasledujúcich formáciách:

— post-orogénnych neovulkanitoch,
— flyšovej,
— pestrej slieňovcovo-vápencovej,
— vápencovo-dolomitickej,
— spodnej terigénnej.

Poloskalné horniny formácie *post-orogénnych neovulkanitov* tvoria pyroklastické, tufogénne varianty komplexu subsekventných stredne bázických neovulkanitov, vystupujúcich vo Vtáčniku a v Kremnickom pohorí. Litologicky patria k nim sarmatské pyroklastiká pyroxenických andezitov — popolové a balvanité tufy, pyroklastiká amfibolicko-biotitických andezitov — brekciovité aglomeraticko-balvanité tufy a pyroklastiká ryolitov — suchozemské tufy a tufity.

Ďalej sú to horniny komplexu stratifikovaných neovulkanitov a sedimentov v prechodnom vývoji, ktoré sa nachádzajú na Vtáčniku, v Kremnickom pohorí a na okrajoch Hornonitrianskej kotliny. Patria k nim pyroklastiká pyroxenických andezitov — tufity s rýchlo sa meniacou sedimentárnou zložkou, pyroklastiká andezitov v prechodnom vývoji — nepravidelne sa striedajúce tufity a subakválne tufy, ktoré obsahujú redeponovaný vulkanický materiál.

Poloskalné horniny *flyšovej* formácie obsahuje:

— komplex flyšoidných, prevažne jemne detritických sedimentov, ktoré sa nachádzajú v Strážovskej hornatine, Bielych Karpatoch, Javorníkoch a Kysuckej vrchovine. Sú reprezentované ílovcami s vložkami kremito-vápenitých ílovcov paleocénu — stredného eocénu a vrchnokriedovými pestrými slieňami a ílovcami,

— komplex neritických až sublitorálnych sedimentov vo vývoji rytmického flyša, ktoré sú v Strážovskej hornatine, Žiari, Bielych Karpatoch, Javorníkoch, Kysuckej vrchovine, Turčianskej, Považskej i Hornonitrianskej kotline a výbežkoch Podunajskej nížiny. Sú reprezentované strednokriedovými slieňami a slieňovcami, slienitými bridlicami, ďalej vrchnokriedovými flyšovými slieňovcami a eocénnym pieskovcovo-ílovcovým súvrstvím centrálnokarpatského a magurského flyša,

— komplex litorálnych detritických sedimentov, ktoré sú vyvinuté v Strážovskej hornatine, Kysuckej vrchovine a považských kotlinách. Litologicky sú to zlepence a pieskovce santónu — kampanu tmelené prevažne ílovitým tmelom, čiastočne bazálne zlepence, brekcie a pieskovce eocénu, tmelené prevažne piesčitovápnitým tmelom.

V pestrej *slieňovcovo-vápencovej* formácii sú poloskalné horniny reprezentované:

— komplexom slienitých hlbokomorských až batyálnych sedimentov, nachádzajúcich sa vo Veľkej Fatre, Malej Fatre, Strážovskej hornatine, Bielych Karpatoch a Žilinskej kotline. Sú tvorené najmä kriedovými šedými organogénnymi vápencami so šošovkami bridlíc a pieskovcov, slienitými vápencami až slieňovcami, ako i spodnojurskými bridlicami a škvrnitými slieňovcami,

— komplexom hlbokomorských karbonátovo-pelitomorfných sedimentov, nachádzajúcich sa vo Veľkej a Malej Fatre, Strážovskej hornatine, Žiari, Bielych Karpatoch, Javorníkoch, Kysuckej vrchovine a považských kotlinách. Litologicky sú tvorené kriedovými slienitými vápencami a jurskými slieňovcami a slienitými vápencami,

— komplexom detriticko-karbonátových neritických až sublitorálnych sedimentov, ktoré sú vyvinuté v Strážovskej hornatine, Bielych Karpatoch, Javorníkoch a Kysuckej vrchovine. Sú zastúpené najmä jurskými bridlicami, prípadne slienitými vápencami, ďalej ílovcami a grestenskými bridlicami,

— komplexom plytkovodných až kontinentálnych detriticko-karbonátových sedimentov, ktoré vystupujú v Malej Fatre, Strážovskej hornatine, Žiari a považských kotlinách. Litologicky je to jurské súvrstvie bridlíc a slieňovcov a vrchnotriasové piesčité a organogénne vápence a bridlice.

Vo *vápencovo-dolomitickej* formácii sú poloskalnými horninami:

— komplex hlbokoneritických detritických sedimentov vo flyšovom vývoji — lunzské vrstvy, tvorené piesčitými a ílovitými bridlicami, niekedy i bridličnatými slienitými vápencami. Vystupujú útržkovite v Strážovskej hornatine (v schématickej mape tejto mierky nie sú osobitne vyznačené).

V *spodnej terigénnej* formácii sú horninami poloskalnými werfénske pestré bridlice a slienité bridlice s vložkami rozpukaných pieskovcov, prípadne i vápencov. Vystupujú v malých útržkoch v Malej Fatre a Strážovskej hornatine (v mape nie sú osobitne vyznačené).

Okrem týchto hornín, ktoré majú viaceré znaky charakteristické pre poloskalné horniny, je treba spomenúť horniny, ktoré sú prevažne skalné, no niekedy majú i znaky hornín poloskalných. Takými sú triasové dolomity z komplexu plytkoneritických karbonátových sedimentov. V južnej a juhovýchodnej časti Strážovskej hornatiny sú silne tektonicky podrvené, rozpadané na ostrohranné kúsky a možno ich ako silne puklinovite degradované skalné horniny zaradiť v zmysle klasifikácie V. D. Lomtadzeho (1970) medzi horniny poloskalné. Lokálne sa rozpadajú až na dolomitový piesok a prach a nadobúdajú charakter zemín.

Horniny *molasovej* neogénnej formácie svojim charakterom patria prevažne medzi súdržné a nesúdržné zeminy (v zmysle klasifikácie ČSN 73 1001). Osobitnú pozornosť si však zasluhuje komplex litorálnych sedimentov, ktoré sú litologicky tvorené zlepencami, pieskovcami a piesčitými slieňami burdigalu. Zlepence a pieskovce sa vyznačujú viacerými znakmi poloskalných hornín: sú tvrdé, lavicovité, miestami sú skrasovatelé, tmel je silne karbonátový, pevný. Mnohé znaky poloskalných hornín majú tiež horniny produktívneho súvrstvia vrchného tortónu — sarmatu.

Príklady významných inžinierskych objektov budovaných na poloskalných horninách a vlastnosti týchto hornín

Poloskalné horniny obyčajne poskytujú pre pozemné stavby vhodné staveniská, s dostatočne únosnou a málo stlačitelnou základovou pôdou, bez nutnosti ochranných inžinierskych opatrení. Pre komunikačné stavby sú vhodnou základovou pôdou, no výkopové práce v trasách komunikácií takmer vždy vyžadujú opatrenia na zaistenie stability svahov. Malá stabilita svahov zárezov, časté zosuny na trasách komunikácií — ciest i železníc, ktoré vedú územiami budovanými horninami flyšovej formácie najmä v severozápadnej časti územia, sú známe už z minulosti. Prihliadalo sa na ne už pri budovaní železničných tratí začiatkom tohto storočia.

1. Malá stabilita zárezov v týchto horninách je známa i z oblastí vnútrokarpatského flyša. Porušenie stability zárezu železničnej vlečky v Bánovciach nad Bebravou (Jakubec 1962) je viazané na poloskalné neritické až sublitorálne sedimenty vo vývoji rytmického flyša. Zosun, ktorý vznikol v zimných mesiacoch 1962 r., postihuje nielen kvartérne a neogénne, v prevažnej miere hlinité sedimenty, ale zasahuje i flyšové slienité a ílovité bridlice s vložkami navetralých slienitých a vápnitých pieskovcov. Pieskovcové polohy sú priepustné a presakujúce vody zhoršili hydrogeologické i fyzikálno-mechanické činitele, spolupôsobiace na stabilitu svahu.

Inžiniersko-geologický výskum bol zameraný hlavne na zistenie hydrogeologických pomerov a možnosti odvodnenia. Boli zistené dva horizonty podzemnej vody: prvý na styku kvartérnych a neogénnych sedimentov, druhý v povrchových partiách paleogénu, najmä v pieskovcových sedimentoch. Súčinitele filtrácie sa v poloskalných horninách menili v rozmedzí $1{,}2.10^{-5}$ — $2{,}9.10^{-9}$ m/s. Na zlepšenie stability bolo navrhnuté odvodnenie pomocou odvodňovacích štôlní a zberných rebier a drénov.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti sa skúšali na neporušených vzorkách, odoberaných do odberných válcov bežných pre odber neporušených vzoriek zemín. Neporušené vzorky sa preto mohli odobrať len z rozložených, rozvetralých „mäkkých" polôh poloskalných hornín, ktoré sa skúšali spolu so vzorkami neogénnych a kvartérnych sedimentov metodikou bežnou u zemín.

2. Skúsenosti s budovaním hydrotechnických stavieb na Váhu dokazujú, že *poloskalné horniny poskytujú dostatočne únosnú základovú pôdu i pre ťažké objekty priehrad a hydrocentrál*, pri zakladaní sú však nevyhnutné mnohé, často zložité inžinierske opatrenia na zabezpečenie stabilnosti objektov. Na poloskalných horninách flyšovej formácie sú napr. vybudované objekty gravitačného priehradového mura a hydrocentrály Priehrady mládeže v Nosiciach. Inžiniersko-geologické prieskumné práce prebiehali v niekoľkých etapách, robili ich rôzne

organizácie a zisťovanie vlastností poloskalných hornín poľnými i laboratórnymi skúškami bolo metodicky nejednotné (M a t u l a 1961).

Základovú pôdu pre založenie najdôležitejšieho objektu — priehradového múra, tvoria horniny flyšovej formácie: neritické až sublitorálne sedimenty kriedy. Okrem litologicko-petrografickej povahy sedimentov veľký vplyv na inžiniersko-geologické vlastnosti majú ich úložné pomery (flyšové striedanie vrstiev), zložité tektonické pomery (intenzívne stlačenie, zvrásnenie, rozpukanie a poklesovo-zlomové dislokácie), hydrogeologické pomery (výrony agresívnej alkalicko-muriatickej jódo-brómovej kyselky).

V základovej špáre (M a t u l a 1961) vystupujú tri litologicko-petrografické typy hornín, ktoré predstavujú poloskalné až skalné horniny:

Slieňovce sú ílovito-karbonátové poloskalné horniny, od masívnych až po veľmi silne zbridličnatené a detailne zvrásnené. Miestami obsahujú vložky masívnych a hrubolavicovitých pieskovcov. Silné tektonické porušenie, stlačenie a zbridličnatenie podmieňuje výraznú anizotrópiu a zníženie pevnosti, odporu proti ušmyknutiu, odolnosti proti zvetrávaniu (Matula 1961). Pri zaťažových skúškach boli trvalé deformácie u slieňovcov kompaktného uloženia 86 % celkovej deformácie. Celková stlačiteľnosť je malá — moduly stlačiteľnosti sa pohybovali v rozmedzí 21 500—77 000 kp/cm^2, moduly deformácie zisťované seizmickou metódou šikmo na vrstevnatosť 70 000—118 000 kp/cm^2. Pevnosť v prostom tlaku u nezvetralých slieňovcov šikmo k bridličnatosti dosahovala 190—550 kp/cm^2. To zodpovedá hodnotám poloskalných hornín. Slieňovce až na ojedinelé otvorené pukliny sú nepriepustné, v styku s vodou sú však náchylné na kašovatenie, vo vode sa rozpadajú, sú zamŕzavé.

Pieskovce sú poloskalné až skalné horniny, lavicovité až hrubolavicovité, s tenkými vložkami slieňov medzi lavicami. Sú jemno až strednozrnné, z ostrohranných zŕn kremeňa, kalcitu, rohovcov a metamorfitov. Tmel je väčšinou bazálny, pevný, v menšej miere bazálny i pórovitý, slienitý a prachovito-slienitý, miestami vyluhovaný alebo limonitizovaný. Stlačitelnosť pieskovcov je malá, súvisí s puklinovitosťou a poruchovými pásmami — modul stlačitelnosti je v rozmedzí 345 000—486 000 kp/cm^2; seizmickou metódou zisťovaný modul deformácie 119 000 — 200 000 kp/cm^2. Pevnosť v tlaku (na kockách 6x6x6 cm) u limonitizovaných pieskovcov s čiastočne vyluhovaným tmelom bola okolo 700 kp/cm^2, u zdravých pieskovcov 1500—1900 kp/cm^2.

Zlepence sú poloskalné až skalné hrubolavicovité horniny, hrúbka lavíc dosahuje 3—4 m, s polohami slieňov, slieňovcových bridlíc a pieskovcov. Veľkosť okruhliakov a ich pomer k tmelu je veľmi premenlivý. Sú tmelené vápnito-pieskovcovým alebo slienitým až ílovitým tmelom. Zlepence s vápnoti-pieskovcovým tmelom sú veľmi málo stlačitelné — moduly stlačiteľnosti 612 000—780 000 kp/cm^2, seizmicky zisťované moduly deformácie 92 500—105 000 kp/cm^2. Pevnosť v tlaku je 690—1190 kp/cm^2.

3. S poloskalnými až skalnými horninami flyšovej formácie sa stretávame tiež pri budovaní ďalšieho hydrotechnického diela na Váhu — objektov hydrocentrály Hričov — Mikšová. Pri budovaní prívodného kanála vznikli na svahu zosuvné pohyby, ktoré boli sanované odvodnením. Pri razení odvodňovacej štôlne môžeme sledovať vývoj upohlavských zlepencov. Vývoj začína bazálnou litofáciou, charakteristickou chaotickým nahromadením blokov zlepencov, ílovcov s vložkami a šošovkami pieskovcov. Balvany a bloky zlepencov utopené v ílovcovej hmote dosahujú veľkosti až 2,5 m.

Ďalej nasleduje 100 m hrubé súvrstvie ílovcovo-zlepencové. Vo vývoji prevažne ílovcovom sú sivé až tmavošedé masívne nevrstevnaté ílovce miestami tektonicky porušené, premiesené, rozpadajúce sa na tabličky, čriepky. Pieskovce v nich tvoria vložky hrúbky 3—4 cm. Ílovcové polohy sú prakticky nepriepustné, podzemná voda sa objavila iba ojedinele pri puklinách vo forme „slzenia" za 1—2 dni po vyrazení štôlne. Vo vývoji prevažne zlepencovom sú usadené tri typy pieskovcových zlepencov:

a) *drobnozrnné* so slabo opracovanými úlomkami, okruhliakmi o veľkosti 5—25 centimetrov, tmelené piesčito-ílovitým tmelom, ktorý dosahuje až 50 % objemu; vytvárajú iba pretiahle šošovky malej hrúbky,

b) *hrubozrnné* s piesčito-ílovitým tmelom, kde slabo opracované úlomky a balvany tvoria až 75 % objemu, sú nepravidelne rozložené, navzájom sa dotýkajú,

c) *hrubozrnné* s hrubo- až jemnozrnným piesčitým (pieskovcovým) tmelom, kde slabo opracované balvany a bloky o veľkosti 0,5—1,0 m dosahujú asi 75 % objemu.

Najpriepustnejšie sú hrubozrnné zlepence s piesčitým (pieskovcovým) tmelom, kde podzemná voda vyvierala v sústredených výronoch, pramienkoch o výdatnosti asi do 0,1 l/s. V ostatných zlepencoch však presiakovala iba vo forme prevlhnutých stien spodnej časti štôlne. Postupné zvyšovanie prítokov sa ustálilo asi za 1—3 hodiny po vyrazení štôlne.

4. V podzákladí hydrocentrály Sučany sa nachádzajú neogénne jemne piesčité sliene a slienité silty, ktoré sú na rozhraní poloskalných hornín a zemín. Základová špára leží na slienitých siltoch, pod ktorými sa nachádza šošovka zvodnených štrkov. Pri zakladaní boli nutné inžinierske opatrenia najmä na zníženie napätej hladiny podzemnej vody a zamedzenie prítoku vody do stavebnej jamy, kde spôsobovala kašovatenie slienitých siltov. Základovú špáru nebolo možné upraviť do zložitejších tvarov a základové konštrukcie bolo nutné navrhnúť pomerne mohutných rozmerov.

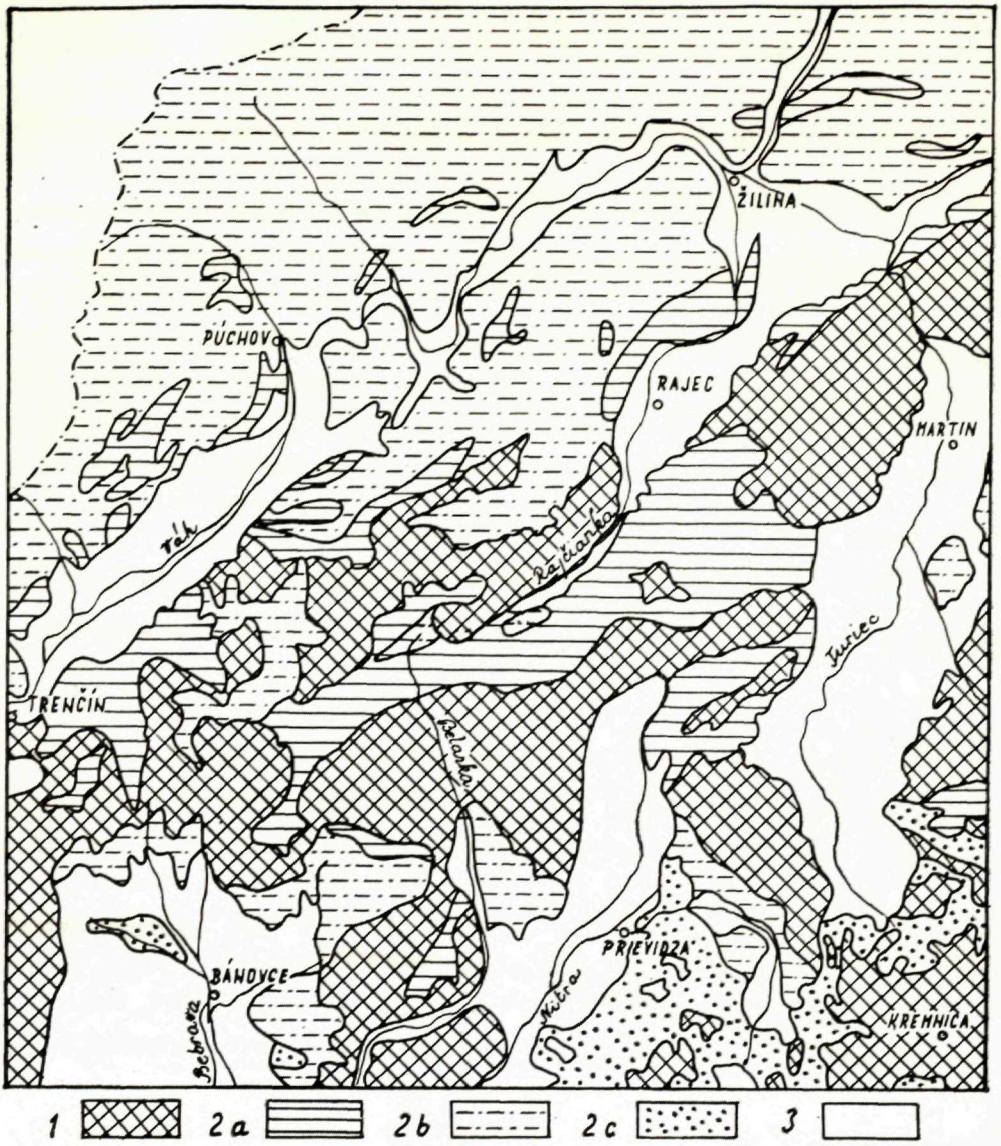
Neogénne sedimenty (Q. Záruba, V. Mencl 1956) majú povahu siltov s obsahom 8—34 % ílovitých častíc illitického charakteru. Vlhkosť zeminy je o 5—13 % nižšia ako medza plasticity, pórovitosť je nízka — 24—34 %, stupeň nasýtenia takmer 100% — zeminy sú prekonsolidované značnými tlakmi. Stlačiteľnosť siltov je malá — súčiniteľ stlačiteľnosti pri napätí do 1,2 kp/cm² je 119—397, pri napätí 1,2 — 2,3 kp/cm² je 51—197. Pevnosť v tlaku pri prirodzenej vlhkosti bola vyššia ako 4—5 kp/cm². Pevnosť v šmyku pri šmykovej skúške na blokoch horniny je daná uhlom vnútorného trenia 31°, kohéziou 0,68 kp/cm². Pri styku s vodou sú silty kašovité, za suchého počasia sa veľmi rýchlo vysušujú.

5. V horninách neogénnej molasovej formácie sú razené banské diela hnedouhoľného revíru Handlovsko-nováckej pánvy. Produktívne súvrstvie vrchného tortónu — sarmatu sa skladá (Sluka — Hučko 1966) z bridličnatých ílov, uhoľných slojí, tufitických pieskovcov a ílov až piesčito-ílovitých tufitov v sladkovodnom a suchozemskom vývoji. Uhoľné sloje sú reprezentované petrograficky rôznorodými humitmi, najčastejšie: hemidetritom, xylitickým hemidetritom, páskovým detritom, xylitickým detritom a xylitom. Pre porovnanie s inými druhmi poloskalných hornín udávame v nasledujúcej tabuľke príklady hodnôt niektorých typov sedimentov (spracované podľa: Sluka — Hučko 1966).

Uhoľné sloje patria medzi poloskalné horniny pevné až stredne spevnené (v zmysle klasifikácie Lomtadze 1970), rozdiely hodnôt je možné pripísať značnej petrografickej rôznorodosti uhlia. Nadložné íly sú stredne pevné, ich

sedim.	uhoľný sloj			podložné íly			tufity		
baňa	Nováky	Cígeľ	Handlová	Nováky	Cígeľ	Handlová	Nováky	Cígeľ	Handlová
merná hmota g. cm^{-3}	1,48—2,00	1,48—1,60	1,39—1,62	2,42—2,68	2,52	2,53—2,61	2,57—2,67	2,67	2,67
objem. hmotn. g. cm^{-3}	1,25—1,45	1,21—1,25	1,24—2,32	1,70—1,92	1,88	2,00—2,04	1,90—1,92	1,76	1,76
ob. hm. sušiny g. cm^{-3}	0,80—1,09	0,77—0,85	0,91—1,10	1,18—1,51	1,40	1,63—1,70	1,49—1,58	1,56	1,63
pórovitosť %	35—47	43—52	23—43	44 -51	44	33—38	41—42	42	39
prir. vlhk. %	33—56	46—60	20—40	27—44	34	20—23	22—28	13	8
pevnosť v tlaku kp. cm^{-2}	130—201	191—294	153—307	40—63	46	50—107	78	98	96

Poloskalné horniny na území listu Žilina. M 1:500 000



1. Skalné horniny formácií: prekambrických metamorfitov, variských intruzívnych granodioritov, spodnej terigénnej, vápencovo-dolomitickej, post-orogénnych neovulkanitov.
2. Poloskalné horniny formácií: 2a pestrej slieňovcovo-vápencovej, 2b flyšovej, 2c post-orogénnych neovulkanitov.
3. Súdržné a sypké zeminy formácií: molasovej, pokryvných štvrtohorných sedimentov.

pevnosť v tlaku rastie so znižovaním prirodzenej vlhkosti a pórovitosti (Handlová). Pomerne veľkú rovnorodosť na všetkých lokalitách vykazujú tufity, či už v pórovitosti alebo v pevnosti; patria medzi poloskalné horniny stredne pevné.

Záver

Vyčlenenie polosklaných hornín je spracované hlavne na základe viacerých popisných znakov, ukazovateľov, ktoré uvádzajú rôzne klasifikácie pre poloskalné horniny. Zároveň, pokiaľ to bolo možné, sú uvedené príklady vlastností niektorých typov sedimentov, ktoré majú charakter poloskalných hornín. Vlastnosti niektorých, napr. piesčitých vápencov titónu-aptu, pieskovcov kriedy, paleogénu sú na prechode k horninám skalným, iné, napr. slieňovce vrchnej kriedy, ale i uhoľné sloje miocénu majú vlastnosti typické pre horniny poloskalné a miocénne nadložné íly a tufity sa blížia k rozhraniu hornín poloskalných a zemín. Presnejšia charakteristika, ako i členenie poloskalných hornín je možné po komplexnom systematickom štúdiu a doplnení ich vlastností (najmä objemovej hmotnosti, pevnosti, stlačiteľnosti) poľnými i laboratórnymi skúškami. Upresnenie hranice medzi horninami skalnými — poloskalnými a — zeminami, ako i detailnejšie členenie poloskalných hornín vyžaduje tiež vypracovanie jednotnej záväznej klasifikácie poloskalných hornín s uvedením hodnôt charakteristických inžiniersko-geologických vlastností.

Doručené: 27. 1. 1971
K tlači doporučil: prof. M. Matula, DrSc.

Katedra inžinierskej geológie
a hydrológie PF UK Bratislava.

LITERATÚRA:

ČSN 73 1001 Základová půda pod plošnými základy.
DEMIREV A., 1955: Metodika laboratornych issledovanij poluskalnych porod pri inženernogeologičeskich rabotach. Godišnik na Minno-geološkia institut Sofia.
GORKOVA I. M., 1966: Teoretičeskie osnovy ocenki osadočnych porod v inženerno-geologičeskich celach. Nauka Moskva.
INGR M., 1966: Mikšová — dokumentácia štôlne. Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum Žilina. Archív Geofondu.
JAKUBEC L., 1962: Tatra Bánovce — priemyselná vlečka. Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum Žilina. Archív Geofondu.
HOLZER R. — LETKO V. 1970: Správa o inžiniersko-geologickom výskume na liste Žilina (rukopis). Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie Bratislava.
LOMTADZE V. D., 1970: Inženernaja geologia. Inženernaja petrologia. Nedra Leningrad.
MAHEĽ M. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape. 1 : 200 000 list Žilina. Geofond Bratislava.

Semi-hard Rocks in the Territory of the Žilina Map Sheet 1:500 000

1. Hard rocks of Pre-Cambrian metamorphites, Variscan instructive granodiorites, lower terrigenous, limestone-dolomitic and post-orogenic neovolcanites formations.
2. Semi-hard rocks of varied marlstones-limestones (2a), flysch (2b) and post-orogenic neovolcanites (2c) formations.
3. Cohesive and loose soils of molasse and Quaternary covering sediments.

MATULA M., 1961: Inžiniersko-geologické skúsenosti z výstavby vodného diela pri Nosiciach na Váhu. Acta geologica et geographica Nr. 7. Bratislava.
MATULA M., 1969: Regional Engineering Geology of Czechoslovak Carpathians. SAV Bratislava.
MENCL V., 1966: Mechanika zemín a skalných hornín. Academia Praha.
POPOV I. V., 1948: Inženerno-geologičeskie issledovania dľa gidrotechnišeskogo stroiteľstva. NIS MGRI Moskva.
PRIKLONSKIJ V. A., 1949: Gruntovedenie I. Moskva.
SAVARENSKIJ F. P., 1936: Opyt inženerno-geologičeskoj klasifikacii gornych porod i gruntov. Gidrogeologia i inženernaja geologia No. 2. Moskva.
SLUKA J., HUČKO A., 1966: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností uhlia a sprievodných hornín v revíroch SUB. Banský výskumný ústav Prievidza.
ŠUBJAKOVÁ M., WINDT D., 1964: Strečno — vápenec pre priemyslové a stavebné účely. Geologický prieskum Žilina. Archív Geofondu.
VASILJEV N. M., 1948: Proekt techničeskich uslovij na issledovanie skalnych i poluskalnych gruntov v kačestve osnovania sooruženij. Fondy N I I — 1000. Moskva.

Extension of Semi-hrad Rocks in the Territory of the Žilina Map Sheet

In the engineering-geology classification of rocks there can be distinguished semi-hard (semi-firm) rocks following various indicators of their properties. F, P. Savarenskij characterizes relatively hard, compact semi-firm rocks by the compression strenght of 50 — 500 kp. cm^2. I. V. Popov characterizes the semi-hard rocks as mixtures of crystalline and water-coloidal packages. The Czechoslovak Standard ČSN 73 1001 characterizes the semi-hard rocks by the compression strenght of 3 — 100 kp. $cm.^{-2}$. V. D. Lomtadze who characterizes the semi-firm rocks by important stratification and permeability changes (filtration coefficient 6.10^{-6} — $3{,}5.10^{-4}$ $m.s^{-1}$), medium mass (unit mass 2,20 — 2,65 $g.cm^{-3}$), little compressibility (deformation modulus 20 000 — 100 000 kp. cm^{-2}), good copression strengtht (25 — 500 kp. cm^{-2}) is presenting the most detailed characteristics.

To semi-firm rocks there belong the degradated hard rocks, pyroklastic sedimentary rocks, fragments with clayey cement, pelitic clayey, organogenous and chemical rocks.

As semi-hard rocks the territory of the Žilina Map sheet comprises the rocks of the following engineering-geological formations:

- lower terrigenous: detric carbonaceous neritic
- limey-dolomitic: detritic deep-neritic in flysch formation
- varied marlstones-limestones: deep-sea marly, carbonaceous
- pelitomorphous neritic to sublitoral and shallow-water to continental
- flysch: fine detritic to detritic neritic to litoral in flysch devolopment
- post-orogenic neovolcanites: pyroclastics (tuffs and tuffites) andesites and rhyolites.

Transition to hard rocks is formed by flawy dolomites of the Middle-Triasic transition to soil by the neogenous litoral detritictic-carbonaceous sediments.

The semi-hard rocks are extended foundation soil for ground, transport and hydrotechnical constructions. For instance the foundation soil of the Priehrada mládeže Dam on the river Váh is formed by the Middle and Upper Cretaceous sediments: marlstones, clayey sandstones and conglomerates. The clayey-sandy conglomerates are also found in the slide drainage adit of the intake channel to the Hričov — Mikšová Dam.

A more detail characteristics of the semi-hard rocks requires a complex engineering-geological investigation and determination of values of their properties.

50 rokov činnosti Poľského geologického inštitútu

(50 années d' activité de l' Institut de géologie)

Uplynulo 50 rokov od založenia Poľského geologického inštitútu. K tomuto výročiu vydal tento Inštitút publikáciu o svojej činnosti. V období dvoch svetových vojen jeho pôsobenie je obmedzené.

V podmienkach nového socialistického zriadenia dostal Poľský geologický inštitút úplne nové a veľmi rozsiahle úlohy. Stal sa prvoradým činiteľom, ktorý určoval rozvoj baníctva a ostatných odvetví národného hospodárstva.

Práce inštitútu okrem publikačnej činnosti

Zahrňujú objavenie ložísk rudných i nerudných surovín. Pri niektorých surovinách sú to až miliardy ton, bez ktorých bolo by veľmi ťažké predstaviť si dnešný banský priemysel a hospodársky život Poľska. Sú to zásoby medi, železa, lignitu. V posledných rokoch bol objavený bazén ropy v okolí Lublína, ďalej ložiská olova, zinku, keramických hlín, kaolínu, magnezitu atď.

Publikácia „50 années d' activité de l' Institut de géologie" je rozdelená na niekoľko častí, obsahuje francúzsky text a krátke ruské a anglické resumé.

Úvod spolu s organizačnou schémou, obsahuje historický obraz o Inštitúte v skratke.

Časť pod označením *„Vedecká báza a technické vybavenie"* obsahuje state a lobaratóriách, múzeách a archívoch v geologických zbierkach, archívoch a geologickej dokumentácii, fondy pre geologické práce, údaje o poskytovaní geologických informácií.

Tretia časť *„Vyhľadávanie uskutočnené geologickým inštitútom"* obsahuje state o terajších zámeroch vyhľadávania, o báze geologického výskumu a prieskumu. Samostatná časť sa venuje otázke štúdia hĺbkovej štruktúry pre vyhľadávanie ropy, plynu ako i vyhľadavanie ložísk surovín pevných a tekutých skupenstiev. Ďalej sú tu rozvedené otázky hydrogeologického štúdia, geotechnického štúdia.

Publikačná činnosť Inštitútu a členov Inštitútu obsahuje samostatnú časť knihy. Ostatná časť knihy je venovaná spolupráci s domácimi i zahraničnými inštitúciami. Kniha je zakončená stafou o nových smeroch vývoja v gelogickom výskume.

Zo zaujímavej tématiky je článok o „Žilách zinku a olova". Poukazuje sa v ňom na niekoľko lokalít. Zinkovo-olovnaté zrudnenia sú v Poľsku známe už dlhšie v pohorí Svätého Kríža a v Sudetách, vo väčšine prípadov ide o menšie hniezda, o ktoré doposiaľ niet záujmu. Hutný priemysel zaujíma sa len o žilky bohaté na kovové minerály v pásme Sliezsko-Krakov. Po skončení II. svetovej vojny venovala sa veľká pozornosť otázkam litologickým, paleontologickým a tektonike. V najbližšej oblasti Siewierz — Zawiercie boli zistené nádejné zásoby C_2. Zinkové žily sa nachádzajú v metasomatických rudonosných dolomitoch a tiež na kontaktoch týchto dolomitov s vápencom. Ložiská (hniezda) sú v zásade zoskupené v terénoch morfologickej depresie v smere Bytom—Chrzanov—Boleslav—Olkusz. Žily vytvárajú čočky, hniezda v okolí Tarnovskej Gory.

Genéza zinkovo-olovnatých rúd, ktorá je v Poľsku podobná ložiskám v iných štátoch, vyvoláva vo svete diskusie. Rozvádzajú sa tu hlavné teórie so svojimi kladmi i zápormi.

V článku *„Nerasty ostatných kovov"* spomína sa predovšetkým nikel a kobalt v medených žilách zechsteinského veku v oblasti Lublín — Sieroszowice. Rozvádzajú sa tu ložiská síry a kasiteritu, ktoré sa našli v sľudnatých bridliciach, svoroch vo východných Sudetách. Zistili sa sírovo-kasiteritové žily v oblasti Čierňava Kúpele ako cínová zóna, ktorá má pokračovať v čsl. Sudetách. Tak isto sa predpokladajú možnosti žíl cínu v granitoch masívu Krkonôš v Strzeline, Strzege a v Lužiciach. Pre ďalší výskum je treba použiť metódy geofyziky, mineralógie a petrografie.

Celkove zdá sa nám, že kniha vystihuje nielen mnohosť úloh, ale aj históriu Poľského geologického inštitútu.

Vladimír Kuna

Inžiniersko-geologické pomery na exploatovaných slovenských uhoľných ložiskách

JOZEF SLUKA

Les conditions géologiques de l'ingénieur des gisements de charbon exploités en Slovaquie

L'auteur décrit les caracteristiques fondamentales des conditions géologiques et minières aux gisements de charbon en Slovaquie. Il présente une description géologique et macropétrographique de ces gisements, il donne les conditions hydrogéologiques et tectoniques, mais surtout il précise les propriétés géologiques de l'ingénieur du charbon et des roches encaissantes.

Úvod

Pri dobývaní uhlia vznikajú rôzne deformácie, ktoré sú prejavom a výsledkom pôsobenia v nadloží sa vyskytujúcich hornín. Na týchto deformáciách sa podiela aj filtračný pohyb podzemných vôd pôsobiacich na vydobytý priestor príslušného banskeho diela. Preto vznikajú rôzne prejavy ako napr. napučiavanie hornín v strope a počve banského diela, horninové otrasy a pohyby hornín.

Charakter a stupeň uvedených bansko-geologických prejavov, ktoré veľmi komplikujú banskú prevádzku, závisí v prvom rade od stavby hornín t. j. od ich štruktúry a textúry, sedimentačných podmienok, fyzikálno-mechanických vlastností a fyzikálno-chemických vlastností, v značnej miere tiež od prijatého spôsobu a systému dobývania.

Je potrebné, aby v štádiu dobývania ložiska bola známa charakteristika fyzikálno-mechanických vlastností hornín nachádzajúcich sa v strope ložiska, ďalej medzivrstiev v uhlí a nakoniec i samotného uhoľného sloja a podložia.

Pri dobývaní podzemným spôsobom prvoradou úlohou je stanovenie priestorovej premenlivosti hornín obklopujúcich uhoľný sloj. Vo všeobecnosti sa doporučuje vykonávať výskum inžiniersko-geologických podmienok v nadloží do výšky 10—15 násobku mocnosti sloja a v podloží najmenej 5—6 m od počvy sloja. V prípade výskytu zvodnatených hornín v podloží sloja s napätou vodnou hladinou sa hrúbka štádia inžiniersko-geologických podmienok zväčšuje a to vyplýva z nutnosti zabezpečiť sa voči prievalom vôd z podložia.

Racionálna metodika vykonávania výskumu inžiniersko-geologických podmienok zatiaľ u nás nejestvuje, preto sa pri popise inžiniersko-geologických podmienok budeme pridržiavať práce M i r o n o v a (1966).

H a n d l o v s k é u h o ľ n é l o ž i s k o

Úložné pomery handlovského ložiska

Podobne ako novácke patrí do handlovsko-nováckej uhoľnej panvy, ktorá vypĺňa vnútrokarpatskú depresiu, vzniknutú ako dôsledok alpínskeho horotvorného pochodu vo vrchnej kriede, ktorá neskôr v treťohorách bola vyplnená sedimentačným vulkanogénnym materiálom.

Handlovské ložisko sa delí na dva dobývacie priestory: — Handlovské uhoľné bane a baňa Cígeľ.

V handlovskom dobývacom priestore sú vyvinuté dva uhoľné sloje, ktoré v južnej časti sú spojené v jeden.

Spodný uhoľný sloj, ktorý miestne nazývajú druhým uhoľným slojom, má mocnosť v rozmedzí 2,0—2,5 m. V severnej časti ložiska je nedobývateľný (mocnosť pod 0,5 m) a často sa trieští na niekoľko cm mocné lavice. Smer a úklon sloja je premenlivý. Ako následok tektonického porušenia je každá väčšia tektonická kryha charakterizovaná vlastným smerom a sklonom uhoľného sloja.

Bezprostredné podložie spodného uhoľného sloja tvoria pelitické horniny, lokálne s prechodom do piesčito-tufitických hornín. V miestach kde je pozvoľný prechod sa vyskytujú koreňové pôdy, uhoľné íly, uhoľné bridlice. Sú známe i prípady, kde hranica medzi podložnými sedimentárnymi horninami a uhoľným slojom je ostrá. Prítomnosť tufiticko-piesčito-ílovitých vložiek v uhoľnom sloji poukazuje na občasné prerušenie vegetácie zapríčinené náhlym prínosom sedimentačného anorganického materiálu.

Vrchný uhoľný sloj leží asi 25—30 m nad spodným. Priestor medzi nimi je vyplnený tzv. medzislojovým pásmom. V južnej časti ložiska sú oba uhoľné sloje spojené v jeden sloj s mocnosťou zodpovedajúcou ich súčtu (9—12 m).

Mocnosť horného uhoľného sloja sa pohybuje obyčajne v rozmedzí 6—7 m. Tiež sa v ňom vyskytujú ílovito-piesčité-tufitické vložky.

Podobne ako bezprostredné podložie spodného uhoľného sloja aj prechod z horného uhoľného sloja do nadložia môže byť buď postupný, tvoriaci rad: uhlie — uhoľná bridlica (resp. uhoľný íl) až typické nadložné íly, alebo ostrý s výrazným rozhraním uhlie — nadložné íly. Nadložné íly sú obyčajne kompaktné s väčšou alebo menšou piesčito-slienitou prímesou. Tufitické vložky sa v nich objavujú len veľmi zriedkavo.

Dobývací priestor bane Cígeľ leží v západnej časti handlovského ložiska, kde zasahujú ešte oba uhoľné sloje, ktoré sa smerom na západ spájajú a tvoria jeden uhoľný sloj o celkovej mocnosti 6—9 m. Asi 60 m nad hlavným uhoľným slojom je vyvinutý tzv. nadložný uhoľný sloj, ktorý miestami dosahuje mocnosť 4,0 m. Tento uhoľný sloj nie je ekonomický dobývateľný.

Pomerne odlišné úložné pomery sú v nadloží západnej (okrajovej) časti ložiska, kde uhoľný sloj vychádza až pod kvartér. V tejto časti typické nadložné íly, vyskytujúce sa na handlovskom ložisku, obyčajne chýbajú alebo sa vyskytujú iba v malej mocnosti. V takomto prípade hlavný uhoľný sloj je prikrytý detriticko-vulkanickou formáciou handlovsko-nováckou, ktorá má veľmi pestrý a z hľadiska dobývania nepriaznivý faciálny vývoj.

Tektonika

Pre ložisko je charakteristická *poklesová tektonika*, výsledkom ktorej je sústava hrásti a priekopových prepadlín, ktoré rozbili ložisko na systém dlhých (asi 3—4 km) úzkych tektonických krýh smeru SV—JZ (Slávik — Šinály 1962); ich šírka sa pohybuje od 20—500 m. Menšie poruchy sú početnejšie a segmentujú ložisko omnoho detailnejšie. Výška skoku jednotlivých poklesov je až 100 m; avšak zlomy prebiehajúce vedľa seba vytvárajú pomerne úzke poruchové pásmo 100 až 200 m široké, ktoré zatláčajú JV krídlo ložiska do hĺbky 200 m. Šírka porušeného pásma na zlome 0—2 m a je priamoúmerná amplitúde poklesu. Úklon zlomov sa pohybuje 40—70°. *Handlovské ložisko tvorí asymetrickú priekopovú prepadlinu s nerovnomerne poklesnutými krídlami.* Najvyššia kryha prepadliny leží približne pod kótou Tlstý diel Z od obce Cígeľ, kde uhoľný sloj leží v nadmorskej výške nad 600 m. Najnižšie položená je kryha na južnom okraji Novej Lehoty (JV okraj ložiska), kde nadmorská výška sloja sa pohybuje okolo 100 m. Medzi jednotlivými kryhami prebieha asi 15 väčších zlomov, čiže priemerná amplitúda poklesu sa pohybuje okolo 45 m. Západné krídlo hrásti je poklesnuté omnoho menej. Najnižšia kryha má nadmorskú výšku okolo 480 m a priemerná výška kryhy západného krídla je okolo 500 m.

Špecifickým prípadom tektoniky handlovského ložiska je lokálna *prítomnosť*

prešmykov. Špecifickým preto, že na ostatných exploatovaných slovenských uhoľných ložiskách zatiaľ prešmyky sa nepozorovali. Problém existencie prešmykov je dôležitý z hľadiska banskej prevádzky. Počas ťažby v severnej časti ložiska okolo kóty Malý Gric boli zistené fakty, potvrdzujúce prítomnosť rozsiahlych prešmykov. Smerná dĺžka prešmykovej plochy dosahuje až 2 km, úklon násunovej plochy je 20°—30°. Výšková amplitúda prešmyku je 20—30 m. Prešmyková tektonika na ložisku je špecifickým prípadom tohto ložiska úzko súvisiaceho s vulkanickou činnosťou II. eruptívnej vulkanickej fázy pohoria Vtáčnik.

Okrem bežnej tektoniky sú na tomto ložisku vyvinuté niektoré drobnotektonické prvky ako napr. puklinová tektonika, bridličnatosť. Pod pojmom puklinová tektonika máme na mysli všetky plochy mechanickej diskontinuity najrôznejšej genézy, ktoré majú jeden spoločný morfologický rys; amplitúda pohybu na jednej ploche je z geologického hľadiska zanedbateľná. Príčiny uvedenej diskontinuity sú nielen diastrofického (tetkonického) pôvodu, ale aj nediastrofického pôvodu (objemové zmeny uhlia spôsobené preuhoľňovacím procesom).

Pri zameriavaní plôch diskontinuity (S l u k a 1965) v niektorých častiach uhoľného sloja (južné pole a východná šachta), kde sa sloj vyznačoval vyšším stupňom preuhoľnatenia (metafáza) sa hnedouhoľné metatypy (metadetrit, metaxylit) vyznačujú nápadne rovnobežným orientovaním plôch diskontinuity. Počet týchto plôch na bežný meter značne narastá, lokálne až okolo 100 ks/m. Pri slabšom náraze do piliera uvedené metatypy vypadávajú v podobe pravidelne obmedzených klencov, ktoré sa vyznačujú nápadnou linearitou plôch. Orientačne sme zamerali na 10. vzorkách uhly zovreté plochami obmedzenia, ktoré vykázali nasledujúce hodnoty.

Ostrý uhol: 66°, 65°, 65°, 63°, 66°, 66°, 64°, 66°, 66°, 65°
Tupý uhol: 114°, 115°, 115°, 117°, 114°, 116°, 114°, 114°, 115°

Uvedený jav si vysvetľujeme nasledovne:

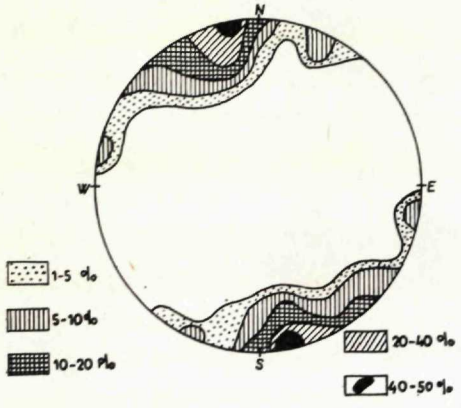
So stupňom preuhoľnatenia stúpa počet plôch diskontiunity na bežný meter. Je to spôsobené tým, že pomerne húževnatejšie makrotypy hemifázy (xylit) sa postupne stávajú krehkejšie až nadobudnú veľmi krehké vlastnosti v metafáze (metaxylit metadetrit). Zároveň so stupňom preuhoľnatenia dochádza k objemovým a látkovým zmenám v uhoľnej hmote. Pôvodne relatívne amorfná hmota postupne nadobúda určité molekulárne usporiadanie, čo sa v metafáze prejavuje uvedenou klencovitou odlučnosťou uhoľnej hmoty, ktorá je prejavom viac nediastrofickej ako diastrofickej deformácie.

Ďalšie rozlíšenie puklín na pukliny ťahové alebo strihové je ťažké. Zatiaľ sa nám nepodarilo zistiť vertikálny pohyb na plochách diskontinuity. To nás vedie k názoru, že *väčšia časť plôch diskontinuity u puklinovej tektoniky sú pukliny ťahové,* vyvolané ako následok vertikálneho zaťaženia horizontálnym ťahom.

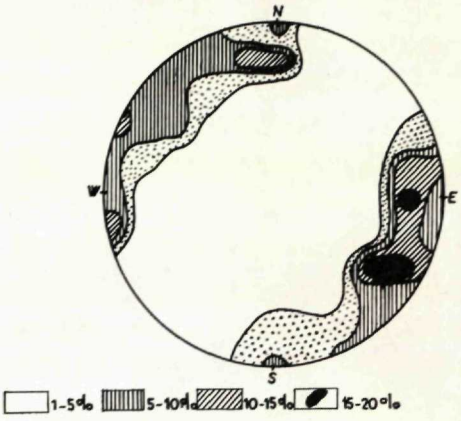
Bridličnatosť — tvorí určité polohy (súhlasné s vrstevnatosťou) v uhoľnom sloji, resp. v nadloží a podloží, je v prevažnej miere vrstevnatou bridličnatosťou s úklonom (max. 10—15°) so súhlasným úklonom tektonickej kryhy, v ktorej sa nachádza. Bridličnatosť i na ostatných ložiskách je veľmi spoľahlivým signalizačným znakom, vyjadrujúcim plasticitu prostredia. Vzniká všade tam, kde je hmota najviac náchylná na plastické pretváranie. Jednotlivé bridličnaté plochy sú vlastne šmykové kĺzavé plochy (pri väčšom úklone bridličnatých plôch ako 5°—10°) vzniknutých v dôsledku vertikálneho zaťaženia plastickým pretváraním hmoty.

Kliváž — býva prizlomová, ktorá spôsobuje, že tektonická porucha netvorí výraznú zlomovú čiaru, ale je segmentovaná prizlomovou klivážou na množstvo litónov (drobných segmentov) postupne klesajúcich alebo stúpajúcich a tým vytvárajú určitú tektonickú zónu. Takto porušené časti ložiska sú vždy nepriaznivým prostredím pre razenie banských diel.

Obrázok č. 1



Obrázok č. 2



Obr. č. 1. Puklinová tektonika vo forme zberného pólového tektonogramu (1282 meraní), ktorý reprezentuje celý dobývací priestor H U B.

Z tektonogramu na obr. č. 1 vyplýva, že *väčšina puklín má smer zhodný so smerom hlavných tektonických zlomov na ložisku* (SV — JZ), kým ostatné odklonené od uvedeného smeru o 30—45°, teda približne smer S — J až V — Z môžeme považovať za sprievodné pukliny. Z toho vyplýva, že sa pri vzniku drobnotektonických prvkov uplatnili tie isté pohyby, ktoré spôsobili vznik hlavných zlomov a sprievodných porúch.

Fyzikálne a mechanické vlastnosti hornín

Dôležité postavenie pri poznávaní inžiniersko-geologických podmienok má výskum fyzikálno-mechanických vlastnosti hornín, ktoré vyjadrujú technický stav horniny a ten je potrebné poznať pri rôznych operáciách banskej činnosti.

Fyzikálne vlastnosti

Jednotlivé petrografické typy hornín budujúce horský masív handlovského uhoľného ložiska majú priemerné hodnoty fyzikálnych vlastnosti uvedené vtabuľke č. 1.

Tabuľka č. 1

Petrografický typ	merná hmotnosť g/cm³	objemová hmotnosť g/cm³	vlhkosť %	objemová hmotnosť suchá g/cm³	pórovitosť %	číslo pórovitosti —	stupeň hustoty —	stupeň nasýtenia —
detrit páskovaný lesklý	1,46	1,31	23	1,07	26,9	0,37	0,73	89
metaxylit	1,39	1,25	21,1	0,97	30,2	0,43	0,70	68
metadetrit	1,46	1,24	26,1	0,98	32,9	0,49	0,67	78
xylit	1,46	1,28	40,2	0,91	37,7	0,60	0,62	97
detrit páskovaný	1,54	1,28	38,5	0,93	41,0	0,70	0,59	86,5
detrit xylitický	1,46	1,28	38,3	0,92	37,0	0,59	0,63	95
detrit xylitický-leskl	1,48	1,29	25,2	1,03	30,6	0,64	0,69	84
uhoľný íl	1,70	1,51	22,1	1,24	32,7	0,49	0,72	84
nadložné sivé íly	2,56	1,99	22,4	1,63	36,6	0,58	0,63	99
podložné andez. tufity	2,67	1,76	8,5	1,63	39,0	0,64	0,61	36

Veľmi dôležitým fyzikálnym parametrom, z hľadiska stability banských diel, je vlhkosť najmä u ílovitých hornín. Pretože obyčajne so zvyšovaním vlhkosti ílovitých hornín, najmä ak sú tieto náchylné na napúčavosť a kašovatenie, podstatne klesá mechanická pevnosť hornín až na nulu.

Uhlie a horniny budujúce horský masív na slovenských uhoľných ložiskách môžeme rozdeliť na kompetentné a nekompetentné.

Kompetentné sú tie, ktorých medza pružnosti je takmer totožná s medzou porušenia horniny, resp. uhlia, pri namáhaní na prostý tlak. Teda ich plastické pretvorenie je minimálne, prípadne žiadne. Sem patria všetky makropetrografické typy uhlia z orto a metafázy preuhoľnatenia. Je možné konštatovať, že so zvyšovaním stupňa preuhoľnatenia zvyšuje sa kompetencia uhoľnej hmoty. Kým hemitypy, najmä hemixylit majú ešte určité viskózno-plastické vlastnosti, metatypy tieto strácajú a pri mechanickom namáhaní sa chovajú ako krehká kompetentná hmota. Z hornín môžeme sem zaradiť všetky typy výlevných hornín a ich pyroklastiká.

Nekompetentné horniny sú zastúpené najmä ílovitými horninami (ílovitou a uhoľnou bridlicou) a zeminami. U týchto hornín je plastická formovateľnosť značná, takže mnohokrát dochádza pri mechanickom namáhaní k tzv. plastickému tečeniu uvedených hornín.

Charakteristickou črtou kompetentných hornín sú puklinové drobnotektonické prvky (ťahové pukliny, strihy, diaklazy). Tieto v nekompetentných horninách vyznievajú a menia sa na vrstevnú bridličnatosť, odlučnosť a kliváž.

Medzi fyzikálne vlastnosti hornín patrí i *napúčavosť*. Napúčavosť je fyzi-

kálno-chemický proces, pri ktorom horniny obsahujúce vo svojej štruktúrnej stavbe montmorillonit prijímajú väčšie alebo menšie množstvo vody a preto sa mení konzistenčný stav horniny z pevného na plastický a v niektorých prípadoch až na tekutý. Napúčavosť a kašovatenie je na našich treťohorných uhoľných ložiskách dosť častý zjav. Postihuje ílovité horniny, ktoré pri styku s vodou rozmokávajú, rozbahnievajú. Takto fyzikálne „znehodnotená" hornina je potom veľmi slabým článkom v horskom masíve. To sa prejavuje jej tečením, vzdúvaním počvy a zatláčaním stropu. Na skúmaných pracoviskách existencia napúčavosti je možná u nadložných ílov a ílovitých medzivrstiev a polôch uhoľnej bridlice, vyskytujúcich sa v uhoľnom sloji. Vzdúvanie počvy, tečenie bokov chodieb a pilierov, zatláčanie stropu banského diela nemusí vždy bezprostredne spôsobovať len napúčavosť, taktiež môže byť spôsobené bridličnatosťou, ktorá reprezentuje zníženú súdržnosť hornín náchylných na tvorenie bridličnatých plôch.

Tekuté horniny. Niektoré horniny z vulkanicko-detritickej formácie handlovsko-nováckej sa vyznačujú v prirodzenom stave tekutosťou, z hľadiska hydrogeologického reprezentujú zvodnený horizont handlovsko-nováckej uhoľnej panvy.

K tekutým horninám zaraďujeme vodou nasýtené nesúdržné horniny ako napr. jemnozrnné piesky o priemere zŕn 0,2—0,01 mm s prímesou ílovitých a hlinitých častíc o priemere 0,01—0,001 mm, resp. aj menej. Keď sa vyskytujú v strope a sú od sloja oddelené menšou než 30 m vrstvou nadložných kompaktných ílov, bývajú príčinou veľkých technických ťažkostí a môžu spôsobiť i katastrofy vo forme prievalov vody s rozmoknutou horninou. Horniny uvedených vlastností sú práve tekuté horniny — v českej odbornej literatúre sú označované ako „kuřavky". Okrem nich sa vyskytujú aj tzv. tekuté piesky. *Typickým reprezentantom tekutých pieskov sú modro-kamenské medzislojové kremenné piesky.* Sú to vodou nasýtené čisté kremenné piesky, bez ílovitých a hlinitých prímesí, ktoré sa nesprávne zameňujú alebo stotožňujú s pravými tekutými horninami. Rozdiel medzi tekutými pieskami a pravými tekutými horninami je v tom, že tekuté piesky sa dajú odvodniť, kdežto pravé tekuté horniny sú len ťažko odvodniteľné, prípadne sa odvodniť vôbec nedajú. Je potrebné poznamenať, že medzi pravými tekutými horninami a tekutými pieskami je celý rad prechodov, a že podobné horniny sa raz blížia pravým tekutým horninám, inokedy zas tekutým pieskom, čo záleží na pomere jednotlivých frakcií zŕn, z ktorých sa hornina skladá. Otázka odvodnenia a technického zvládnutia tekutých hornín má v našich podmienkach veľký význam. Úspech odvodnenia závisí od stupňa spôsobilosti horniny udržať vodu a taktiež od stupňa jej priepustnosti pre vodu. Pritom spôsobilosť tekutej horniny udržať vodu vzrastá so zmenšovaním priemeru zŕn, so zväčšovaním množstva zŕn majúcich nepravidelný tvar a so zväčšovaním obsahu ílovitých častíc.

Mechanické vlastnosti:

Delia sa na mechanické a deformačné

— prostá pevnosť v tlaku	σtl	— modul pružnosti Youngov (E)	
— pevnosť v priečnom ťahu	σt	— súdružnosť (c)	
— pevnosť v ťahu za ohybu	σo	— uhol vnútorného trenia (φ)	
— pevnosť v strihu	τ	— Poissonova konštanta (m)	

Výsledky reprezentujúce horniny na handlovskom ložisku sú v tabuľke č. 2.

Tabuľka č. 2

Makropopis	σ_{tl} kp/cm²	σ_t kp/cm²	σ_o kp/cm²	$\tau_{45°}$ kp/cm²	$m<10^3$	E kp/cm	c kp/cm²	φ °
detrit páskovaný lesklý	189	6,0	30	30,5	7,9	10,4	19,0	71
metaxylit	—	—	—	—	—	—	—	—
metadetrit	—	—	—	48,0	—	—	—	—
xylit	238	17,2	32	88	4,6	6,7	32,0	60
detrit páskov.	290	14,6	26,5	73	5,6	6,3	29,0	67
detrit xylitický	233	13,6	11	60	7,5	7,2	28,0	63
detrit xylitický lesklý	—	—	—	37,5	—	—	—	—
uhoľný íl	—	—	—	36,0	—	—	—	—
nadložné sivé íly	98	15,8	51	38,0	12,5	4,6	18,0	62
podložné and. tufity	96	5,2	23	40	11,6	4,3	11,0	64

Z tabuľky č. 2 vyplýva, že horniny majú pomerne vysokú hodnotu Poissonovej konštanty v porovnaní s uhlím a na druhej strane vlastnia nižšiu súdržnosť ako uhlie. Taktiež pevnosť v prostom tlaku je podstatne nižšia ako pri uhlí. Je to spôsobené pretvárajúcimi vlastnosťami hornín, pri ktorých je plastické pretváranie väčšie ako u uhlia. Z uhoľnej hmoty s vyšším stupňom preuhoľnatenia nie je možné vykonať uvedené pevnostné skúšky, nakoľko je ona značne porušená drobnou tektonikou, ktorá nedovoľuje vyhotoviť z nej skúšobné teleso. Preto výsledky týchto hodnôt v tabuľke chýbajú.

Novácke ložisko

Na nováckom ložisku je dobývateľne vyvinutý len jeden uhoľný sloj. Jeho mocnosť je kolísavá obyčajne sa pohybuje v rozmedzí 7—12 m. Sloj, podobne ako na handlovskom ložisku, je „prerastený" ílovito-piesčito-tufickými medzivrstvami. Z nich niektoré majú veľké plošné rozšírenie a stálu mocnosť. Typická je medzivrstva o mocnosti okolo 15 cm, miestne nazývaný „hrubý pás", ktorá sa vyskytuje spravidla vo vzdialenosti 2,0—2,5 m od nadložia. Ďalej sú to dve medzivrstvy miestne označované ako „sestričky", ktoré majú mocnosť 2—5 cm a vyskytujú sa obyčajne vo vzdialenosti 4,0—4,5 m od počvy sloja.

Generálny smer sloja je, podobne ako aj v ostatnej časti handlovsko-nováckej uhoľnej panvy, SSV—JJZ. Sklon uloženia sloja je značne premenlivý, súvisiaci s tektonickým porušením. Každá väčšia tetkonická kryha má svoj vlastný sklon a smer, spôsobený tektonickými pohybmi.

Sloj je miestami porušený puklinovou tektonikou. Nadložie sloja má obyčajne dvojaký charakter. V okrajových častiach ložiska (dobývacie priestory bane Mier a Lehota) je hlavný uhoľný sloj prikrytý len malou mocnosťou nadložných ílov, prípadne tieto úplne chýbajú. Preto leží priamo na sloji detriticko-vulkanická formácia handlovsko-novácka. Vtedy sú jeho dobývacie podmienky podobné ako v západnej časti ložiska Handlová (baňa Cígeľ). Vzhľadom na pestrý

faciálny vývoj detriticko-vulkanickej formácie, ktorá zapríčinila časté striedanie priepustných a nepriepustných hornín, vyskytujú sa v tejto formácii viaceré zvodnené horizonty, miestami navzájom hydraulicky spojené. Formácia je lokálne slabo diageneticky spevnená, ktorá skutočnosť vyvoláva prítomnosť tečúcich hornín (pozorované pri niektorých prívaloch v bani). Na druhej strane štrkozlepence sú lokálne aj silnodiageneticky spevnené najmä s kremitým a vápnitým tmelom a tieto spôsobujú značné ťažkosti pri dobývaní uhlia. Chovajú sa ako tzv. ťažký strop, spôsobujúci oneskorené zavaľovanie pri dobývaní stenovaním na zával.

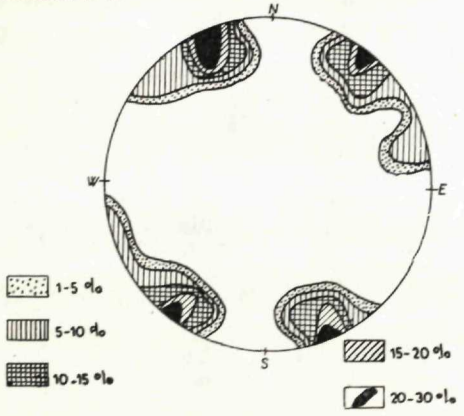
Tektonika

Údaje o tektonike uvádzané na handlovskom ložisku platia vo všeobecnosti aj pre novácke ložisko, s tým rozdielom, že na nováckom ložisku chýbajú prešmyky. Vyplýva to zo spoločného vývoja tektoniky tejto panvy. Generálnym smerom väčších tektonických zlomov, ktoré rozbili ložisko na sústavu viac-menej poklesnutých krýh ostáva opäť smer SV—JZ.

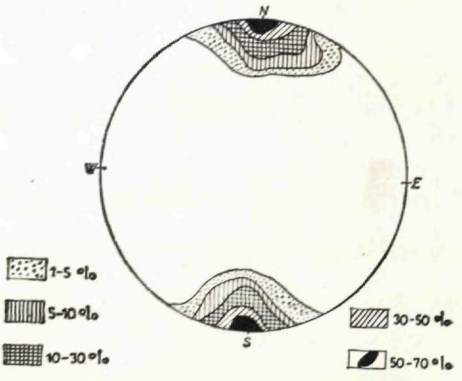
Drobnotektonické elementy môžeme interpretovať z tektonogramov. Na obr. č. 2 je pólový oblastný tektonogram z Bane Mier, z ktorého vyplýva, že generálny smer drobnotektonických prvkov (pukliny, trhliny) je VSV—ZJZ, pričom rozptyl smeru drobnotenktonických prvkov je cca 20° na jednu alebo druhú stranu.

Na obr. č. 3, sú znázornené pukliny a trhliny z Bane Mládeže. Z obrázku

Obrázok č. 3.



Obrázok č. 4.



vyplýva, že tu sa uplatňujú dva smery drobnotektonických prvkov. Prvý (prevládajúci smer) je ZSZ—VJV a druhý približne kolmý na predošlý VSV—JJZ.

Z obr. č. 4, reprezentujúceho baňu Lehota, vidno, že na tejto bani dominantne prevláda smer puklín a trhlín V—Z.

Počet trhlín a puklín na nováckom ložisku sa pohybuje 5—10 na meter.

Vcelku z doterajších výskumov o tektonike handlovsko-nováckej uhoľnej panvy vyplýva:

1. Prevládajúcim smerom hlavných tektonických zlomov je smer SV—JZ. Sprievodné poruchy sa od tohto smeru odchyľujú o uhol do 30°—45° na jednu alebo druhú stranu.
2. Drobnotektonické prvky ako sú strihy, ťahové pukliny majú smer zhodný jednak so smerom hlavných zlomov a jednak so smerom sprievodných porúch. Ostatné smery sú náhodilé, zriedkavé a teda i nezákonité pre túto panvu.

Fyzikálne a mechanické vlastnosti

Z hľadiska baníckeho sú úložné pomery na nováckom ložisku značne nepriaznivejšie ako na handlovskom. Spôsobujú to dva faktory:

1. Komplikovanejšia hydrogeologická stavba ložiska. To znamená väčší počet zvodnených horizontov s lokálne napätou vodnou hladinou.
2. Nedostatočná ochranná vrstva ílov oddeľujúcich zvodnené horizonty od ťaženého uhoľného sloja a ich nepriaznivé vlastnosti z hľadiska fyzikálno-mechanického.

V okrajových častiach ložiska (dobývacie priestory bane Mier a Lehota) je hlavný uhoľný sloj prikrytý len malou mocnosťou nadložných ílov, prípadne tieto úplne chýbajú. A preto je prikrytý detriticko-vulkanickou formáciou (podobne ako v západnej časti bane Cígeľ).

Typické nadložné íly novácke alebo handlovské sú vlastne v pravom petrografickom slova zmysle ílovce sivozelenej farby s črepovitým rozpadom. Ich fyzikálno-mechanické vlastnosti sú oveľa priaznivejšie ako u ílov v detriticko-vulkanickej formácii.

Tabuľka č. 3

Makropopis	merná hmotnosť g/cm³	objemová hmotnosť g/cm³	vlhkosť %	objemová hmotnosť suchá g/cm³	pórovitosť %	číslo pórovitosti —	stupeň hustoty —	stupeň nasýtenia —
detrit páskovaný	1,57	1,32	47,2	0,90	42,5	0,75	0,58	100
xylitický hemidetrit	2,30	1,70	28,0	1,37	41,2	0,70	0,58	85
nadložné íly	2,55	1,81	35,0	1,34	47,0	0,98	0,52	98
íly z detrit. vulk. formácie	2,68	1,97	26,5	1,57	41,2	0,71	0,59	98
podložné íly	2,64	1,95	26,3	1,55	41,5	0,71	0,58	98
andezitové pyroklastiká	2,66	2,09	14,0	1,85	30,5	0,45	0,69	76
pieskovce	2,66	1,91	25,2	1,53	42,7	0,74	0,57	90

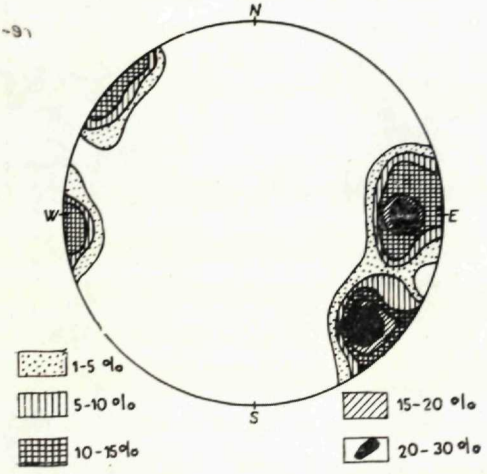
Pokiaľ sa v nadloží ťaženého uhoľného sloja vyskytujú uvádzané ílovce v dostatočnej hrúbke (20—30 m) nehrozí nebezpečie zaplavenia banských diel vodou a tekutými pieskami. Tieto ílovce pri styku s vodou takmer nemenia svoj pevný konzistečný stav a teda ani nenapučiavajú, resp. len veľmi málo napučiavajú.

V prípade, že bezprostredné nadložie tvoria íly detriticko-vulkanickej formácie sú obyčajne slabo diageneticky spevnené, náchylné na napúčavosť. Pri styku s vodou sú schopné prijímať do svojej štruktúrnej mriežky ďalšie molekuly vody, ktorá spôsobuje napučiavanie a mokvanie. Ak sa poruší ich stabilita, môžu sa chovať dvojakým spôsobom.

Tabuľka č. 4

Makropopis	σ_{tl} kp/cm²	σ_t kp/cm²	σ_o kp/cm²	$\tau_{45}°$ kp/cm²	m	E 10^3kp/cm²	c kp/cm²	φ °
detrit páskovaný	162,0	7,6	44,0	23,0	4,02	5,9	18,4	70
xylitický hemidetrit	85,0	7,0	38,0	14,5	6,8	4,0	11,5	56
nadložné íly	63,0	8,1	—	—	5,1	4,9	11,3	50
íly z detriticko vulkanickej formácie	50,2	3,2	19,0	18,1	9,6	3,0	6,0	60
podložné tufit. piesčité íly	37	—	—	—	—	—	—	—
andezitové pyroklastika	165	7,2	—	32	12,0	7,7	17,0	66
pieskovce	61	3,3	15	34	11,5	3,3	7,0	64

Obrázok 5



1. Pri malom porušení, keď sa vytvoria menšie poruchy, trhliny, pukliny, ktorými preniká voda, sa časom stanú nepriepustné. Mineralogické zloženie týchto ílov im umožňuje, pri styku s vodou, zväčšovať svoj objem (napučiavať) až do tej miery, že zamedzia prístup ďalšej vode, nakoľko napučiavajúci íl vyplní celý priestor vzniknuty porušením horniny.
2. Ak porušením stability ílov vznikne medzi porušenými stenami dostatočne veľký priestor (napr. ako je chaotický zával vznikajúci pri poddolovaní), porušené íly sa dostanú do zvodeného prostredia, v dôsledku priaznivého mineralogického zloženia a slabého stupňa diagenézy budú priberať molekuly vody medzi jednotlivé pakety kryštálovej mriežky, tým sa slabo stlmená hornina rozrušuje na stále menšie čiastočky až do mikrorozmerov. Dôjde k pochodu recipročnému koagulácii a hornina prejde opäť do roztoku, teda do stavu gélovitého. V tomto prípade ílovitá hornina, ktorá sa nachádzala v plastickom konzistenčnom stave, pri styku s vodou, prechádzala do konzistenčného tekutého stavu. Takáto fyzikálna premena — je veľmi nepriaznivá pre banskú činnosť, nakoľko spôsobuje podstatné zníženie všetkých pevnostných vlastností horniny (pevnosť v prostom tlaku, ťahu, strihu atď.) až na nulovú hodnotu.

Modrokamenské ložisko — baňa Dolina

Úložné pomery

Na modrokamenskom ložisku sú dva uhoľné sloje: spodný (starší) a vrchný (mladší) uhoľný sloj. Spodný uhoľný sloj je lokálne roštiepený na dve lavice, ktoré z baníckeho hľadiska možno označiť za dva samostatné uhoľné sloje; spodná lavica spodného sloja je tretí sloj.

Tretí sloj je bez priemyselného významu pre nepravidelný vývoj, malú mocnosť a malú plošnú rozlohu. V oblasti osady Slatinka dosahuje maximálnu mocnosť 2 m, z čoho však spodné dve tretiny až tri štvrtiny mocnosti tvoria uhoľné bridlice a uhoľný íl a to spôsobuje nízku výhrevnosť.

Vrchná lavica spodného sloja, teda druhý sloj, je v dobývateľnej mocnosti vyvinutý len v západnej časti, čiastočne zasahuje aj do strednej časti modrokamenského ložiska. Vyznačuje sa nepravidelnou mocnosťou, častým vykliňovaním a nasadzovaním. Najpravidelnejšiu mocnosť má oblasť medzi obcou Dolné Strháre, osadami Slatinka, Háj a Suchý Bukovec. V severovýchodnej časti ložiska medzi obcami Dolné a Horné Strháre nie je vyvinutý, prípadne len v nedobývateľnej mocnosti.

Najpravidelnejší vývoj, rozšírenie a kvalitu má vrchný — prvý uhoľný sloj mocnosti do 2,2 až 3,0 m, ktorý obsahuje aj najväčšie zásoby.

Tektonika

V juhoslovenskej uhoľnej panve sú vyvinuté dve veľmi markantné sústavy poklesov, z nich hlavná má smer severovýchodný, druhá je približne severozápadná. Tieto dislokácie rozbili celú panvu na *sústavu hrástí a priekopových prepadlín.*

Rozlišujú sa 4 hlavné kryhy:

1. *západná kryha* je ohraničená na východe zlomom, ktorý prechádza v línii Horné, Stredné a Dolné Plachtince. Táto časť má síce vyvinutý úplný sled miocénnych vrstiev, je však z baníckeho hľadiska bezvýznamná, lebo uhoľné sloje tu vykliňujú,
2. *juhozápadná vysunutá kryha* reprezentuje dobývací priestor bane Dolina. Západnú hranicu tvorí vyššie spomenutý zlom (plachtinský). Východnú hranicu tvorí zlom prebiehajúci v línii Horné a Dolné Strháre, Pôtor, Bušince. Táto oblasť má v produktívnom súvrství z baníckeho hľadiska vyvinuté 3 uhoľné sloje a je hospodársky najvýznamnejšia. Pre výrazné tektonické ohraničenie od ostatnej časti panvy nazývame túto časť modrokamenským uhoľným ložiskom.
3. *Poklesová stredná kryha — priekopová prepadlina* — je obmedzená na západe poklesom, ktorý tvorí východnú hranicu vyššie uvedenej vysunutej oblasti, na východe tvorí hranicu zlom prebiehajúci v línii Ľuboreč — Trenč. Táto priekopová prepadlina, ktorá má vyvinuté všetky miocénne vrstvy až po vrchný tortón je rozbitá na viacero krýh upadajúcich do stredu. V novších prácach sa táto časť panvy označuje ako „Vatovecká medzikryha (Račický 1952).
4. *Severovýchodná kryha — lučenecká* — je z hľadiska dnešných kritérií hospodársky bezvýznamná.

Najväčšie zlomové poruchy majú výšku poklesu 10 až 40 m. Okrem toho sú početné niekoľkometrové poklesy, ktoré sa vyskytujú samostatne alebo sprevádzajú hlavné dislokácie, prípadne lemujú hlavné poruchy.

Sústava poklesov severovýchodného smeru, ktorá križuje hlavnú sústavu porúch

nie je tak ostro vyvinutá a výška poklesu je obyčajne menšia. Úklony zlomových plôch, zistené banskými prácami, sa pohybujú medzi 60°—80°.

Drobná tektonika je podobne ako aj na ostatných doteraz uvádzaných ložiskách zastúpená ťahovými puklinami, strihmi, vrstevnou bridličnatosťou a klivážou.

Z tektonogramu na obr. č. 5 vyplýva, že uvedené pukliny a trhliny, ktoré sa na ložisku vyskytujú vo veľkom množstve, sú dobre pozorovateľné v uhoľnom sloji, majú smer súhlasný so smerom hlavných tektonických porúch. Môžeme konštatovať, že dynamika procesu tvorenia drobnotektonických elementov je totožná s dynamikou tvorenia hlavných a sprievodných tektonických porúch.

Fyzikálne vlastnosti

Tabuľka č. 5

Pôdomechanický názov horniny	Medza tekutosti	Index plasticity v %	Medza plasticity v %	Stupeň konzistencie
ílovitá hornina	55,4	29,7	25,7	0,88
ílovitá hornina	64,7	37,2	27,4	0,95
ílovitá hornina	61,0	31,7	29,3	1,00
ílovitá hornina	56,4	31,0	25,4	0,88
ílovitá hornina	54,2	33,1	21,1	1,00
ílovitá hornina	63,2	37,9	25,3	0,90
ílovitá hornina	52,4	38,5	13,9	0,60
ílovitá hornina	49,5	28,6	20,9	0,71

Z tabuľky č. 5 vyplýva, že na základe stupňa konzistencie môžeme modrokamenské nadložné íly zadeliť do stavu tuho plastického až do stavu pevného, čo zodpovedá aj petrografickému zloženiu horniny, nakoľko uvedené nadložné íly sú v pravom petrografickom slova zmysle ílovcami a nie ílmi ako sa toto pomenovanie mýlne tradične už dlhé roky používa.

Fyzikálno mechanické vlastnosti

Z hľadiska mechaniky hornín reprezentujú horniny budujúce horský masív bane Dolina, jednak typické horniny (nadložie a podložie) ale aj typické zeminy — medzislojové kremenné piesky. Prítomnosť medzislojových pieskov značne sťažuje banícku činnosť, nakoľko tieto vždy sú vodonosným horizontom a preto sa musia odvodňovať. Po odvodnení sa tieto čiastočne zhutňujú. Ich odvodnenie je pomerne jednoduché; stačí navŕtať uvedený zvodnený horizont a voda vytečie. Je to spôsobené tým, že kremenné piesky majú pomerne dobré granulometrické vytriedenie a výhodné mineralogické zloženie. Sú zložené takmer výlučne zo zŕn kremeňa, v malom množstve zo zŕn živcov, hydroxidov železa. Ilovitá frakcia v nich takmer úplne chýba, resp. ak sa vyskytuje, tak tvorí celé polohy. Preto voda

vypĺňuje iba intergranulárne priestory a nie je pútaná molekulárnou väzbou ako tomu býva v prípade prítomnosti ílovitej frakcie. Nadložie uhoľných slojov je tvorené ílovitými horninami, ktoré majú fyzikálno-mechanické parametre uvedené v tab. č. 6.

Tabuľka č. 6

Makropopis	merná hmotnosť g/cm³	objemová hmotnosť g/cm³	vlhkosť %	objemová hmotnosť suchá g/cm³	pórovitosť %	číslo pórovitosti —	stupeň hustoty —	stupeň nasýtenia —
detrit páskovaný	1,54	1,27	58,0	0,81	47	0,91	0,53	98
uhoľný íl	1,83	1,46	41,0	1,04	43,4	0,77	0,57	98
jemnozrný pieskovec	2,63	2,06	20,7	1,71	34,8	0,53	0,65	102
sivozelený piesčitý íl	2,73	2,18	17,0	1,86	31,8	0,47	0,68	100
sivozelený íl	2,58	1,92	29,2	1,48	42,4	0,74	0,57	102

Mechanické vlastnosti

Makropopis	σ_{tl} kp/cm²	σ_f kp/cm²	σ_o kp/cm²	$\tau_{45}°$ kp/cm²	m —	E 10^3kp/cm²	C kp/cm²	φ °
detrit páskovaný	225	6,9	31,6	48,3	4,5	5,4	19,3	69
uhoľný íl	86	6,8	48	31	9,6	2,7	12,0	58
jemnozrný pieskovec	25	2,4	9	7	—	—	4,0	54
sivozelený piesčitý íl	28	2,0	6	13	8,8	1,0	3,7	61
sivozelený íl	53	3,2	15	24	7,0	3,0	6,5	62

Štruktúrno-geologická charakteristika horského masívu

Z hľadiska štruktúrnej geológie zaraďujeme horský masív tvoriaci výplň treťohorných uhoľných ložísk na Slovensku medzi štruktúry diastrofické (tektonické), porušené disjunktívnou (nespojitou) zlomovou tektonikou.

Z morfologického hľadiska ide takmer vyložene *o poklesovú tektoniku* tvoriacu obyčajne priekopové prepadliny. Konkrétne *u nováckeho ložiska ide o dvojstrannú asymetrickú priekopovú prepadlinu*, ktorá je na západnej strane obmedzená veľkou zlomovou líniou, tzv. malomagurským zlomom, prebiehajúcim približne S—J smerom. Výška skoku dosahuje v niektorých miestach 400—700 m, na protiľahlej strane je celková výška skoku hlavného poklesu kompenzovaná menšími stupňovitými zlomami na rad menších poklesov. Menšie prešmyky

boli pozorované iba na handlovskom ložisku v spojitosti s prerážaním uhoľného sloja andezitovými pňami.

Z hľadiska kinematiky zaraďujeme uvedené tektonické poruchy medzi strihové, svedčí o tom priestorové rozloženie v teréne a uhol sklonu, ktorý sa pohybuje 40—60°, čo odpovedá, v zmysle Anderssona (in Vachtl — Jaroš 1967), strižnej poklesovej tektonike. Z dynamického hľadiska je potrebné spomenúť, že na tvorbe zlomovej tektoniky sa v prvom rade podiela sila pôsobiaca vo smere zemskej tiaže. Prejavy horotvornej (vulkanickej) činnosti a s ňou spojená tangenciálna (horizontálna) sila prichádza v úvahu iba v bezprostrednom okolí prívodových andezitových sopečných kanálov na handlovskom ložisku, čo sa prejavuje evidovanými prešmykmi. Potom silové pole (vonkajšia sila) pôsobiace na určitú vrstvu horského masívu je jednoosové pôsobiace vo smere zemskej tiaže. Vzhľadom na to, že uvedený horský masív je heterogénny, nerovnorodý, uvedené jednoosové silové pole vytvára v masíve trojrozmerné napäťové pole, ktoré môžeme vyjadriť ako δ_1, δ_2 a δ_3.

Orientácia a priestorové rozloženie tektonických zlomov je zákonitým prejavom a charakteristikou rozloženia napätia v anizotropnom napäťovom poli, t. j. vyjadruje reláciu medzi δ_1, δ_2 a δ_3.

Podľa G z o v s k é h o (1960) pri jednom a tom istom systéme pôsobenia vonkajších síl môže sa na určitom mieste napäťové pole masívu viackrát zmeniť, pričom každá zmena môže byť zastúpená dvojicou geneticky spätých strihových porúch rôzne orientovaných v priestore.

Ak túto skutočnosť budeme aplikovať na novácke ložisko, môžeme konštatovať, že na tomto ložisku sa počas vývoja tektoniky napäťové pole podstatnejšie nemenilo. Svedčí o tom skutočnosť, že hlavné poruchy majú približne rovnaký smer a menej častý druhý smer tvoria sprievodné poruchy. Azimutové odchýlky vo vývoji tektonických porúch sú skôr spôsobené nerovnorodosťou hmoty napäťového poľa.

Anizotrópia napäťového poľa horského masívu je spôsobená heterogénnym zastúpením jednotlivých litologických typov hornín, ktoré z hľadiska štruktúrnej geológie delíme na kompetentné a nekompetentné.

Pôsobenie silového poľa na takéto, z hľadiska fyzikálno-mechanického, nerovnorodé litologické typy hornín spôsobuje anizotropné napäťové pole, čo sa prejavuje neafinnými deformáciami.

Neafinné endogénne deformácie vznikajú z vnútorných príčin, t. j. z heterogenity deformovaného telesa. Veľká väčšina takýchto deformácii je spôsobená vrstevnatou textúrou hornín a striedaním kompetentných a nekompetentných vrstiev. Preto sa tiež mení sklon a priebeh tektonických porúch, ktoré sa chovajú podobne ako lúč svetla v optike. Pri prechádzaní nekompetentnými horninami je ich sklon miernejší a často sa stráca alebo vyznieva vo forme prizlomovej kliváže (bridličnatosti). Priestorové rozloženie a genéza tektoniky je určitým zákonitým prejavom a odrazom vonkajších síl a napätia v príslušnej časti ložiska. Jednotlivé tektonické zlomy majú určité zákonité usporiadanie a preto z ich priebehu a priestorového usporiadania dajú sa v našich podmienkach pomerne presne rekonštruovať smery a hodnoty hlavných normálnych napätí δ_1, δ_2, δ_3, tangenciálne napätie, pôsobiace na príslušnej uvažovanej ploche (v našom prípade tektonickej) a smer, hodnotu celkového napätia pôsobiaceho v danom skúmanom mieste.

Záver

Z uvádzaného rozboru bansko-geologických pomerov slovenských exploatovaných uhoľných ložísk vyplýva:

1. Fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín majú podstatne nižšie a pre banskú prevádzku aj najnepriaznivejšie hodnoty, ako majú typické skaliny. Vlastnosti týchto hornín sú na prechode medzi skalinami a zeminami.
2. Uvedené nepriaznivé fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín sa ešte znásobujú prítomnosťou zvodnených horizontov, prítomných takmer na každom ložisku.
3. Banské práce sťažuje tiež tektonika germanotypového poklesového charakteru, resp. na handlovskom ložisku aj prešmyky. Silné tektonické porušenie niektorých častí ložísk spôsobuje, že sa tieto stávajú nebilančnými. Ďalej nepriaznivo vplýva na výstuž, ktorá sa postupne deformuje a potom sa stáva neschopná prevádzky.
4. Na každom ložisku, so zvyšovaním stupňa preuhoľnatenia, zvyšuje sa počet plôch diskontinuity. Takže v metafáze v južnej a východnej časti handlovského ložiska ich počet nadobúda hodnotu až 100 ks/meter.

LITERATÚRA:

SLÁVIK J. — BRODŇAN: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce. Zprávy 38, Bratislava 1966.

ČECHOVIČ V.: Geológia juhoslovanskej uhoľnej panvy. Geologické práce. Zošit 53, Bratislava 1952.

ČECHOVIČ V.: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava 1959.

GZOVSKIJ: Problémy tektonofyziky. Trudy pervogo všesojuznogo tektonofizičeskogo soveščanija, Moskva 1960.

HUČKO A. — SLUKA J.: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností uhlia a sprievodných hornín v južnej časti dobývacieho priestoru HUB. Zpráva BVÚ Prievidza 1965.

HUČKO A. — SLUKA J.: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností uhlia a sprievodných hornín v revíroch SUB. Zpráva BVÚ Prievidza 1966.

HUČKO A. — SLUKA J.: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností uhlia a sprievodných hornín na bani Dolina. BVÚ Prievidza 1965. Zpráva.

MIRONOV K. V.: Poiski i razvedka ugoľnych mestorožděnij. Izdateľstvo „Nedra", Moskva 1966.

SLÁVIK J. — ŠINÁLY T.: Tektonika handlovského ložiska. Geologické práce. Zošit 63, Bratislava 1962.

SLUKA J.: Nové poznatky z tektoniky nováckeho ložiska. Technicko-ekonomické informácie VVS — HU — Prievidza — (teraz BVÚ), roč. 1964, č. 4.

SLUKA J.: Charakteristika nováckych ílov z hľadiska banskej prevádzky. Uhlí č. 2, roč. VIII. 1966.

SLUKA J.: Petrografická štúdia uhlia a sprievodných hornín v exploatovaných ložiskách SUB so zameraním na výskyt voľného SiO_2. BVÚ Prievidza 1967. Správa.

VACHTL J. — JAROŠ J.: Struktúrní geológia. Státní nakladatelství pedagogické literatúry, Praha 1967.

Engineering — Geological Conditions of the Exploited Coal Deposits in Slovakia

JOZEF SLUKA

This paper deals with engineering-geological conditions of the exploited Tertiary coal deposits in Slovakia from the mining point of view. These deposits represent a transition between hard rocks and typical soils, the physical-mechanical rock properties of those being comparatively unfavourable. During mining operations serious difficulties are considered to be due to the water considerably decreasing all the kinds of mechanical strenghts (especially as to clayey rocks) being responsible for rock deformations and resulting in slaking and swelling the working floor. The rocks are somewhere highly dislocated. Tectonics is of Germanotype nature producing normal faults, locally reverse faults may occur (the Handlová deposit). The number of discontinuity planes increases on the each deposit by increasing the degree of coalification. The clayey rocks are often affected by bedding schistosity coincident with the corresponding block schistosity. Due to fracture cleavage, the separate dislocations are segmented to a number of segments gradually subsiding or uplifting, being responsible for graben or horst formation from the tectogenetic point of view.

Výskyt alofánu a možnosti jeho určenia v niektorých pôdach stredného Slovenska

RUDOLF ŠÁLY — ANTON MIHÁLIK

Sur la présence de l'allophane dans quelques sols de la Slovaquie Centrale

Dans la fraction argileuse des sols européens l'allophane n'était pas très connue. Au moyen des analyses chimiques différentes et de microscope électronique on a prouvé la présence de l'allophane dans les échantillons de sols développés sur les roches des tufs andésitiques de la Slovaquie Centrale. En quelques cas, la teneur de l'allophane atteint 40 pour cent de la fraction argileuse. Quelques propriétés caractéristiques de ces sols sont dues à l'allophane, comme par. ex. haut accumulation par humus, etc.

Úvod

Určenie amorfného minerálneho podielu v pôdnom íle a v íloch vôbec poskytuje doplnkový obraz o ich chemickom a mineralogickom zložení. V niektorých prípadoch môže však amorfný podiel tvoriť hlavnú zložku ílu a určovať jeho charakter. Medzi amorfnými pôdnymi minerálmi sa vyskytujú hlavne: opál ($SiO_2.nH_2O$), limonit ($Fe_2O_3.nH_2O$), kliachit ($Al_2O_3.nH_2O$), wad ($MnO_2.nH_2O$), alofán ($Al_2O_3.2SiO_2.nH_2O$), hisingerit ($Fe_2O_3.2SiO_2.nH_2O$), evansit ($Al_3PO_4(OH)_6.nH_2O$), azovskit ($Fe_3PO_4(OH)_6.nH_2O$) a ich vzájomné medzičlánky.

Alofán bol doteraz známy ako hojný a často i dominujúci nerast v pôdach vyvinutých na mladých sopečných horninách v Japonsku, Chile, Novom Zélande. Jeho väčšie zastúpenie podmieňuje niektoré špecifické vlastnosti pôd (humóznosť, kyprosť, vysokú sorpčnú schopnosť) a viedlo k vymedzeniu samostatnej klasifikačnej pôdnej jednotky, tzv. ando-pôd. O výskyte alofánu v európskych pôdach nájdeme v doterajšej literatúre sotva všeobecné zmienky. Výrazná kyprosť a bohatá prehumóznenosť niektorých pôd v oblastiach mladotreťohorných sopečných slovenských pohorí je dávnejšie známa. Pri štúdiu ílového podielu takýchto pôd röntgenové difraktogramy získané po bežnej príprave vzoriek sú prakticky bez reflexov. Toto a výsledky ďalších analýz nás viedlo k domnienke (Šály — Mihálik 1970), že v týchto pôdach môže sa vyskytovať alofán. Táto práca je výsledkom hlbšieho preverenia spomenutej domnienky.

Podľa Browna (1955) zloženie alofánu sa udáva vzorcom $Al_2O_3.2SiO_2.nH_2O$, avšak všeobecne sa označuje týmto názvom amorfný nerast s menlivým podielom hliníka, kyseliny kremičitej a vody, malým podielom bázických zložiek a rôznym stupňom usporiadanosti molekúl i rôznou stabilitou voči špecifickým reagenciám. Fieldes (1955) rozoznáva dve formy alofánu. Forma A pozostáva z malých častíc a kyselina kremičitá sa v nich vyskytuje oddelene. Forma B má väčšie častice, v ktorých sú kyselina kremičitá a hliník nepravidelne pospájané. Jackson (1956) rozlišuje podľa rozpustnosti tiež dve formy, stabilnú a nestabilnú. Joshinaga a Aomine (1962) vedľa kryštalických nerastov izolovali i dva koloidné nerasty z ando-pôd. Prvý z nich — alofán — je podľa röntgenovej analýzy amorfný, zostáva v kyslých i zásaditých roztokoch dispergovaný. Druhý — imogolit — (názov podľa výskytu v tzv. imogo-pôdach) má už nízky stupeň kryštalinity, na elektrónovo-mikroskopických snímkach má výraznú vláknitú štruktúru, jeho rtg. — záznamy dávajú reflexy pri 14,3, 7,6 Å a slabý reflex pri 5,6 Å. Jaritz (1967) zistil asi 10 % zastúpenie imogolitu v (B) horizonte hnedej lesnej pôdy na alleröd skom sopečnom tufe v pohorí Taunus, v Nemecku.

Alofán sa vyskytuje prevažne v pôdach vekovo mladších ako jeden z článkov pravdepodobného radu premien: sopečný tuf-alofán-halloyzit-metahalloyzit. Bol však zistený i v pôdach starých, tzv. latosoloch, braunlehmoch, kde sa pokladá za produkt zvetrávania kaolinitu ba i v ílových ložiskách s hydrotermálnou premenou.

Okruh znalostí o alofáne, jeho vlastnostiach a vplyve je dnes už dosť obsiahly, vďaka prácam novozélandských a japonských autorov. Pre jeho indentifikáciu a štúdium vlastností používa sa rad metód, pričom spoľahlivejšie údaje možno získať len pomocou komplexu metód. Röntgenová analýza, ako sa už uviedlo, dáva buď nepriame negatívne údaje, alebo slúži k odhaleniu prechodných produktov od alofánu k nerastom s kryštalickou štruktúrou. Pri diferenciálnej termickej analýze sú pre alofán charakteristické: výrazná endoterma medzi 150—200 °C, a exoterma medzi 800—1000 °C. Na elektrónovo-mikroskopických snímkach tvorí alofán guľovité zhluky výrazne odlíšiteľné od okolia, veľkosti niekoľko desatín mikrometra. Infračervené spektrá alofánov z pôd a nerastných ložísk sú podobné ako spektrá syntetických hlinito-kremičitých gélov, menia sa podľa pomeru Si/Al a podľa stupňa polymerizácie Si—O tetraédrov. Absorpčné maximá sú pri vlnových dĺžkach 2,8—3,0 a 9—10 μm. Pri stanovovaní špecifického povrchu boli zistené hodnoty 300—450 m^2/g, pri sorpčnej kapacite 40—100 mval/100g. Často sa pri štúdiu používajú rozmanité chemické metódy, najmä tzv. diferenčné rozpúšťanie a izolácia alofánového podielu.

Materiál, metodika a výsledky

Analytický materiál sme získali z dvojice pôd Badín a Ilija. Pôdne — typologicky ide o humóznu nenasýtenú hnedú lesnú pôdu (profil Badín) a rankrovú pôdu (Ilija). Materskú horninu tvorí andezitový aglomerátový tuf, resp. andezit. Prvý profil sa nachádza v Kremnických horách asi 10 km západne od obce Badín v nadmorskej výške 1000 m, druhý v Štiavnických horách asi 2 km od Pučúvalského jazera, v nadmorskej výške 700 m.

Pri odobratých vzorkách sme urobili dve skupiny rozborov:

1. rozbory jemnozeme (pod 2 mm) pre charakterizovanie základných vlastností týchto pôd. Zrnitostné zloženie sa stanovilo pipetačnou metódou (10) po predchádzajúcej dispergácii ultrazvukom (17), pH elektrometricky, humus, podľa Turina, voľné Fe_2O_3 podľa Mehru — Jacksona, S — hodnota podľa Kappena, T — hodnota podľa Bobko — Askinaziho. Metódy sú popísané v práci Blacka, Hrašku etc. (2, 10).
2. rozbory ílovej frakcie (< 2 μm) izolovanej v prietokovej odstredivke po predchádzajúcej dispergácii ultrazvukom. Vo frakcii sme spálili organické látky s H_2O_2, vykonali chemický rozbor, stanovili špecifický povrch podľa Dyal — Hendricksa, snímky elektrónkovým mikroskopom boli zhotovené metódou disperzných sústav, celkové zväčšenie 18 000. DTA sa urobilo za prístupu vzduchu i v dusíkovej atmosfére na aparatúre s Pt, Pt + Rh termočlánkami a gradientom teploty 15 °C/min. Zvyšky po extrakcii s 0,5 N NaOH sme röntgenograficky analyzovali. Použili sme vzorky v trojvariantnej príprave: základná, solvatovaná glycerínom, vyžíhaná pri 550 °C a prístroj „Mikrometa 2" s goniometrom a integrátorom (podmienky: 35 kV, 16 m A, uhlová rýchlosť 2°/min.). Spomenuté metódy sú popísané v príručke Blacka etc. (1965).

Alofány podľa Hashimoto — Jacksona (1958) sme určili v extrakte získanom 2,5 minútovým varom v 0,5 N NaOH (po predchádzajúcom odstránení voľného železa podľa Mehru — Jacksona). SiO_2 v extrakte sa stanovili kolorimetricky.

Druhý spôsob určenia alofánov — metóda zmeny v sorpčnej kapacite katiónov („Delta CEC value" — Black 1965) sa zakladá na paralelnom určení sorpčnej kapacity octanom draselným pri pH = 7. Pri prvom postupe sa pred určením kapacity na vzorku pôsobí acetátovým pu-

from (pH = 3,5), pri druhom zase 2% roztokom Na_2CO_3 (pH = 10,7). Rozdiel v hodnotách sorpcie je prvou aproximáciou obsahu alofánov.

Vedľa týchto dvoch kvantitatívnych metód sme použili i kvalitatívnu metódu podľa Fieldesa — Perrotta (1967). Na vysušený filtračný papier nasýtený fenolftaleinom sme nasypali 1 g vzorky a pôsobili na ňu molárnym roztokom NaF. Pri pozitívnej reakcii na alofán, papier sčervenie. Miera sfarbenia odpovedá približne obsahu alofánu, podmienkou je kyslá reakcia vzorky.

Výsledky: Tabuľka č. 1. obsahuje niekoľko základných analytických údajov, charakterizujúcich vlastnosti pôdy. Vysoký obsah oragnických látok (C_{ox}, humus) podmieňuje aj relatívne vysoké hodnoty sorpčnej kapacity, (T — hodnota) výmenných báz (S — hodnota), straty žihaním a hygroskopickej vody. Pomerne vyrovnané hodnoty má obsah voľného Fe_2O_3 v oboch sondách. Pri hodnotách pH môžeme pozorovať vysoký rozdiel medzi reakciou aktuálnou (pH v H_2O a reakciou výmennou (pH v KCl). Pokiaľ ide o zrnitosť, obsah frakcie pod 2μm (fyzikálny íl) je v obidvoch sondách pomerne nízky ale vyrovnaný. Vysoký obsah prachovej frakcie sa nachádza v horných troch vzorkách sondy Badín 2 a vo vrchnej vzorke Ilija 2 a môže byť podmienený sprašovou prímesou. Okrem vysokého obsahu humusu je pre tieto pôdy typický výborný fyzikálny stav. V príbuzných pôdach sme zistili vo vrchných vrstvách objemovú váhu okolo 0,6 a ešte v pol metrovej hĺbke je objemová váha len okolo 1g/cm^3.

Chemické rozbory ílovej frakcie prináša tabuľka č. 2. Nízky obsah SiO_2 a vysoký Al_2O_3 a Fe_2O_3 nachádza svoj odraz aj v molárnom pomere SiO_2/R_2O_3, ktorý pri sonde Badín 2 klesá pod hodnotu 2. Tieto hodnoty molárnych pomerov sa pri kryštalických formách ílových minerálov prakticky nevyskytujú.

Za povšimnutie stoja vysoké obsahy fosforu v oboch profiloch, najmä však v profiloch Ilija. Zrejme súvisia s vysokým podielom organických zlúčenín koncentrovaných v íle, avšak i s väzbou aniónov na alofán.

Röntgenové difraktogramy vzoriek zbavených humusu a železa nemali prakticky reflexy. Až po extrakcii alofánu bolo možné rtg. analýzou zistiť prítomnosť ďalších nerastov v íle, reflexy však boli pomerne slabé. Ako príklad uvádzame obr. 1, celkové vyhodnotenie rtg. analýz obsahuje tab. 3. V nej sa tiež nachodia ďalšie fyzikálno-chemické charakteristiky ílových frakcií.

Pri vlastnom zisťovaní alofánov (tab. 4) sme pomocou metódy Hashimoto — Jacksonovej dostali vo väčšine prípadov o niečo vyššie hodnoty. Priebeh obsahu, tendencie v rámci profilov sú však pri oboch kvantitatívnych metódach rovnaké. Aj kvalitatívne skúšky podľa Fieldesa — Perrotta poskytli zhodné výsledky, podporujúce stanovenie oboch predchádzajúcich metód. Môžeme teda tieto, viac-menej krížovou kontrolou, zabezpečené výsledky pokladať za primerane spoľahlivé.

Na snímkach zhotovených elektrónovo-mikroskopicky, pri viacerých vzorkách možno vidieť guľovité alofánové zhluky a to len pri vzorkách, v ktorých chemickými metódami sa zistilo najviac alofánov, t. j. pri profile Badín vo vzorke z hĺbky 110—120 cm a pri profile Ilija vo vzorke z hĺbky 60—70 cm (obr. 3, 4).

Na obr. 2 prinášame diferenciálne termické krivky vzoriek z Badína. Vidíme, že aj napriek predchádzajúcej oxidácii peroxidom vodíka zostáva vo vrchných vzorkách hodne organických zlúčenín, ktoré svojimi termickými efektami úplne znehodnocujú záznam. Až v inertnej dusíkovej atmosfére sme dostali endotermy a exotermy, naznačujúce prítomnosť alofánov a pravdepodobne aj illitu a halloyzitu.

Základné charakteristiky pôd

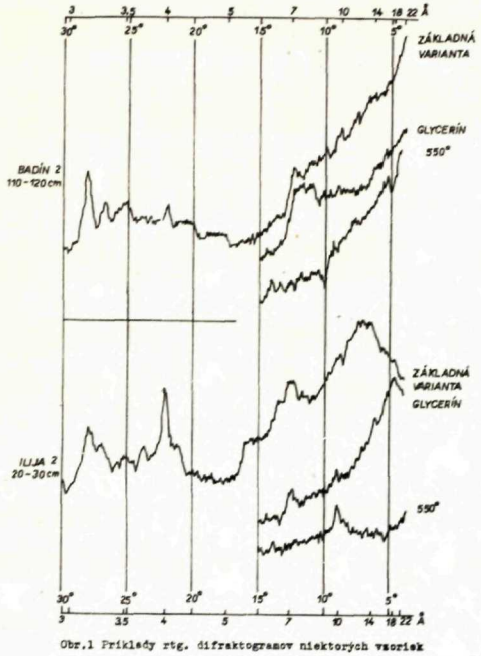
Tabuľka 1

Profil	Hĺbka	% obsah frakcií v jemnozemi (veľkosť zŕn v mm)					Skelet %	Hygr. voda %	Strata žíh. %	mval/100 g		Cox %	Voľné Fe_2O_3 %	pH	
		2–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,002	0,002				S	T			H_2O	KCl
Badín 2	5–15	8,7	19,3	38,1	22,1	11,8	15	17,32	38,52	21,0	54,2	9,34	1,70	5,05	4,30
	20–30	9,2	20,9	37,3	20,6	12,0	20	16,80	34,20	16,2	46,2	7,07	1,90	5,25	4,30
	45–55	12,1	21,7	37,1	17,9	11,2	30	15,74	29,20	16,8	42,9	4,03	1,90	5,50	4,50
	110–120	18,7	26,3	22,6	16,6	15,8	40	12,62	19,05	19,2	38,5	0,80	1,66	5,70	4,35
	150–160	16,8	32,0	27,9	11,7	11,6	45	6,91	11,10	26,1	33,9	0,17	1,70	5,90	4,90
	185–195	21,8	29,1	25,9	11,8	11,4	45	5,93	9,7	26,3	29,6	0,16	1,24	6,10	5,10
Ilija 2	3–10	9,4	14,3	38,9	23,4	14,0	50	12,46	37,7	33,6	62,0	12,72	1,45	5,20	4,50
	20–30	16,9	19,1	25,1	25,1	13,8	60	10,60	25,4	25,0	48,2	5,72	1,45	5,50	4,55
	40–50	14,7	19,4	25,1	26,3	14,5	60	9,62	20,0	22,5	43,3	3,39	1,55	5,65	4,60
	60–70	19,5	23,2	25,5	19,0	12,8	70	7,23	11,7	25,0	34,0	0,55	1,22	5,80	4,40

Chemické zloženie ílovej frakcie Tabuľka 2

Vzorka hĺbka cm	Obsah v % vyžíhanej hmoty											Molárny pomer
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	P_2O_5	MnO	K_2O	Na_2O	Σ	SiO_2/R_2O_3
Badín 2 5—15	45,98	35,30	9,23	1,13	0,71	0,70	1,09	0,13	0,68	3,04	97,99	1,88
20—30	44,88	36,93	8,48	0,85	0,71	0,64	0,90	0,16	0,60	3,20	97,35	1,83
45—55	45,80	38,34	8,65	1,13	0,40	0,64	0,57	0,21	0,52	2,40	98,66	1,77
110—120	47,22	39,18	7,88	0,85	0,40	0,54	0,24	0,16	0,40	1,60	98,47	1,84
150—160	48,55	36,58	7,21	1,69	0,20	0,61	0,33	0,27	0,28	2,48	98,20	1,98
185—195	49,49	34,23	8,07	1,97	0,40	0,70	0,45	0,28	0,28	2,60	98,47	2,10
Ilija 2 3—10	49,64	27,15	9,03	1,27	2,23	0,42	2,47	0,19	1,40	4,72	98,52	2,55
20—30	48,89	31,38	8,36	1,13	2,13	0,38	2,68	0,19	1,24	2,12	98,50	2,25
40—50	49,12	32,32	8,07	1,13	2,03	0,32	1,52	0,28	1,24	2,00	98,03	2,22
60—70	51,48	32,24	7,11	1,27	2,33	0,22	0,71	0,18	0,68	2,48	98,70	2,39

Diskusia výsledkov



Obr.1 Príklady rtg. difraktogramov niektorých vzoriek

Ílový podiel skúmaných dvoch pôd je, ako to obyčajne býva, polyminerálny. Keď odhliadneme od prímesí živcov, ako prvotných nerastov, asociácia vlastných ílových nerastov je trojaž päťčlenná. Alofánu pripadá v asociáciách významené a asi v polovici prípadov dominantné postavenie. Viac ho je v íle hnedej lesnej pôdy z Badína (20—40 %), menej v rankrovej pôde zo Štiavnického pohoria (10—25 %). Jeho obsah zrejme súvisí:

a) s materskou horninou; pri prvom profile dominuje tufový popolový materiál, v druhom prípade vlastný andezitový, teda pôvodne lávový materiál,

b) s pôdotvorným procesom a ním vyvolanými premenami ílových nerastov. Obsah alofánov smerom nahor, v smere pokročilosti zvetrávania v obidvoch prípadoch klesá. Súhlasí to s domienkou, že alofán je východiskový, resp. prechodný minerál vo vývojovom rade ílových nerastov.

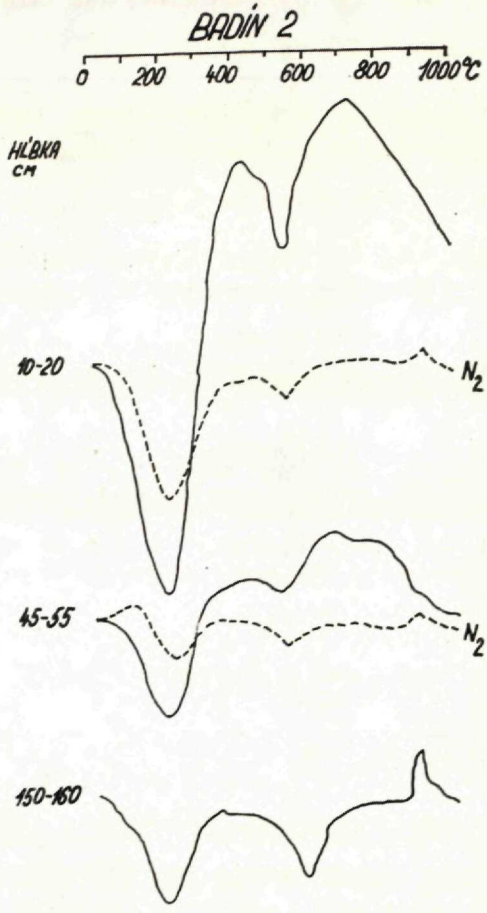
Rozdiely v obsahu alofánov, spolu s rozdielmi v zastúpení iných zložiek ílu, možno hodnotiť i ako doklad petrografickej heterogénnosti pôdnych profilov (sprašová prímes, soliflukčné vrstvy).

Dôkaz prítomnosti a rozhodujúceho významu alofánu v íle týchto pôd možno, okrem výsledkov vlastných stanovení (DTA, elektrónová mikroskopia, metóda Hashimoto — Jackson, „Delta CEC value"), vidieť i vo výsledkoch nepriamych metód. Pre toto hovorí totálna chemická analýza i stanovenia špecifických povrchov.

Veľkú prehumóznenosť týchto pôd sme doteraz spájali s relatívne vyšším obsahom báz (Ca, Mg), prípadne s vplyvom bujnej bylinnej prikrývky, ktorá sa obyčajne na týchto pôdach vyskytuje. Zistenie alofánu dáva konkrétny a vecnejší doklad pre vysvetlenie prehumóznenosti. Je známe, že alofán napomáha akumulácii humusu, pretože spôsobuje oxidatívne zmeny pri polyfenoloch, základných to stavebných zložiek humusu, vytvára organominerálne komplexy a viaže, inaktivuje mikrobiálne enzýmy, ktoré by prípadne napomáhali rozklad humínových látok. Pôdy príbuzné s pôdou z Badína sú v pomeroch Slovenska najhumóznejšie pôdy, majú napr. zásoby okolo 500 ton humusu (m/ha), čo je viac než majú ktorékoľvek iné naše pôdy lesné i černozemné, či lužné pôdy poľnohospodárske.

Inouse a Wada (1969) zistili pri adsorpcii humínových látok na rôznych druhoch ílov rôzne adsorpčné maximum, vyjadrené v gramoch C na

100 g ílu. Pri alofáne s pomerom Si/Al menšom ako 1:1,5 bola hodnota 15—17, pre alofán s molárnym pomerom Si/Al 1:1 bola hodnota 6. Pre montmorillonit sa pohybovala v rozmedzí 1,4—2,1 a pre halloyzit len 0,7 g C/100 g ílu. Citovaní autori zistili tiež, že na alofán sa prednostne sorbovali tmavé komponety humifikovaných látok s vysokou molekulovou váhou. V zhode s výsledkami tejto štúdie by boli i naše výsledky, lebo v prípade vzoriek Ilija (typ alofánu s pomerom Si/Al 1:2) je, pri polovicovom zastúpení alofánu, akumulácia humusu v jemnozemi prakticky taká ako pri vzorkách Badín. Tu je síce raz toľko alofánu v pôvodnom íle avšak tento alofán má molekulárny pomer 1:1 a asi je menej aktívny v sorpcii humusu. Nemožno však vylúčiť ani vplyv ďalších ílových nerastov pri profile Ilija (montmorillonit).



Na základe chemizmu možno konštatovať aj štruktúrne rozdielnosti medzi alofánmi z jednotlivých sond. Je práve výhodou použitej metódy Hashimoto — Jackson, že vedľa kvantifikácie obsahu alofánov umožňuje i pohľad na ich štruktúru tým, že dáva prehľad o molárnych pomeroch. Naše výsledky zapadajú do schémy Wadu (18), ktorý vyčlenil pre alofán dve medzné štruktúry s molárnym pomerom Si/Al 1:1 a 1:2. Medzi týmito krajnými hodnotami je početný vývojový rad.

Ak si všimneme hodnotu pH (rozdiel medzi výmennou a aktuálnou reakciou) vidíme, že táto je najväčšia tam, kde je najvyšší podiel alofánu v íle. To naznačuje, podobne ako pri íloch, v ktorých dominujú napučiavacie ílové nerasty, že sorpčné miesta sú ľahko prístupné výmene a aj množstvo hliníkových iónov a polymerov na povrchu nerastov je väčšie.

Z metodických problémov stojí za zmienku, že elektrónková mikroskopia dala pozitívne výsledky len pri vzorkách najbohatších na alofán. Vysvetlenie možno vidieť buď v „necitlivosti" metódy, alebo v deštrukčných vplyvoch súvisiacich s prípravou vzoriek a preparátov.*

Metóda „Delta CEC value" je z analytického hľadiska dosť náročná a zdĺ-

* Po dokončení tetjo práce sme sa oboznámili s prácou M. Hermana (Geologický zborník, SAV, Bratislava 1969, XX, 1, pp. 153—162), v ktorej popisuje citlivú metódu identifikácie alofánu pomocou elektrónovej mikroskopie.

Výsledky určenia alofánov rôznymi metódami

Tabuľka 4

Profil	Hĺbka cm	Obsah allofánov (%) stanovený podľa metódy			Obsah zložiek pri metóde Hashimoto — Jackson (%)				Molárny pomer SiO_2/Al_2O_3
		Hashi-moto--Jackson	„Delta CEC value"	Fieldes Perrott*	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	H_2O	
Badín 2	5—15	24	19	++	6,96	11,72	1,46	4,23	1,0
	20—30	24	18	++	6,42	11,72	2,00	4,23	0,9
	45—55	26	25	+++	5,99	13,23	1,60	5,63	0,8
	110—120	34	39	++++	9,84	16,25	2,34	5.97	1,0
	150—160	27	19	++	7,38	13,23	2,00	4,74	0,9
	185—195	24	23	++	6,38	11,72	2,00	4,22	0,9
Ilija 2	3—10	13	13	+	3,00	7,18	0,56	2.25	0,7
	20—30	14	13	+	3,03	8,69	1,00	2,46	0,6
	40—50	17	25	++	3,25	10,21	0,56	2,62	0,5
	60—70	20	16	++	4.75	11,72	0,40	3,54	0,7

\+ stopy alofánu
++ nízky obsah alofánu
+++ stredný obsah alofánu
++++ vysoký obsah alofánu

havá, ale pri nej sa vylučuje vplyv voľného SiO_2, Al_2O_3 a Fe_2O_3 na získané výsledky množstva alofánu. Podľa Blacka (1965) táto metóda poskytuje výsledky s presnosťou ±10 %. Spomenutý vplyv nemožno však celkom vylúčiť pre metódu Hashimoto — Jackson, kde môže niekedy hrať rolu i hliník blokovaný medzi vrstvami ílových nerastov. Preto treba dodržať doporučenie autorov metódy a neprekročiť dobu varu s NaOH.

Záver

V práci podávame stručný prehľad metód na určenie a štúdium alofánu v pôdach. Hovoríme o jeho vzniku v pôde a o význame pre pôdne vlastnosti. K vlastnému štúdiu sme vybrali 10 vzoriek z dvoch pôdnych profilov (hnedá lesná pôda a rankrová pôda) vyvinutých na treťohorných sopečných horninách na strednom Slovensku. Pomocou priamych metód (elektrónová mikroskopia, DTA, chemické metódy podľa Hashimoto — Jacksona, Fieldesa a Perrottu, i Delta CEC — value) sme zistili alofán vo všetkých pôdnych vzorkách. Nepriame metódy (röntgenová difraktometria, určenie špecifického povrchu, chemická analýza) tiež podopierajú výsledky predchádzajúcich postupov.

Obsah alofánu činil 13—39 % pôdneho ílu. Jeho zmeny v pôdnych profiloch sú odrazom petrografickej odlišnosti pôdneho materiálu a dôsledkom zmien v zložení ílu pri pôdotvorení. Obsah alofánu v oboch profiloch smerom nahor, smerom pokročilosti zvetrávania klesá. Prítomnosť alofánu pokladáme za hlavného činiteľa vysokej akumulácie humusu v týchto pôdach, ktorá dosahuje až 500 ton zásob humusu v metrovej vrstve na hektár. V akumulácii humusu sa uplatňujú špecifické odlišnosti alofánov súviciace s ich štruktúrou (väčšia väzba humusu pri alofánoch s molárnym pomerom Si/Al 1:2).

Doručené 10. 6. 1970
K tlači doporučil: Dr. Kraus, CSc.

Katedra pedológie a geológie VŠLD, Zvolen

LITERATÚRA:

AOMINE S. — YOSHYNAGA N., 1955: Soil Science, vol. 79, str. 349—358.
BLACK C. A. — EVANS D. D. — WHITE J. L. — ENSMINGER L. E. — CLARK F. E., 1965: Methods of soils analysis. Part 1, 2. Madison, USA.
BROWN G., 1955: Clay Minerals Bull. 13, str. 294—302.
BIRRELL K. S. — FIELDES M., 1952: J. Soil Sci., 3, str. 156—166.
FIELDES M., 1955: New Zeland J. Sci. Technol. B 37, str. 336—350.
FIELDES M. — WILLIMSON K. J., 1955: New Zealand J. Sci. Technol. B 37 str. 314—335.
FIELDES M. — SCHOFIELD R. K., 1960: New Zealand J. Sci. 3, str. 563—579.
FIELDES M. — PERROTT K. W., 1967: Soils and fertilizers, vol. 30, No 2 (860).
HASHIMOTO I. — JACKSON M. L., 1958: Rapid dissolution of Allophane and Kaolinite — Halloysite after dehydration. Clays and clay minerals. Seventh National Confer. Washington.
HRAŠKO J. a kol., 1962: Rozbory pôd. SVPL Bratislava.
INOUE T. WADA K., 1969: Soils and fertilizers, vol. 32, No 2, (886).
JACKSON M. L., 1956: Soil Chemical Analysis. Madison, Wisconsin.
JARITZ G., 1967: Zeitschrift Pflanzenernähr. Düngung Bodenkunde 117, str. 65—77.
KANNO I., 1959: Advan. Clay Sci. (Tokyo) 1, str. 213—233.
RICH C. J. — KUNZE G. W., 1964: Soil Clay Mineralogy, A. Symposium, The University of North Carolina Press, Chapel Hill.
ŠÁLY R. — MIHÁLIK A., 1970: Ílové nerasty v lesných pôdach na Slovensku, SAV Bratislava.
ŠÁLY R. — MIHÁLIK A., 1968: Časopis pro mineralogii a geologii 13, č. 2 str. 175—184.
WADA K., 1967: Americ. Mineralogist 52, 5—6, str. 690—708.
YOSHYNAGA N. — AOMINE S., 1962: Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo) 8 (2) str. 6—13, 8 (3) str. 22—29.

Allophane Occurence in Some Central Slovakian Soils and Possibilities of its Determination

RUDOLF ŠÁLY — ANTON MIHÁLIK

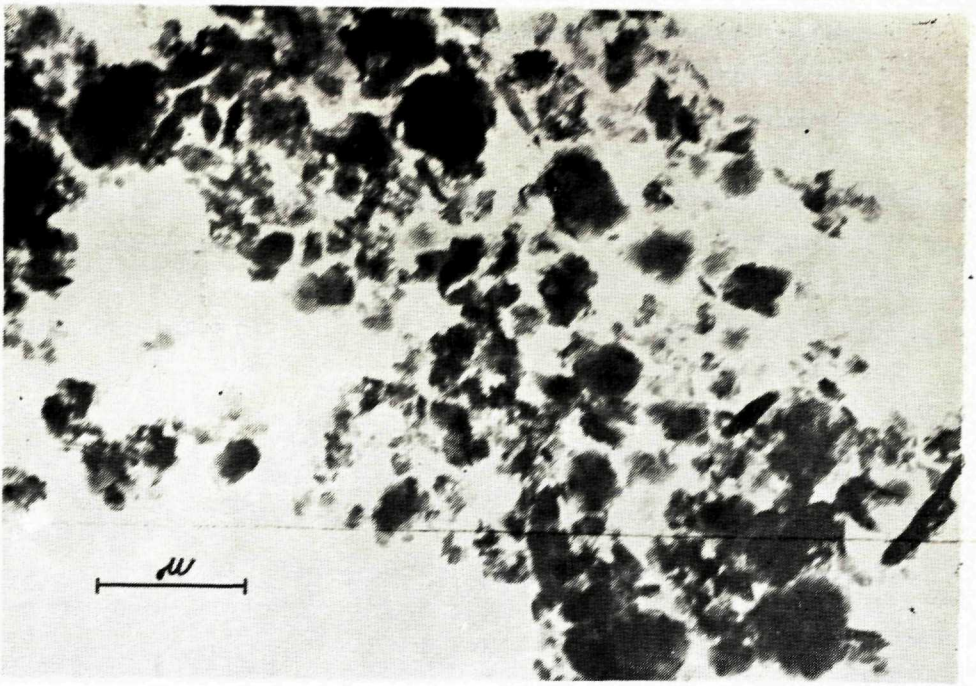
In the present paper, a brief summary of methods concerning the allophane determination in soils is given. At the same time, the authors describe the allophane formation in soils and its importance, as to soil properties. Ten samples from two soil profiles (brown forest soil and Ranker soil) occuring on the Tertiary volcanic rocks of Central Slovakia were subject to detailed investigation. By using direct methods (electron microscopy, differential thermal analysis, chemical methods according to Hasmihoto — Jackson, Fieldes and Perrot as well as Delta CEC — value) in all the soil samples presence of allophane was proved. The results obtained in this way were also supported by indirect methods (X — ray diffraction study, specific surface determination, chemical analysis).

Basic analytical characteristics of soils are shown in Tab. 1. Data concerning the chemical and mineralogical composition of soil clay are given in Tab. 2 and 3. Allopphane amounts determined by various chemical methods are shown in Tab. 4. Figure 1. gives examples of X — ray diffractograms of clay samples, while in Fig. 2 and 3 photomicrographs of samples abounding in allophane can be seen.

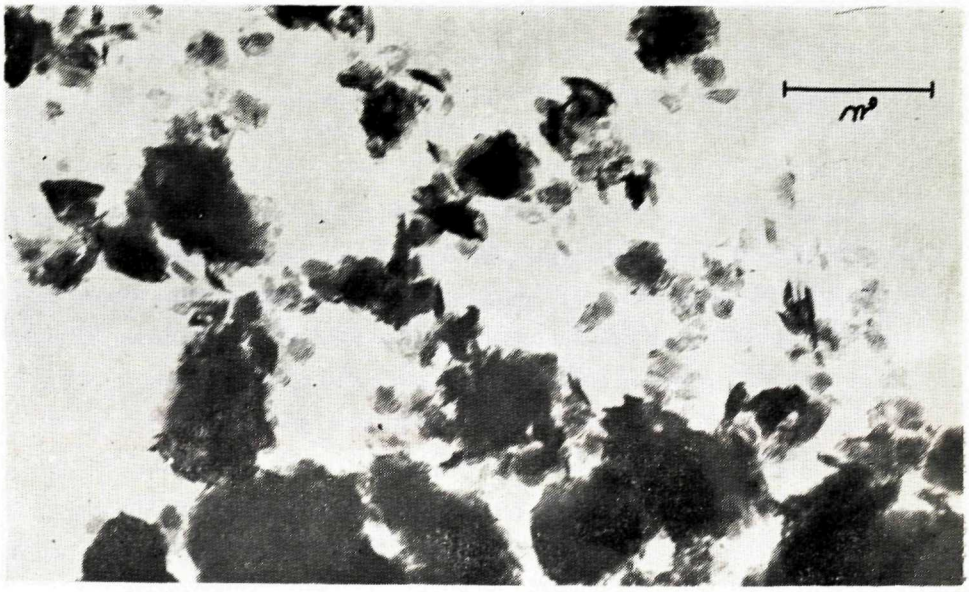
The allophane content amounts 13 to 39 per cent of soil clay. Its changes in the soil profiles are due to petrographic variability of soil material and at the same time they are considered to be the results of changes in clay composition during soil-forming processes. Towards the surface, the allophane content decreases due to intense weathering in both of two profiles. The allophane presence is believed to have been the principal agent of the high graded humus accumulation in these soils reaching about 500 tons of humus reserves in a layer being one meter thick /hectare. In the humus accumulation specific variabilities of allophanes related to their structure take place (greater humus bond of allophanes with molare ratio Si/Al 1 : 2).

K článku Rudolf Šály — Anton Mihálik: **Výskyt alofánu a možnosti jeho určenia v niektorých pôdach stredného Slovenska.**

Obr. č. 3



Obr. č. 4



Vysvetlivky v texte

Fyzikálno-chemické charakteristiky pôdneho ílu /< 2 µm/ a jeho zloženie po extrakcii 0,5N NaOH

Tabuľka 3

Profil	Hĺbka cm	Obsah voľného Fe_2O_3 %	Špecific. povrch m^2/g	Nerasty zistené v extrahovanom íle pomocou rtg. analýzy /poradie podľa odhadnutej kvantity v Å/
Badín 2	5-15	5,20	346	zmiešané štruktúry 11,0-12,6 10,8-12,6 /g/ 9,9 /ž/ illit 10,0 4,94 3,33 chlorit 13,5 /ž/ 7,0 /ž/ živce 3,17 4,03+ kremeň 4,24 3,33
	20-30	5,10	390	zmiešané štruktúry 11,0-13,2 11,6 /g/ 9,9 /ž/ chlorit 14,0 /ž/ 7,1 /ž/ živce 3,17 4,03+ illit 10,0 4,93 3,33 kremeň 4,24 3,33
	45-55	5,20	363	zmiešané štruktúry 11,9-13,3 11,0-13,2 /g/ 9,9 /ž/ živce 3,17 4,03+ chlorit 14,5 /ž/ 7,1 /ž/ illit 10,0 4,96 3,33 kremeň 4,24 3,33
	110-120	5,30	381	zmiešané štruktúry 11,6-13,0 12,2-14,6 /g/ 9,7 /ž/ živce 3,16 4,03+ meta-halloyzit 7,2 3,52 7,3 /g/ po vyžíhaní mizne illit 9,9 4,97 3,32 chlorit 14,0 7,1 /ž/
	150-160	3,70	314	živce 3,16 4,03+ meta-halloyzit 7,35 7,35 /g/ 4,43 po vyžíhaní sa stráca zmiešané štruktúry 11,1 11,2 /g/ 11,1 /ž/
	185-195	3,70	303	živce 3,16 4,03+ zmiešané štruktúry 10,2-12,9 11,0-12,6 /g/ 9,8 /ž/
Ilija 2	3-10	3,65	248	zmiešané štruktúry napuč. 12,6 16,9 /g/ 10,0 /ž/ živce 3,20 4,03+ illit 10,0 4,97 3,33 kaolinit 7,10 3,56 po vyžíhaní sa stráca kremeň 4,23 3,33
	20-30	3,45	304	zmiešané štruktúry napuč. 12,6 16,6 /g/ 9,9 /ž/ živce 3,19 4,03+ illit 10,0 4,97 3,32 kaolinit 7,10 3,56 po vyžíhaní sa stráca kremeň 4,23 3,32
	40-50	3,20	302	živce 3,19 4,03+ montmorillonit 14,0 18,3 /g/ 9,8 /ž/ "fire clay" 7,10 3,55 difúzne reflexy kremeň 4,25 3,32
	60-70	2,60	392	montmorillonit 13,8 18,3 /g/ 9,8 /ž/ živce 3,19 4,02 kremeň 4,24 3,32 "fire clay" 7,16 3,60 difúzne reflexy

Vysvetlivky: /ž/ - žíhaná varianta
/g/ - glycerínová varianta

+ reflex 4,03 Å môže prislúchať živcom i kristobalitu

SPRÁVY

Metalogenetické provincie na území Chilskej republiky

VOJTECH ZORKOVSKÝ

Chilská republika je štát vyznačujúci sa značným bohatstvom nerastných surovín z ktorých t. č. najväčší význam majú ložiská medených, železných a mangánových rúd. Z nerudných ložísk, ložiská síry. Z hľadiska ekonomického najdôležitejšie ložiská nachádzajú sa v severnom a strednom Chile, a preto aj z hľadiska geologicko-metalogenetického tieto oblasti sú najlepšie preštudované.

Na území chilskej republiky možno z hľadiska geografického, geologického a mineralogického vymedziť tri základné metalogenetické provincie. Najdôležitejšia a najlepšie preštudovaná je tzv. metalogenetická provincia andskej geosynklinály, ktorá zaberá väčšiu polovicu severného Chile; druhá tzv. metalogenetická provincia Pobrežného pohoria zahrňuje územie Pobrežného pohoria (Cordillera de la Costa) v strednom a južnom Chile, ako aj územie Chiloé, poloostrova Taitao a súostrovia Los Chonos. Tretia metalogenetická provincia zaberá územie najjužnejšieho Chile a jej ložiská geneticky súvisia s vývojom tzv. magallanskej geosynklinály.

Okrem ložísk, ktoré vytvárajú uvedené metalogenetické provincie, vyskytujú sa na území chilskej republiky ešte ložiská, ktoré ležia mimo hraníc týchto provincií. Ich mineralizácia nemá geneticky ani chronologický vzťah ani s jednou spomenutou metalogenetickou provinciou. Vyskytujú sa v oblasti vysokých Ánd v provinciach Atacama, Antofagasta a Tarapaca. Ich genéza súvisí prevažne s pleistocénnym alebo recentným vulkanizmom. Ide hlavne o exhalačné ložiská síry (napr. ložiská Tacora, Ollagüe, Aucanquilcha a i.), niektoré ložiská mangánu (napr. v oblasti Arica), ako aj ložiská magnetito-hematitové v oblasti El Laco v provincii Antofagasta.

Metalogenetická provincia andskej geosynklinály

Metalogenetická provincia andskej geosynklinály, ako bolo už uvedené, zaberá oblasť severného Chile tiahnucu sa od južných hraníc Peru smerom na juh až po 35 rovnobežku južnej šírky. Mineralizácia jej ložísk je geneticky spätá s vývojom andskej geosynklinály v ére mezozoicko-starotrefohornej.

Vo vývoji andskej geosynklinály možno vyčleniť tri základné geotektonické vývojové cykly: (Tab. č. I.)

1) *jurský* submarínny sedimentárno-vulkanický cyklus, ktorý bol v malme ukončený morskou regresiou a orogenetickými pohybmi sprevádzajúcimi intrúziami granodioritov.

2) *Spodnokriedový* submarínny sedimentárno-vulkanický cyklus ukončený na začiatku vrchnej kriedy morskou regresiou, orogenézou a intrúziami granitoidov.

3) *Senónsko-eocénny* sedimentárno-vulkanický cyklus, ktorý bol ukončený v eocéne orogenetickými pohybmi sprevádzanými treťou intruzívnou fázou granitoidov, čím bol definitívne ukončený geosynklinálny vývoj andskej zóny.

Na každý z uvedených vývojových cyklov je viazaná istá skupina ložísk, ktoré vytvárajú často rudné pruhy alebo areály v tejto metalogenetickej provincii. Tak napr. *na jej západnom okraji vyskytuje sa rudný pruh S—J smeru,* v dĺžke viac ako 900 km, so žilnými ložiskami medených rúd, ktoré vystupujú v dioritických a gabrodioritických horninách. Ide o ložiská paragenetického typu 3 (Pozri tab. II.) geneticky viazané prevažne na intruzívny cyklus vrchnej jury. Ako príklad možno uviesť ložiská: „Carrizal Alto", „Las Animas", „Gatico", a „Tocopilla".

Vzťah medzi geotektonickým vývojom andskej geosynklinály a genézou rudných ložísk vystupujúcich v metalogenetickej provincii andskej geosynklinály

(podľa C. Ruiza - 1965)

Pravdepodobný vek zrudnenia		Fázy geotektonického vývoja andskej geosynklinály	Genetický typ ložísk	Kovy	Litologická povaha „hostiteľských" hornín	Charakteristické ložiská
Treťohory	Eocén	8 Starotreťohorná intruzívna fáza reprezentovaná: granitmi, adamelitmi, granodioritmi, monzonitovými a tonalitovými porfýrmi	Ložiská Cu-rúd typu „porphyry copper" s prímesou Mo minerálov v porfyrických intruzívach a andezitoch; rudné komíny brekciovité s turmalínom, W, Cu a Au.	Co Mo W Au malé indície U	Granodiority, tonalitové a monzonitové porfýry, andezity	Chuquicamata El Salvador Llamuco El Teniente
			Rudné žily Ag, Pb, Zn, Hg, Sb a Au v periferných častiach mineralizačných centier Cu-rúd typu „porphyry copper"	Au, Ag Pb, Zn Hg, Sb Au	Lávové prúdy andezitov, ryolitové tufy a sedimenty	Garin Zapallar Carlota Apacheta
	Senón a eocén	7 Senonsko - eocénny ryolitový a dacitový vulkanizmus	Ložiská „stratiformného" typu	Cu	Andezitové, ryolitové a dacitové tufy a ignimbrity	Amolanas El Venado Jardín
Kriedа vrchná	Cenoman a senón	6 Sedimentácia v sladkovodných lagúnach. Mineralizácia pochádza čiastočne z rozložených vulkanických hornín so syngenetickou mineralizáciou.	Syngenetické ložiská vytvorené v sladkovodných lagúnach	Cu	Vulkanicko-sedimentárne horniny hrubozrnné, pelity a sladkovodné vápence	Cerro Negro
	Cenoman	5 Vrchnokriedová intruzívna fáza reprezentovaná granodioritmi, monzonitmi a dioritmi.	Kontaktne metamorfované ložiská Fe-rúd; žilné ložiská hydrotermálne - Cu a Au-rúd v granodioritoch a andezitoch a ložiská Ag-rúd vo vápencoch, pelitoch a andezitoch.	Fe	Andezity a metaandezity	El Algarrobo El Tofo Cerro Iman
				Cu Au	Granodiority, andezity, albitofýry	Manto Verde Punta del Cobre Tamaya, Punitaqui Andacollo
				Ag	Vápence, pelity a andezity	Chanarcillo Tres Puntas
Kriedа spodná	Apt - alb	4 Sedimentácia v sladkovodných ako aj slaných lagúnach; andezitový vulkanizmus doprevádzaný vulkanickými exhaláciami.	Syngenetické sedimentárne ložiská vytvorené v sladkovodných alebo slaných lagúnach s vulkanickými exhalátmi.	Mn	Amygdaloidné andezity, vulkanické pieskovce, sladkovodné vápence	El Romero Corral Quemado
			Sedimentárne syngenetické ložiská v sladkovodných lagúnach; prevažná časť ložísk viazaná na amygdaloidné andezity.	Cu	Amygdaloidné andezity, sladkovodné pelity a tufity.	Veta Negra El Salado Lo Aguirre
	Barem - hauteriv	3 Prevažne submarínny andezitový vulkanizmus a morská sedimentácia	Syngenetické sedimentárne ložiská vytvorené v paralických panvách; mineralizácia je viazaná na vulkanické exhalácie	Mn	Vulkanické pieskovce, porfyrické andezity („ocoity") morské vápence	Arrayanes Escondida
			Syngenetické ložiská uložené v morských vápencoch a amygdaloidných častiach andezitov a trachytov. Mineralizácia viazaná na vulkanické exhalácie.	Cu	Andezity a trachyty celistvé a amygdaloidné, morské vápence.	Rusa, ložiská južne od mesta Ovalle vo vápencoch. Peumo, Guayacán, El Soldado v andezitoch a trachytoch.
Jura	Malm	2 Vrchnojurská intruzívna fáza, reprezentovaná granitoidami.	Hydrotermálna mineralizácia vo forme rudných žíl paragenetického typu 3.	Cu Co Mo U	Diority s diabázovými žilami.	Carrizal Alto, Tocopilla.
	Dogger - malm	1 Vulkanicko-sedimentárny cyklus: submarínne andezitové výlevy.	Syngenetické ložiská Cu-rúd viazané na amygdaloidné alebo frakturované časti andezitových hornín alebo Cu-minerály tvoria jemné impregnácie v celistvých andezitoch.	Cu	Porfyrické, amygdaloidné čiastočne brekciovité andezity.	Buena Esperanza Michila Mantos Blancos

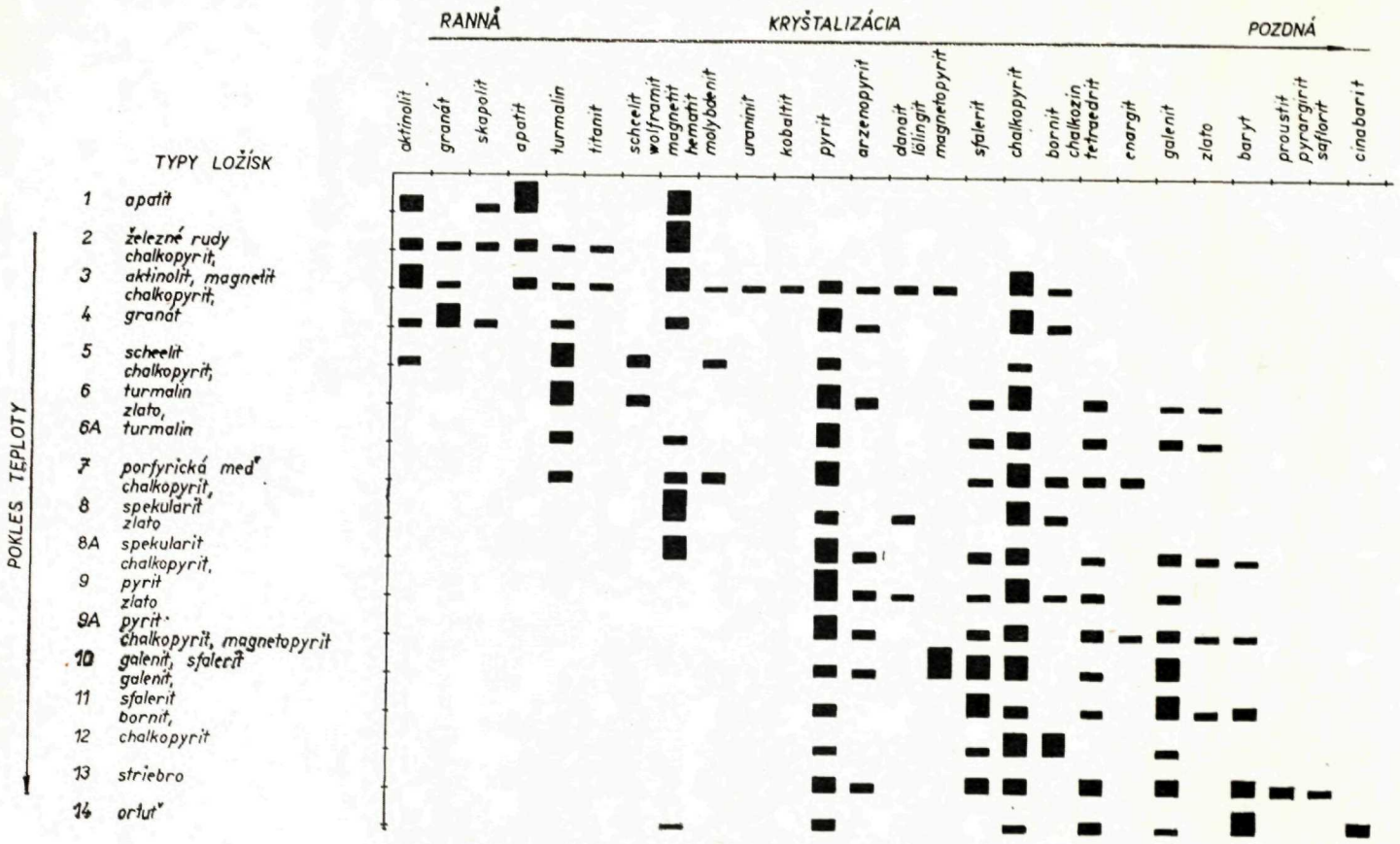


DIAGRAM ZNÁZORŇUJÚCI PARAGENETICKÉ ROZDELENIE LOŽÍSK VYSTUPUJÚCICH NA ÚZEMÍ CHILSKEJ REPUBLIKY - PODĽA C. Ruiz Fuller 1965.

Tab. č. II.

Veľmi blízko uvedeného rudného pruhu vyskytuje sa druhý, viac ako 600 km dlhý a 25—30 km široký *rudný pruh s výskytmi ložísk železných rúd* tvorených prevažne magnetitom a v menšej miere hematitom. Ložiská vystupujú na mohutnom hlbinnom tektonickom zlome prebiehajúcom takmer rovnobežne s osou Pobrežného pohoria v provinciach Atacama a Coquimbo. Rudné telesá — prevažne šošovkovitého tvaru sa nachádzajú v horninách spodnej kriedy, ktoré sú reprezentované prevažne andezitmi, andezitovými brekciami a v menšej miere morskými vápencami

V tomto pruhu dnes je známe asi 40 ložísk, ktorých zásoby rudy s obsahom vyšším ako 60 % Fe sa pohybujú od 500 tisíc do 100 miliónov ton. Medzi najdôležitejšie ložiská t. č. patria „El Algarrobo", „El Tofo", „El Romeral" a „Cerro Iman". Okrem uvedeného množstva ložísk známe sú aj rozsiahle magnetické anomálie, ktoré t. č. sú predmetom intenzívneho geologického prieskumu (napr. ložisko Boquerón—Chaňar 60 km severne od mesta Vallenar, v provincii Coquimbo). Pokiaľ ide o ich genézu, tá nie je jednoznačne objasňovaná. Podľa C. Ruiz (1967) ide o ložiská kontaktne metamorfné, geneticky viazané na vrchnokriedovú intruzívnu fázu granodioritovej magmy.

Východnejšie od uvedeného rudného pruhu vyskytuje sa v smere JZ—SV ďalší, pomerne úzky, asi 300 km dlhý rudný *pruh s početnými ložiskami strieborných rúd*, z ktorých najznámejšie sú „Chaňarcillo" a „Tres Puntas". Vyskytujú sa v súvrství vápencov, lutitov a andezitov vrchno-kriedového veku (cenoman). Tvar majú žilný a ich genéza súvisí najpravdepodobnejšie s vrchnokriedovým granitoidným plutónizmom.

S vrchnokriedovou intrúzivnou činnosťou súvisí pravdepodobne aj metalogenéza ložísk medi a zlata, ktoré vytvárajú ďalšie dva samostatné rudné pruhy v metalogenetickej provincii andskej geosynklinály: meďonosný a zlatonosný. Ložiská sú epigenetické, hydrotermálne, majú tvar žilný a vystupujú v granodioritoch, andezitoch a albitofýroch vrchnokriedového veku.

Meďonosný rudný pruh má smer S—J a dosahuje dĺžku asi 300 km. Ložiská vystupujúce v tomto pruhu patria k paragenetickému typu 8. Ako príklad možno uviesť ložiská: „Manto Verde", „Punta del Cobre", „Dulcinea" a i. V tomto pruhu vyskytuje sa aj ložisko „Inca de Oro", ktoré pre zvýšený obsah zlata počíta sa k ložiskám Au — rúd.

Južnejšie od meďonosného rudného pruhu vystupuje v smere S—J v dĺžke asi 800 km (medzi rovnobežkami 23° — 34° J) rudný *pruh zlatonosný*. V ňom prevládajú ložiská zlatonosných rúd paragenetického typu 8 a, 9a. Najznámejšie ložiská sú „Andacollo" a „Los Mantos de Punitaqui." Okrem ložísk zlatonosných rúd v tomto pruhu vyskytujú sa aj ložiská s prevládajúcimi Cu-minerálmi paragenetického typu 8. Ako príklad možno uviesť ložiská „Tamaya", „La Africana" a i.

Ďalší rudný pruh andskej metalogenetickej provincie vyskytuje sa východnejšie od predchádzajúcich a zahrňuje asi 25—30 km široký *pás tiahnúci sa na juh od štátnych hraníc Peru*, približne až k 35 rovnobežke južnej šírky, v dĺžke asi 2000 km. Z hľadiska ekonomického *patrí medzi najdôležitejšie rudné pruhy*, pretože v ňom vyskytujú sa ložiská medených rúd typu „porphyry copper" s obsahom molybdénu (paragenetický typ 7); ložiská medi, zlata a volframu (paragenetický typ 6) a ložiská volframu (paragenetický typ 5) *Zdroj mineralizácie týchto ložísk je viazaný na pňovité intrúzie porfyrických hornín granodioritového zloženia.* Rudné minerály sú roztrúsené jednak vo vlastných intruzívnych horninách, jednak v susedných, hostiteľských, prevažne andezitických horninách, ktoré bývajú intenzívne hydrotermálne zmenené a značne frakturované. Vek intruzívnych hornín a teda aj vek primárneho zrudnenia bol radiometrickými metódami (Pbα a A/K) stanovený na starotreťohorný.

Z uvedených paragenetických typov najdôležitejší je paragenetický typ 7. a to nielen preto, že okolo 80% chilskej ročnej produkcie (asi 400 tisíc ton), pochádza z toho typu, ale že je jediným zdrojom produkcie Mo, ktorá ročne dosahuje okolo 3 tis. ton, čím sa *Chile dostáva na popredné svetové miesto v produkcii molybdénu.* Hlavná ťažba pochádza z ložísk: „Chuquicamata", „El Salvador" a „El Teniente".

Na okrajoch uvedeného metalogenetického rudného pruhu, v sedimentárno-vulkanických súvrstviach vrchnej kriedy a starších treťohôr, vyskytujú sa ložiská žilného typu Au, Ag, Pb, Zn, Hg,a Sb rúd. Predpokladá sa, že ide o ložiská, ktoré reprezentujú termálnu zonálnosť v okolí rudných centier s Cu-mineralizáciou; ich mineralizácia teda geneticky súvisí s intruzívnou činnosťou granitoidov v starších

treťohorách. Vcelku ide o menšie, t. č. bezvýznamné ložiská, z ktorých ako príklad možno uviesť ložiská: „Garin", „Zapallar", „Carlota", „Apacheta" a i.

Okrem ložísk epigenetických vyskytujú sa v metalogenetickej provincii andskej geosynklinály *ložiská syngenetické*, ktorých mineralizácia je geneticky *viazaná na submarinny andezitový a ryolitový vulkanizmus* prebiehajúci vo vyše uvedených troch základných vývojových cykloch andskej geosynklinály. Ložiská patria prevažne k 12. parageneticképu typu a bývajú označované ako ložiská „stratiformného" typu, pretože ich rudné telesá sú konkordantne uložené v sedimentárno-vulkanických súvrstviach a majú tvar „vrstvy". Primárne zrudnenie týchto syngenetických ložísk tvorené bornitom, chalkopyritom a chalkozínom jemne impregnuje lávy výlevných hornín (andezitov a ryolitov), predovšetkým v ich amygdaloidných a brekciovitých polohách. Ložiská vyskytujú sa najčastejšie v bývalej eugeosynklinálnej zóne, t. j. v oblasti dnešného Pobrežného pohoria, kde tvoria niekoľko rudných areálov. Tak napr. v provincii Antofagasta medzi rovnobežkami 22° — 26° J nachádza sa pobrežný meďonosný areál s význačnými ložiskami „Buena Esperanza", „Mantos de la Luna", „Michilla", „Mantos Blancos", „Santo Domingo", „Las Lucas" a i.

Ďalší rudný areál s výskytmi ložísk Cu-rúd stratiformného typu, miestami však s vyšším obsahom Co-minerálov (parageneticky typ 3), tiahne sa v dĺžke asi 110 km severojužným smerom od ložiska „San Antonio" (severovýchodne od mesta La Serena) a končí približne 20 km na juh od mesta Ovalle. Z najvýznamnejších ložísk možno uviesť ložiská „San Antonio", „Uchumi", „Santa Terezia", „Condera" a i. Rudné polohy prichádzajú prevažne v súvrství vápencov a lutitov (v tzv. formácii Arqueros — hauteriv-barem).

Význačný, o rozlohe asi 3000 km^2, rudný areál s ložiskami syngenetickými parageneticképo typu 12 vyskytuje sa aj medzi rovnobežkami 32° — 33° J v provincii Valparaiso. Ich mineralizácia sa uskutočnila v časovom období 3, 4 a 6 ako je to znázornené na tab. I. Najdôležitejšie ložiská vzniknuté v časovom období 3 sú „Guayacán", „Peumo", „Rusa" a „Torre"; v období 4 vznikli ložiská „Veta Negra" a „El Salado", a v období 6 — ložiská „Cerro Negro" a „Los Mantos de Catemu".

Východne a juhovýchodne od Santiaga sa vyskytuje ďalší rudný areál so syngenetickými ložiskami Cu-rúd. Rudné polohy tvoria buď „vrstvy" v lutitoch spodnokriedového veku, napr. ložiská „Buitre" a „San Ramón" (alebo rudné minerály jemne impregnujú amygdaloidné polohy andezitov, napr. ložisko „Lo Aguirre").

Významným rudným pruhom v metalogenetickej provincii andskej geosynklinály je *rudný pruh označovaný ako „Cuenca del Manganeso" s ložiskami Mn-rúd.* Nachádza sa v provincii Coquimbo východne od mesta La Serena. Jeho dĺžka dosahuje približne 150 km. Vystupuje v ňom značné množstvo ložísk, ktoré majú tvar vrstevnatý. Ich rudný obsah vytvoril sa čiastočne z vulkanických exhalácií, čiastočne Mn—minerály vznikli chemickou sedimentáciou v lagúnach. Mineralizácia prebehla v dvoch hlavných cykloch: prvý cyklus prebehol v hauteriv — bareme (tzv. formácia „Arqueros") — druhý mladší v apt—albe (tzv. formácia „Marquesa"). Sloje Mn-rúd, zložené z braunitu, pyroluzitu a psilomelánu, vyskytujú sa spravidla v klastických sedimentoch vystupujúcich v nadloží andezitových lávových prúdov. Z väčšieho množstva ložísk zasluhujú zmienku ložiská „Corral Quemado", „El Romero", „Fragua", „Talcuna" a i.

Metalogenetická provincia pobrežného pohoria
(Cordillera de la Costa)

Metalogenetická provincia Pobrežného pohoria, ako bolo už uvedené, zaberá približne oblasť, ktorá sa rozprestiera medzi rovnobežkami 33° — 38° južnej šírky a zahrňuje Pobrežné pohorie, ostrov Chiloé, súostrovie Los Chonos, ako aj poloostrov Taitao. Z hľadiska geologicko-ložiskového je pomerne málo prebádaná. Na jej geologickej stavbe najväčšiu účasť majú svory, amfibolické bridlice a kremence pravdepodobne praekambrického veku. Na niektorých miestach vystupujú malé intrúzie ultrabázických hornín, taktiež praekambrického veku, ako aj batolity granitoidov, ktorých vek bol určený na základe radiometrických metód za paleozoický.

Pokiaľ ide o ložiská, ktoré sa vyskytujú v tejto metalogenetickej oblasti, možno povedať, že *ide vcelku o ložiská pomerne malé z hľadiska ekonomického tiež málo významné.* Najväčšiu rozlohu a význam majú výskyty železných rúd v oblasti Relún.

Ide o výskyty itabiritov, ktoré prichádzajú vo svoroch. Južne od mesta Valdivia vystupuje uprostred kvarcitov a svorov Mn—zrudnenie tvorené pyrolusitom a rodonitom. Južne od tohoto mesta vyskytuje sa tiež antimonové zrudnenie tvorené antimonitom, ktoré tvorí malé šošovky vo svoroch. Konečne v oblasti Cuchal, juhovýchodne od Loncoche, vyskytujú sa intruzívne ultrabázické serpentinizované horniny s Cr—Ni — mineralizáciou. V podobných horninách severovýchodne od mesta Valdivia vyskytujú sa zas väčšie koncentrácie azbestu. V celej tejto metalogenetickej provincii je známa tiež Au-mineralizácia, ktorá vystupuje jednak v kremitých žilách prestupujúcich praekambrické kryštalické bridlice, jednak v paleozoických granodioritoch, kde zlato spolu s pyritom vytvára buď malé žilôčky (napr. baňa „Nirivilo", juhozápadne od mesta Talca alebo spolu so sulfidmi a kremeňom vytvára šošovky (napr. „Fortuna de Docamavida", západne od mesta Curicó). Primárna Au-minerálizácia má malý ekonomický význam; väčší význam však mali ryžoviská, ktorých zvyšky možno nájsť v celej uvedenej metalogenetickej provincii.

Metalogenetická provincia andská a východomiomandská v najjužnejšej časti chilskej republiky

Metalogenetická provincia andská a východomimoandská vyskytuje sa v najjužnejšej časti chilskej republiky a zaberá územie provincie Aisen a Magallanes. Južne od 47° J rovnobežky je budovaná prevažne metamorfovanými horninami (rôzne druhy fylitov, svorov a mramorov) praekambrického, miestami snáď staropaleozoického veku, ako aj intrúziami mezozoicko-paleogénneho veku. Na sever od 47° J rovnobežky súvrstvie metamorfovaných hornín je pokryté vulkanicko-sedimentárnym komplexom jurského a kriedového veku, ako aj morskými sedimentami treťohôr. Aj v tejto oblasti vyskytujú sa malé intrúzie granitických hornín mezozoicko-paleogénneho veku.

Pokiaľ ide o mineralizáciu, známe sú predovšetkým výskyty pyritu, chalkopyritu, galenitu, sfaleritu a Ag— tetraedritu„ ktoré vystupujú vo forme nepravidelných šošoviek alebo žíl v komplexe metamorfovaných hornín. Najznámejšie výskyty sú napr. „Cutter Cove" a „La Serena" v provincii Magallanes, „Puerto Cristal" a „Las Chivas" v provincii Aisén. Na mnohých miestach v granitových masívoch v provincii Aisén bola v poslednej dobe zistená mineralizácia tvorená molybdenitom, pyritom, volframitom, chalkopyritom, a smolincom, ktorá vystupuje buď v pegmatitoch alebo v malých kremitých žilkách. Z výsledkov doterajších výskumných prác nemožno usúdiť, či niektorý z uvedených výskytov mohol by v budúcnosti nadobudnúť väčší hospodársky význam.

Doručené: 20. I. 1971.
K tlači doporučil: Dr. P. Grecula.

Katedra geológie a mineralógie
BF VŠT Košice

LITERATÚRA:

AGUIRE L., 1960: Geologia de los Andes de Chile Central; Provincia de Aconcagna. Santiago, Inst. Invest. Geol.

AGUIRE L. a EGERT E., 1962: Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, provincia de Coquimbo. Santiago, Rev. Minerals.

BIESE W. A.,1956: Los yacimientos de manganeso de Chile. México, XX Congr. Geol. Internac., Symposium sobre yacimientos de manganeso, t. 3, América del Sur.

BRÜGGEN J., 1934: Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles. Tübingen, Math. Nat. Kl. d. Heidelberger Akad. d. Wiss.

CARTER W. D., 1961: Yacimientos de cobre tipo manto; Su distribución en fajas mineralizadas; Provincia de Aconcagua. Santiago, Inst. Invest. Geol.

DÁVILA A., 1962: Geologia económica del distrito minera Arrayán. Santiago, Univ. de Chile, Escuela de Geologia, Memoria de Prueba.

DOUGLAS J., 1949: Las minas de cobre en Chile. Soc. Nac. Min., Bol. Minero.

FLORES H., 1942: Geologia de los yacimientos de cobre y oro de Chile. Santiago. An. I-er Congr. Panamer. Ing. Minas Geol.
FLORES H., 1951: Monografia del Mineral de la Compañia Minera Cerro Negro, Cabildo-Chile. México, Memorias de la Primera Convención Interamericana de Recursos Minerales.
FLORES H., a RUIZ C., 1946: Estudia geológico del distrito de Inca de Oro, provincia de Atacama, Chile. Brasil, Anais 2° Congr. Panamer. Eng. Mineras Geol.
GEIJER P., 1931: The iron ores of the Kiruna type. Stockholm, Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C., Avhandlingar och uppsatser.
PERRY V, D., 1952: Geology of the Chuquicamata Orebody. Mining Ingineering.
RUIZ C., 1943: Los yacimientos de hierro de la región noroccidental de Copiapó, un tipo no descrito de yacimientos de contacto metamórfico. Santiago, Soc. Nac. Min. Bol. Minero.
RUIZ C., 1965: Geologia y Yacimientos Metalíferos de Chile. Santiago de Chile.
RUIZ C., 1967: Discusion sobre los yacimientos de hierro. Rev. Minerals 22.
RUIZ C., a ERICKSEN G. E., 1962: Metallogenetic provinces of Chile. S. A. Reprinted from Econ. Geology.
WHITHEAD W. L., 1919: The veins of Chañarcillo, Chile. Econ. Geology.
ZENTILLI M., 1963: Geologia del distrito minero maganeso de Fragua. Santiago, Univ. de Chile, Escuela de Geologia, Memoria de Prueba.

Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medveďom potoku

JÁN BARAN — EDUARD DRNZÍK — ĽÝDIA DRNZÍKOVÁ — KATARÍNA MANDÁKOVÁ

V priestore medzi Rakovcom, Hnilcom a Tretím Hámrom bolo geologickým a geochemickým výskumom na ploche 42 km² vyčlenených päť výrazných geochemických anomálií. Boli označené miestnymi a chotárnymi názvami a to: Medvedí potok, Delava, Peklisko, Surovec a Majzlová. Sú to Sn anomálie, s ktorými sa prekrývajú geochemické anomálie iných prvkov ako W, Mo, Cu, As, Bi, Co, Ag.

V priebehu 1970 roku bola anomália Medvedí potok overená z povrchu rýhami s pozitívnymi výsledkami, ktoré v súčasnosti dovoľujú realizovať banské prieskumné diela zamerané na detailnejšie overenie tejto anomálie.

Geologická pozícia anomálie

Anomália sa nachádza na najsevernejšom okraji súlovskej žulovej intrúzie, ktorá intrudovala do epizonálne metamorfovaných súvrství staršieho paleozoika.

Intrúziu tvorí strednozrnný, dvojsľudový, turmalinický granit s rôznymi prechodmi od hrubo do jemnozrnných variet. Prítomný je taktiež porfyrický typ žuly. Na severnom okraji tejto intrúzie, teda v priestore predmetnej anomálie, intrúzia preráža horniny rakoveckej série, ktorá je v týchto miestach zložená z diabázov, diabázových tufitov, zelenkastých i sivých fylitov značne prekremenelých.

Priestor Sn—W anomálie rozdeľuje Medvedí potok na dve časti. Súdiac podľa zistenej geologickej situácie prebieha jeho korytom výrazná tektonická línia zhruba VSV—ZJZ smeru s úklonom na juh, zrejme prešmykovej povahy. Táto člení územie na dva bloky a to na nadložný (pravý breh Medvedieho potoka) a na podložný (ľavý breh — severná časť územia).

Nadložný blok je tvorený prevažne strednozrnným dvojsľudovým granitom s obsahom turmalínu, ktorý sme spomínali vyššie. Aj v priestore anomálie zrnitosť tohoto typu lokálne kolíše od hrubozrnných k jemnozrnnejším. Tento blok má rôznu intenzitu greisenizácie a to zvlášť v blízkosti Medvedieho potoka.

Podložný blok tvoria horniny rakoveckej série, v ktorých bolo eróziou čiastočne odkryté a rýhami ohraničené žulové teleso o rozmeroch zhruba 100 x 50 m. Je tvorené jemnozrnnou žulou aplitickej povahy. Toto teleso je pozdĺž jeho kontaktu s horninami rakoveckej série zasiahnuté intenzívnou greisenizáciou. Horniny rakoveckej série sú na bezprostrednom kontakte s greisenami kausticky metamorfované do vzdialenosti jedného metra od kontaktu. Zóna kontaktnej metamorfózy prejavuje sa hlavne prekremenením a táto sa v priebehu prvej desiatky metrov smerom do hornín plášťa úplne vytratí. Kontakt greisenov s jemnozrnným granitom aplitickej povahy je pomerne výrazný a sprevádza sa zvýšeným obsahom cínu.

Na základe ľahkých povrchových prác, hlavne pre značné mocnosti alúvia Medvedieho potoka, nie je možné jednoznačne tvrdiť, či ide skutočne o okrajové časti vlastnej súlovskej intrúzie alebo o aplikálne časti dielčej granitoidnej intrúzie v rakoveckej sérii.

Formácie Sn resp. Sn — W zrudnenia

Sn — W zrudnenie je na tomto úseku reprezentované dvoma formáciami a to:
pegmatitovou formáciou a
kasiterit — kremennou formáciou.

Kasiterit — kremenná formácia pozostáva z greisenového a kasiterit — kremeň-sulfidického zrudnenia žilného typu.

Pegmatitovú formáciu v horninách rakoveckej série reprezentujú kremeň, živcové žilky s turmalínom a mocnosti niekoľkých centimetrov. Sú známe zväčša z úlomkov v sutine. V jednom prípade bola rýhou, v blízkosti kontaktu greisenu s horninami rakoveckej série, zachytená pegmatitová žila v podobe apofýzy o mocnosti do 1 m. Má výrazne brekciovú textúru. Úlomky živcov sú tmelené jemnozrnnou, kremeň — živcovou masou s muskovitom.

Nie je vylúčené, že ide o prikontaktnú zónu medzi greisenom a horninami plášťa.

Exokontakt pegmatitových žiliek s okolnými horninami je sprevádzaný intezívnou turmalinizáciou.

Kasiterit sa v nich koncentruje obyčajne bližšie k okrajom. Vytvára izolované zrná i agregáty o rozmeroch od 1 mm do 5 mm. Obsahy Sn sú nepatrné. Najväčšie koncentrácie Sn sa pozorujú v tých pegmatitových žilkách, ktoré boli následne zasiahnuté greisenizáciou. V takýchto prípadoch obsah Sn v kusových vzorkách sa pohybuje v rozmedzí od 0,01 do 1—2%.

Kasiterit — kremenná formácia je reprezentovaná niekoľkými variantami greisenov a to práve tak bezrudnými ako aj rudnými. V zásade sú tvorené kremeňom, turmalínom, muskovitom, živcami, topasom, kasiteritom, fluoritom a niekoľkými inými minerálmi. Ich mineralogicko — petrografický obsah je však variabilný. Boli rozlíšené greiseny: kremito-turmalinové, turmalinovo-sľudové, kremito-sľudové s fluoritom, kremito-turmalinicko-sľudové s kasiteritom a kremité greiseny. Ich mineralogicko-petrografická charakteristika bude zhodnotená v samostatnej publikácii.

Na tomto úseku boli zistené *dve telesá greisenov.*

Prvé sa nachádza pozdĺž kontaktu jemnozrnných aplitických granitov s horninami rakoveckej série. Rýhami bolo overené v dĺžke 200 m pri mocnostiach od 5 do 30 m. Morfológia a hĺbkové pokračovanie tohoto telesa nie je známe. Predpokladáme, že sleduje kontakt intrúzie s horninami plášťa i smerom do hĺbky. Toto teleso v rovine zhodnej s plochou reliéfu javí určitú anizotrópiu tak po stránke mineralogickej ako aj po stránke obsahu užitkového komponentu. V podstate však ide o kremité greiseny, obsahy ktorých, podľa výsledkov odtlakových vzoriek, sa pohybujú v rozmedzí od 0,001 do 0,05 až 0,1 % Sn. Priemyselné koncentrácie obsahujú tmavosivé, krémito-turmalinicko-sľudové greiseny s kassiteritom, lokalizujúce sa pozdĺž kontaktu vlastného greisenového telesa s jemnozrnným aplitickým granitom. Mocnosť rudných greisenov nachádzajúcich sa pozdĺž endokontaktu kremitých greisenov je premenlivá. Osahy cínu z orientačne odobraných vzoriek sa pohybujú v rozmedzí do 1 %.

Druhé teleso kremeň-turmalinicko-sľudového greisenu s kasiteritom je vyvinuté na pravom brehu Medvedieho potoka. Tvorí útvar podobný šošovke o mocnosti od 1 do 2,5 m v generálnom smere SV—JZ s veľmi miernými úklonmi k juhovýchodu (15—20°). Je vyvinuté v strednozrnnom dvojsľudovom turmalinickom granite. Rýhami doteraz vysledovaná smerná dĺžka je okolo 80 m. Obsahy Sn v orientačne odobraných vzorkách sa pohybujú v rozmedzí niekoľkých %.

Greiseny kremeň-sľudovo-turmalínové s kasiteritom majú masívnu textúru a jemne až strednozrnnú štruktúru. Sú tvorené kremeňom, muskovitom, baueritom, turmalínom, fluoritom a kasiteritom s primiešaninami wolframitu. Kasiterit je v tomto type greisenov pomerne rovnomerne rozložený s priemerom zŕn okolo 1 mm. Epizodicky sa stretávajú zrná o priemere do 2 mm. Kasiterit sa obyčajne koncentruje v okolí sľúd, ktoré obrastá a korroduje. Voči kremeňu sa javí ako vekove mladší.

Kasiterit — kremeň — sulfidný typ zrudnenia reprezentuje kremeň — sulfidická žila zonálnej stavby, ktorá je vyvinutá v horninách rakoveckej série, exokontaktnej zóne greisenového telesa. Generálny smer žily je SV—JZ s úklonom k JV pod uhlom 70—80°. Žila je z povrchu overená rýhami Hc—9c, 5, 4a, 18 v smernej dĺžke okolo 200 m. Mocnosť žily je premenlivá od 0,8 do 5 m. Zonálnosť žily zvýrazňujú dve mineralogicky odlišné časti.

Sulfidickú časť tvorí veľmi húževnatá kremeň—sulfidická masa pozostávajúca z kremeňa, lőlingitu, pyritu arzenopyritu, bizmutu, kasiteritu, wolframitu a turmalínu. Posledný, okrem jemných vydelení, tvorí zhluky o rozmere do 1 cm.

Druhú časť tvorí kremeň — turmalinická masa zjavne zonálnej stavby. Jej okraj tvorí kremeň — turmalín s hniezdami kasiteritu o rozmere do niekoľkých centimetrov. V tejto žilovine miestami prevláda turmalín krátko-stĺpčekovitého vývoja s kasiteritom. Posledný taktiež má znaky idiomorfného obmedzenia. Smerom do stredu žily sa turmalín postupne vytráca, prevláda kremeň, a ak je turmalín prítomný, tak len v podobe zhlukov radiálno lúčovitej stavy. Kasiterit v týchto prípadoch tvorí ojedinelé izolované agregáty až jemné impregnácie v kremeni. Mineralogicko-parageneticke pomery kremeň — sulfidické žily s kasiteritom a wolframitom bude publikovaný v samostatnej pripravovanej publikácie.

Kusové vzorky tejto žily vykázali obsah Sn v rozmedzí od 0,5 do viac ako 5 %.

Záver

Doterajšie výsledky overovania geochemickej Sn—W anomálie ľahkými povrchovými prácami v Medveďom potoku potvrdili:

a) Efektívnosť geochemickej metódy pri vyhľadávaní Sn—W zrudnenia v priestore vývinu intrúzii SGR i v podmienkach horského reliéfu v centrálnej časti SGR.
b) cínonosnosť a existenciu postmagmatických, vysokotermálnych procesov v priestore vývinu granitov označovaných ako hnilecké.
c) Dve formácie Sn resp. Sn—W zrudnenia a to pegmatitovú a kasiterit-kremennú. Poslednú reprezentuje greisenový a kremeň-sulfidický typ mineralizácie s kasiteritom a wolframitom.
d) Prítomnosť priemyselných koncentrácií cínu.

Doručené: 16. III. 1971
K tlači doporučil: dr. P. Grecula, CSc.

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Slovenský banský úrad, Bratislava

LITERATÚRA:

BARAN J. — DRNZÍKOVÁ L. — MANDÁKOVÁ K.: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia Slovaca. Roč. II. č. 6, 1970.

BARAN J. — DRNZÍK E. — DRNZÍKOVÁ L. — MANDÁKOVÁ K.: Nálezová správa a doterajšie výsledky vyhľadávania Sn-W zrudnenia v oblasti Rakovca, Hnilca a Tretieho Hámru. Rukopis. Archív SGÚ, Bratislava.

Výskyt fluoritu v gemeridnej žule pri Zlatej Idke

ONDREJ ROZLOŽNÍK — PAVOL GRECULA — JÁN HURNÝ

Pri orientačnom prieskume zlatoidského rudného rajónu, bola vo vrte ID — 1 nájdená mineralizácia s fluoritom, ktorý doteraz v tomto rudnom rajóne nebol zistený. Vrt bol lokalizovaný na hĺbkové pokračovanie žily István v SZ časti rudného rajónu a okrem prvých metrov, celá metráž (583 m) bola odvŕtaná v žule a v granitizovaných kyslých pyroklastikách gelnickej série. Je pravdepodobné, že vrt išiel okrajovými časťami žulového telesa, ktoré je turmalizované s aplitickými polohami.

Mineralizácia je na puklinách (0,5—2 cm), alebo tvorí iba povlaky na stenách puklín. Minerálnu výplň žiliek tvoria tri odlišné parageneticke skupiny, ktoré podľa makroskopického a mikroskopiského hodnotenia látkového zloženia predstavujú:

1. fluoritové žilky,
2. turmalín — arzenopyritové žilky,
3. kremeň — antimonitové žilky.

Vyčlenené žilky sa odlišujú rozdielnosťou minerálnych reprezentantov, ich kvantitatívnym zastúpením a textúrou. Fluoritové žilky sú ostro ohraničené oproti okolitej hornine. Výplň žiliek tvorí fluorit, chlorit, kremeň, turmalín a zriedkavý arzenopyrit. Fluorit je tu výraznej svetlo až tmavofialovej farby. Tvorí zrná s dobrou štiepateľnosťou, ktorá je pozorovateľná lupou. Okrem žiliek s touto asociáciou minerálov sa fluorit vyskytuje aj vo forme povlakov na stenách puklín s pekne vykryštalizovanými vodovo priezračnými jedincami s modravým odtieňom o veľkosti do 2 mm.

Turmalín — arzenopyritové žilky predstavujú mineralizáciu na stenách puklín. Časť minerálov je rozptýlená v okolí žiliek vo forme kryštalovaných jedincov. Výplň žiliek tvorí turmalín, arzenopyrit, chlorit a kremeň.

Stavba kremeň — antimonitových žiliek je morfologicky podobná predchádzajúcemu typu. Minerály sú umiestnené na stenách puklín. Výplň tvorí kremeň, antimonit, sfalerit, málo kalcit, chalkopyrit a pyrit.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy z fluoritu a turmalínu (turmalín — arzenopyritová žilka) obsahujú tieto prvky:

	nad 1 %	1,0 — 0,1	0,1 — 0,01	0,01 — 001
Fluorit	Ca, Si, Al, Fe	Mg,	Na, Mg,	Ti, Ba, Sn, Ag, K, B, Cr, Pb, Sr, Ga,
Turmalín	Si, Fe, B, Na, Al, Mg, Ca,	K, Mn,	Ga, Li, Sn, Zn, Ti,	Cr, Ge, Cu, Ag, V, Pb, Mo, Ba, Sc, Co, Ni, Zr,

Uvedený typ mineralizácie sa líši od bežnej zlatoidskej asociácie minerálov, v ktorej prevládajú Sb sulfidy. Na žilkách vo vrte ID — 1, Sb sulfidy sú už podstatne zriedkavejšie a sú iba na žilkách kremeň — antimonitových s paragenézou, ktorá je bežná na Sb — ložiskách v Spišsko—gemerskom rudohorí. Ich vzájomný vzťah sa zatiaľ nepodarilo zistiť. Je pravdepodobné, že predstavujú produkty samostatných zrudňovacích fáz, na čo poukazujú aj rôzne termálne podmienky vzniku žiliek 1. a 2. skupiny oproti žilkám kremeň—antimonitovým.

Nález fluoritu v oblasti Zlatej Idky, kde je bohatá Sb mineralizácia, je do určitej miery prekvapivý a to vzhľadom na opozičnú závislosť vystupovania fluoritu a Sb minerálov. Tak napr. aj na stredoeurópskych fluoritových ložiskách (Baumann-Leeder 1969), prítomnosť Sb minerálov je celkom zriedkavá a podobne aj Sb-prvku v paragenéze ložiskových elementov. Domnievame sa, že zlatoidský žulový

masív, ktorý podľa gravimetrických meraní pokračuje na Kojšov, môže predstavovať zloženú intrúziu so samostatnými sprievodnými mineralizačnými procesmi.

Výskyt fluoritu na druhej strane upozorňuje na možný výskyt cínovej mineralizácie v tejto oblasti. Je zaujímavé tento prvok konštatovať aj v uvedených spektrálnych analýzach.

Geologický prieskum, n. p.
Spišská Nová Ves

Doručené: 10. III. 1971
K tlači doporučil: Doc. dr. Varček, CSc.

LITERATÚRA:

BAUMANN L. — LEEDER O., 1969: Paragenetische Zusammenhänge der mitteleuropäischen Fluorit-Baryt — Lagerstätten. Freiberger Forschungshefte c 266.

On the Fluorite Occurence in the Gemeride Granite near Zlatá Idka (Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts.)

O. ROZLOŽNÍK — P. GRECULA — J. HURNÝ

In the borehole localized in the Zlatá Idka granitic massif some fluorite veinlets were found. These are of fluorite — chlorite — turmalin — quartz — arsenopyrite filling and their thickness varies from 0,5 to 2 cm. Such an occurence has been unknown so far in this region. Some forther separate veinlets consist of turmalin — arsenopyrite and of quartz — antimonite. Mineral assemblages of the veinlets mentioned above originated under different temperature conditions having been associated with isolated residual intrusions of granitic masses.

Výskyt fluoritu v karbonátových horninách ružbašského mezozoického ostrova

JÁN TURAN — LÝDIA VANČOVÁ

V rokoch 1967—68 uskutočnil GP Spišská Nová Ves prieskum na lokalite Podolistavebného materiálu. Na lokalite boli odvŕtané štyri vrty (P—Vr—2, P—Vr—3, P—Vr—5, P—Vr—6) a vyhĺbených niekoľko rýh. Pôvodne sme mali k dispozícii materiál iba —5 P—Vr—6) a vyhĺbených niekoľko rýh. Pôvodne sme mali k dispozícii materiál iba z vrtu P—Vr—6, v ktorom sme zistili prítomnosť fluoritu pri mikroskopickom štúdiu. Neskôr sme zistili, že fluorit má na uvedenej lokalite väčšie rozšírenie. Bol zistený aj v ostatných vrtoch, až na vrt P—Vr—4, kde pravdepodobne pre malé množstvo materiálu zatiaľ sa nenašiel. Pri overovaní výskytu fluoritu v karbonátových horninách, ktoré sme odobrali z povrchu, sme zistili jeho prítomnosť len v jednom prípade a to vo vzorke z bezprostredného okolia vrtu P—Vr—6. Z uvedeného vyplýva, že *výskyt fluoritu je obmedzený najmä na hlbšie partie zlomových línií, ktoré súvisia s mohutným podtatranským zlomom.* Podľa neho vystupuje izolovaný mezozoický ostrov z centrálnokarpatského paleogénu Spišskej Magury (D. Andrusov 1959). Bolo by potrebné overiť výskyt fluoritu v SV časti mezozoického ostrova v blízkosti ružbašských kúpeľov, odkiaľ sme nemali materiál k dispozícii.

Geologická pozícia výskytu fluoritu

Fluorit na lokalite Podolinec, neďaleko od kóty Čuba 873 m, sa vyskytuje v karbonátových horninách stredného triasu krížňanskej jednotky. Ide prevažne o tmavošedé dolomity s prechodom do vápnitých dolomitov až dolomitových vápencov. Časté sú tiež tmavé silne bituminózne organogénne vápence, ktoré sú v štádiu diagenézy, ale tiež epigeneticky dolomitizované (obr. č. 1).

Čiastočný obraz o minerálnom zložení, ale tiež o chemizme uvedených hornín, si môžeme urobiť na základe troch mantrických analýz:

Tab. č. I

Vzorka	$CaCO_3$%	$CaMg(CO_3)_2$%	NP%	CaO%	MgO%	CO_2%
P–Vr–3/2	8,56	86,55	4,89	31,12	18,92	45,07
P–Vr–4/6/2	72,46	24,13	3,41	47,94	5,27	43,38
P–Vr–6/8/2	87,87	9,23	2,90	52,03	2,02	43,05

Forma výskytu a identifikácia fluoritu

Na lokalite Podolinec v karbonátových horninách stredného triasu sú vyvinuté hojné sekundárne, v prevažnej miere kalcitové žilky. Práve tieto sekundárne kalcitové žilky sú nositeľom fluoritovej mineralizácie. Ich mocnosť je veľmi variabilná. Najčastejšie sa pohybuje v rozmedzí 1–4 mm. Z toho vyplýva, že aj rozsah fluoritovej mineralizácie je veľmi obmedzený a má iba mineralogický význam (obr. č. 2).

Zrnká fluoritu v sekundárnych kalcitových žilkách sme zistili pri mikroskopickom štúdiu pomocou farbiacej skúšky. Kalcit sa alizarínsulfonanom sódnym intenzívne sfarboval, kým zrnká fluoritu zostali nesfarbené.

Mikroskopické štúdium jednoznačne potvrdilo prítomnosť fluoritu. Je izotropný s pomerne nízkym indexom lomu. Meranie indexu lomu sme uskutočnili na vyseparovaných zrnkách fluoritu (obr. č. 3) pomocou imerzných olejov, ktorých hodnoty sme kontrolovali refraktometrom. Hodnoty indexu lomu sú v dobrej zhode s literatúrnymi údajmi t. j. 1,434 ± 0,003.

Veľkosť fluoritových zŕn sa pohybuje v rozmedzí 0,05–0,5 mm. Zrná majú xenomorfné obmedzenie, ale bežne nachádzame aj idiomorfné, prípadne hypidiomorfné obmedzené zrná (obr. č. 3). V niektorých prípadoch je v nich dobre pozorovateľná štiepateľnosť.

Fluorit sme identifikovali aj ďalšími metódami. Merali sme jeho hustotu a urobila sa röntgenografická analýza. Hustotu sme merali na vyhrievacom stolíku podľa metódy J. GUBAČA (1968). Výsledky dobre korešpondujú s údajmi v literatúre. Hustota študovaného fluoritu bola 3,168.

Rentgenografická analýza sa vykonala v laboratóriu GÚUK za nasledovných podmienok: prístroj Mikrometa 2, žiarenie Cu-antikatóda, filter Ni, napätie 35 kV, prúd 15 mA, cylindrická komôrka o ∅ 64 mm, preparát na sklenenom vlákne.

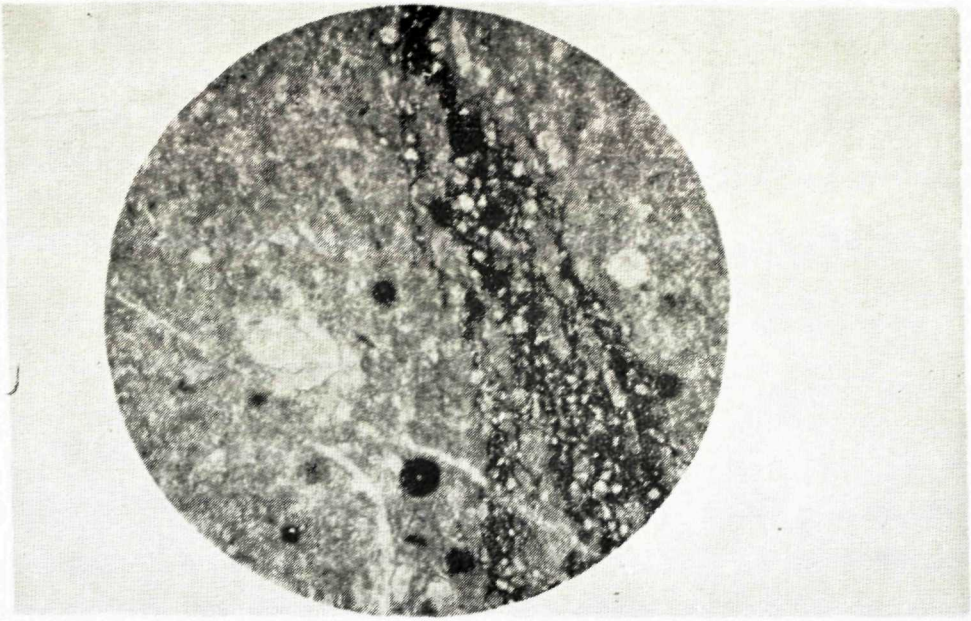
Tab. č. II

Zistené hodnoty analýzou

a	b		tab.	I
1	3,14	8	3,148	7
2	1,912	10	1,928	10
3	1,637	6	1,644	7
4	1,361	4	1,363	4
5	1,248	4	1,251	5
6	1,116	6	1,113	7
7	1,039	5	1,049	5
8			0,964	5
9	0,899	4		
10	0,847	3		

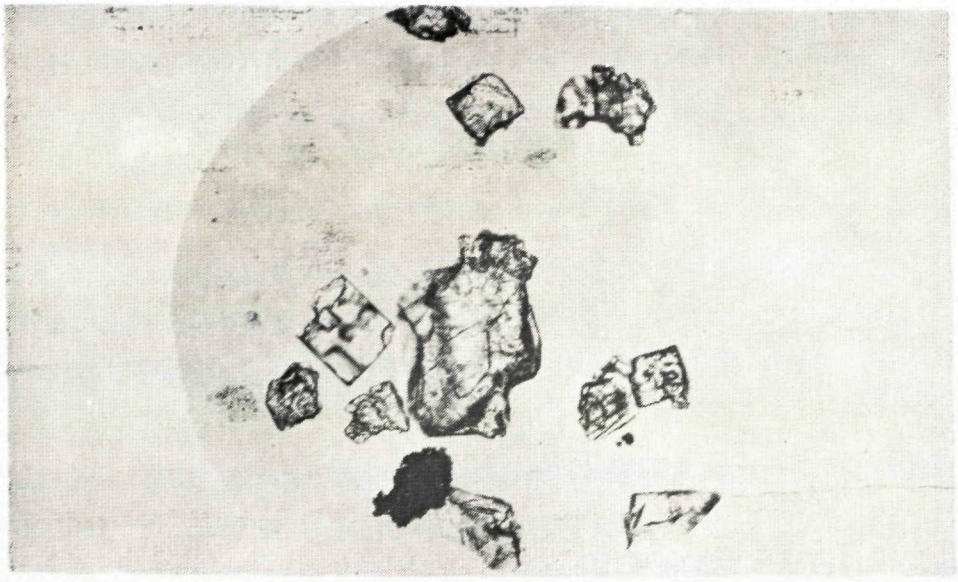
Na základe polohy reflexov a ich intenzít možno konštatovať, že analyzovaný minerál je fluorit.

K článku Ján Turan — Lýdia Vančová: **Výskyt fluoritu v karbonátových horninách ružbašského mezozoického ostrova**

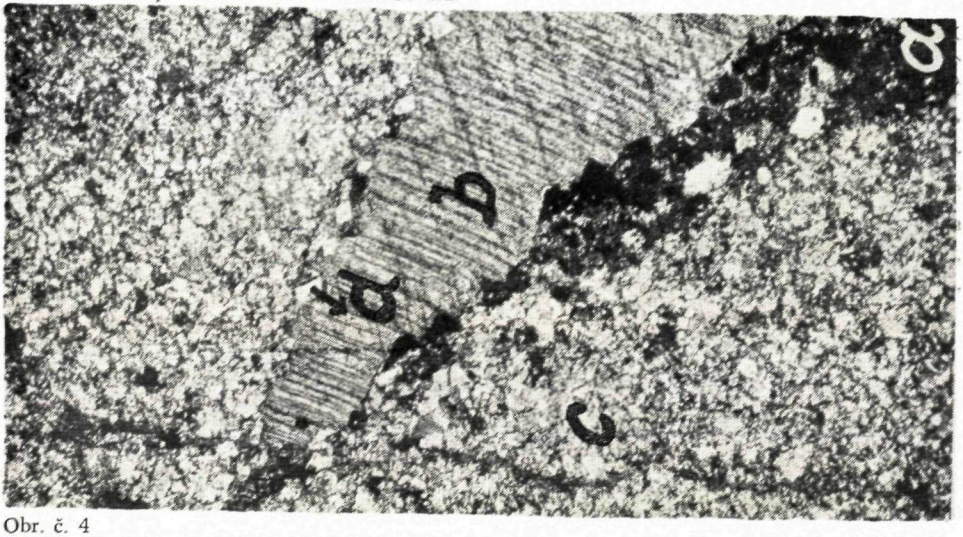


Obr. č. 1
Bituminózny organogénny vápenec s prejavmi sekundárnej dolomitizácie. Zväčš. 43×, nikoly //. Foto L. Osvald.
Fig. 1. Bituminous organic limestone showing phenomena of secondary dolomitization.
Nicols parallel. x 43. Photo L. Osvald.

Obr. č. 2
Fluoritové zrná na kontakte kalcitovej žilky s okolitou karbonátovou horninou. a — fluorit, b — kalcit, c — okolitá karbonátová hornina. Zväčš. 55×, nikoly //. Foto L. Osvald.
Fig. 2. Fluorite grains at the contact of calcite veinlet with carbonate wall rock.
a — fluorite, b — calcite, c — carbonate wall rock.
Nicols parallel. x 55. Photo L. Osvald.



Obr. č. 3
Vyseparované zrná fluoritu. Zväčš. 55×, nikoly //. Foto. L. Osvald.
Fig 3. Separated fluorite grains.
Nicols parallel. x 55. Photo L. Osvald.



Obr. č. 4
Fluoritové zrná na kontakte kalcitovej žilky s okolitou karbonátovou horninou. Na hornom okraji žilky epigenetické klence dolomitu. a — fluorit, b — kalcit, c — okolitá karbonátová hornina, d — klence epigenetického dolomitu. Zväčš. 55×, nikoly X. Foto L. Osvald.
Fig. 4. Fluorite grains at the contact of calcite veinlet with carbonate wall rock. On the upper margin of the veinlet epigenetic dolomite rhombohedrons can be seen.
a — fluorite, b — calcite, c — carbonate wall rock, d — epigenetic dolomite rhombohedrons.
Nicols crossed. x 55. Photo L. Osvald.

Vznik fluoritu

Výskyt fluoritu na lokalite Podolinec, na základe našich poznatkov, má iba mineralogický význam. (Nevylučujeme však v predmetnom území bohatšie výskyty). Viazanosť fluoritu na sekundárne kalcitové žilky svedčí o jeho *epigenetickom pôvode*. Rozhodujúcu úlohu pritom zohrali termálne roztoky, ktoré sa dostali k povrchu po zlomových líniach. Určitú úlohu pri vzniku fluoritu mohli zohrať aj samotné karbonátové horniny. Zistila sa totiž priamo úmerná *závislosť bohatšieho výskytu fluoritu na silne bituminóznych a epigeneticky dolomitizovaných organogénnych vápencoch*. Vplyv okolitých hornín potvrdzuje aj skutočnosť, že na mocnejších kalcitových žilkách, pri ktorých sa uplatňuje vplyv okolia v menšej miere, nebol tento minerál zistený. Bohatšie nahromadenie fluoritu sa vyskytuje vždy v súvislosti s tenkými alebo stredne mocnými kalcitovými žilkami.

Úlohou tejto zprávy je predovšetkým informovať geologickú verejnosť o výskyte fluoritu viazaného na mezozoické horniny, nakoľko okrem výskytu fluoritu pri Šumiaci, ktoré popisujú F. KRATOCHVÍL (1939), Z. POUBA (1953) a na lokalite Licince (J. SLÁVIK 1967) nie sú podobné výskyty v Západných Karpatoch známe.

Redakcii doručené: 29. I. 1971
K tlači doporučil: doc. dr. C. Varček, CSc

Katedra nerastných surovín PFUK
Bratislava

Geologický ústav UK Bratislava

LITERATÚRA:

ANDRUSOV D. 1959: Geológia Československých Karpát, zv. II. SAV, Bratislava.
FUSÁN O. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXVII, Vysoké Tatry. Geofond, Bratislava.
GUBAČ J. 1968: Nová mikroskopická metóda merania špecifických váh minerálov. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. 13, č. 1, Praha.
KRATOCHVÍL F. 1939: Několik nových nálezů nerostných. Časopis národního musea, roč. 113, Praha.
MAHEĽ M. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II — Západní Karpaty. ČSAV, Praha.
MICHEJEV V. I. 1957: Röntgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva.
POUBA Z. 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických seriích u Šumiace a Švermova v Horehroní. Sborník ÚÚG, XX, Praha.
SLÁVIK J. a kol., 1967: Nerastné suroviny Slovenska, UGU, Praha.
STRNAD J. 1962: Příspěvek k problému regenerace fluoritů v severočeské křídě. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. VII, č. 1, Praha.

Fluorite Occurence in Carbonate Rocks of the Ružbachy Mesozoic Horst

JÁN TURAN — LÝDIA VANČOVÁ

Samples of Middle Triassic dolomites taken from the locality of Podolinec were subject to microscopic study. In the calcite veinlets of those some fluorite content was found. This mineral is more abundant in the lower parts of the Mesozoic complex. The fluorite occurence seems to be related to the fracture lines being in connection with the extensive Sub-Tatra fault. The isolated Mesozoic Horst crops out from below the Central — Carpathian Paleogene of the Spišská Magura Mts. through this fault. Fluorite was identified by optical methods as well as by X — ray diffraction study.

Výskyty fosfátov v sedimentoch košickej štrkovej formácie

EDUARD DOBRA

Fosfority na Slovensku sú veľmi vzácne. Doteraz je známych veľmi málo výskytov ovšem aj tieto z hľadiska praktického využitia, sú bezvýznamné. V prevažnej miere výskyty fosforitov sú registrované v mezozoických komplexoch (krinoidové vápence v Malej Fatre — Mišík, Pospíšil 1962; organogenné vápence vo Veľkej Fatre glaukonitové vápence vo Vysokých Tatrách — Borza, Martini 1962; sideritizované vápence vo Vysokých Tatrách — Mišík, Kušík, Borza 1960) a ojedinele aj v paleogéne (ílovité bridlice pri Malej Čausy). Okrem toho sú známe výskyty hydrotermálneho pôvodu (fluorapatit v oblasti Jedľových Kostolian — Polák 1957; apatit v Nízkych Tatrách — Kravjansky 1956).

Geologická pozícia výskytu

Výskyt fosforitov v košickej štrkovej formácii sme zaregistrovali v sivých slabo namodralých piesčitých aleuritoch navŕtaných vrtom č. Ba — 2 na JZ okraji obce Baška, okres Košice. Spomínaný vrt je situovaný približne v centrálnej časti morfologicky výraznej separátnej — dielčej panvičke o rozlohe cca 4 km², ktorá JV smerom je otvorená údolím miestneho potoka. Blízke okolie panvičky je budované paleozoikom gemeríd (gelnická séria, fylit-diabázová séria, perm a zo sev. strany tenký pruh spodnotriasových bridlíc). Výplň pánvičky tvoria neogénne sedimenty košickej štrkovej formácie.

Na základe vrtu č. Ba — 2 terén je pokrytý 0,70 m mocnou vrstvou kvartérnych hlín s obsahom okrúhliakov štrku, pod ktorou leží vrstva piesčitých štrkov s rôznym stupňom zaílovania o mocnosti 14,30 m. Pod štrkami ležia sivé slabo namodralé piesčité aleurity, v ktorých boli pozorované fosfáty vo forme konkrécií. Vertikálny vývoj spomínaných aleuritov nie je rovnorodý, ale často je prerušovaný výskytom „utopených" okruhliačkov štrku, ktorých ∅ sa pohybuje od 1—3 až 5 cm (kremeň, kremenec, kryštalické bridlice, rohovce). Tieto okrúhliačky v najväčšom množstve sa vyskytujú v hĺbkovom intervale od 18,80 m — 21,00 m a 25,80 — 28,00 m. V podloží aleuritov t. j. pod hĺbkou 30,40 m ležia silne zaílované štrky, v ktorých vrt č. Ba — 2 v hĺbke 34,50 m bol ukončený. Za účelom stratifikácie aleurity boli podrobené palynologickému štúdiu (Planderová 1967). Našlo sa tu 17 vytrusných spor hub *Cyatheaceae, z ihličnatých hlavne Taxodiaceae a Picea.* Z Angiospermae *Myricaeae, Alnus a Quercus.* Spomínané asociácie poukazujú pravdepodobne na sarmat.

Mineralogický popis

Konkrécie fosfátov sa vyskytujú v piesčitých aleuritoch v hĺbkovom intervale od 17,70 — 17,80 m. Konkrécie sú zemitého vzhľadu a nápadnej farby berlinskej modrej. Tvar konkrécií je hrudkovitý a oproti okolitej hornine ich obmedzenie je výrazne ostré. Priemer konkrécií najčastejšie sa pohybuje v rozmedzí od 1 — 3 mm, ojedinele 5 — 10 mm. Práškový preparát vyhotovený z týchto konkrécií v polarizačnom mikroskope predstavuje jemnozrnnú ílovitú hmotu nízkych interferenčných farieb s ojedinelými drobnými úlomkami klastického kremeňa (3—5 %). V zriedenej HCl základná hmota nereaguje, ale rýchlo sa mechanicky rozpadáva. V ťažkej frakcii (0,02 %) dominujú ílovité agregáty tmelené Ca—Fe karbonátmi, ktorých kvantitatívne zastúpenie dosahuje 86,45 %. Mimo toho boli pozorované amfiboly, granáty, kosoštvorcové pyroxény, leukoxén a ilmenit a veľmi sporadicky šupinky chloritu, minerály skupiny epidot-zoizitu a zirkón. V ľahkej frakcii (99,98 %) dominujúce postavenie majú živce (77,50 %) a kremeň (12,20 %). V menšom množstve vystupuje muskovit, Ca—Fe karbonáty a vulkanické sklo.

Výsledky chemickej analýzy z konkrécií fosfátov a z okolitej horniny urobenej v chemickom laboratóriu Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi sú nasledujúce:

	konkrécie fosfátov	okolitá hornina (piesčitý aleurit)
SiO_2	24,88 %	54,60 %
Al_2O_3	11,11	21,17
Fe_2O_3 (celk.)	27,98	8,12
(FeO)	17,68	3,72
CaO	2,25	0,73
MgO	1,20	2,01
TiO_2	0,61	1,02
str. žíh.	17,41	6,88
MnO	0,50	0,12
P_2O_5	7,05	0,17
Na_2O	0,37	1,35
K_2O	4,81	3,70

Okrem toho, v spomínanom laboratóriu, z konkrécii fosforitov bol urobený záznam DTA pri citlivosti 1/10.
Z krivky DTA je možné dedukovať, že pravdepodobne ide o vivianit znečistený ílovými minerálmi. Na prítomnosť vivianitu poukazuje ostrá endotermná reakcia pri 180 °C, pri ktorej dochádza k strate molekulárnej vody. Exotermná reakcia pri 670 °C pravdepodobne zodpovedá oxydácii Fe++ na Fe+++.

Vznik fosfátov

Na základe výsledkov mineralogického štúdia vznik konkrécii vivianitu je možno vysvetliť dvojakým spôsobom:

a) anorganickou cestou t. j. uvoľnením fosforu z paleozoických hornín gemeríd rozkladnými a vyluhovacími procesmi z minerálov bohatých na obsah fosforu (napr .apatit) a jeho vyzrážaním za určitých fyzikálno-chemických podmienok v koloidnej forme v podobe konkrécii v sedimentačnom bazéne. Samozrejme presne špecifikovať podmienky sedimentácie na základe doteraz známeho výskytu je dosť problematické.
b) organickou cestou t. j. rozkladnými procesmi organizmov, ktorých schránky boli bohaté na obsah fosforu. Táto alternatíva je málo pravdepodobná, pretože pri mikroskopickom štúdiu v konkréciách vivianitu neboli zistené žiadne zbytky organizmov.

Záver

Hoci popísaný výskyt fosfátov je mineralogického významu, je nutné brať zreteľ, že je prvým známym výskytom tohoto druhu v sedimentárnych horninách neogénu. Rozhodne väčšia akumulácia výskytu by vzbudila pozornosť aj z praktického hľadiska. Z toho dôvodu v budúcnosti nebude od veci z titulu fosfatonosnosti venovať pozornosť aj sedimentárnym horninám neogénu najmä v pelitickom vývoji.

Doručené: 28. VII. 1970
Doporučil: doc. dr. C. Varček, CSc

Geologický prieskum, n. p.,
Geologické stredisko Košice

LITERATÚRA:

BORZA K. — MARTINI H. (1962): Výskyt glaukonitického vápenca albu Javorovej doliny v Tatrách, Geologický sborník SAV, Bratislava roč. 13, č. 1.
DOBRA E. — RICHTER Š. (1970): Košická kotlina, keramické suroviny VP, stav k 30. 3. 1970. Archív GP, Sp. Nová Ves.
KRAVJANSKÝ I. (1962): K problematike zrudnenia v Nízkych Tatrách a priľahlých pohoriach, Geologické práce, zošit 62, Bratislava.

MIŠÍK M. — POSPÍŠIL A. (1963): Správa o náleze forsforitovej horniny v liase M. Fatry, Archív GP, Žilina.
PLANDEROVÁ E. (1967): Palynologické zhodnotenie vrtov z oblasti Východoslovenského neogénu (rukopis) GÚDŠ, Bratislava.
POLÁK S. (1957): Žilná fluor-apatit-sideritová paragenéza z Jedľových Kostolian. Geologické práce, zprávy 11, Bratislava.
SANDANUS M. (1969): Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z Košickej kotliny (rukopis), Archív GP, Žilina.
SLÁVIK J. (1964): Štúdia o možnosti fosfogenézy v záp. Karpatoch (rukopis) Archív GP, Žilina.
Redakcii doručené: 14. I. 1971
K tlači doporučil: dr. P. Grecula, CSc

On the Phosphate Occurence in the Košice Gravel Formation

EDUARD DOBRA

In the borehole Ba-2, being localized northwest of the village of Baška (Košice district) phosphate concretions were found. These concretions occur in sandy siltstones situated in a depth of 17,70 to 17,80 meters. On the basis of Sporomorphe study these rocks may belong probably to Sarmatian. The phosphate concretions are nodular being of intensive Berlin bleu colour. They are often 1 to 3 mm, rarely 5 to 10 mm in diameter, their content of P_2O_5 reaches 7,05 per cent. On the basis of d. t. a. curve the phosphate concretions correspond to vivianite. As to genesis, in the writer's opinion this mineral is considered to be of anorganic origin. This viewpoint is also supported by the fact that no organic remains were found in the vivianite concretions.

Tehliarske suroviny v oblasti východoslovenského paleogénu

GEJZA MIKITA

Oblasť paleogénu bola považovaná za málo perspektívnu z hľadiska možnosti výskytu väčších akumulácií kvartérnych sedimentov vhodných použiť v tehliarskom priemysle. Pelitické sedimenty paleogénu zase neboli považované za vhodnú surovinu pre obsah pieskových hornín.

V rámci úlohy „Východné Slovensko — štúdiá — tehliarske suroviny" dospeli sme k výsledkom, ktoré uvedené názory nepotvrdzujú.

Za tehliarske suroviny v oblasti paleogénu považujeme:

— nezvetrané súvrstvia všetkých štruktúrnych jednotiek v pelitickom vývoji, pokiaľ nie sú znehodnotené takým množstvom úlomkov pevných hornín (prevažne pieskovcov), že nie je možné ich priemyselné spracovanie;
— elúvium flyšového súvrstvia v pelitickom vývoji;
—kvartérne hlinité sedimenty na paleogénnom podklade:
a) deluviálne (svahové) hliny,
b) drvinové spraše hliny.

V jednotke centrálnokarpatského paleogénu za tehliarske suroviny považujeme nezvetrané ílovcovité súvrstvia, elúvium ílovcov a kvartérne hlinité sedimenty v nadloží terciérnych hornín. Z hľadiska tehliarskych surovín v tejto jednotke je dôležité ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, v ktorom sú v prevahe ílovce nad pieskovcami. Ílovce tohoto súvrstvia majú obyčajne lastúrnatú odlučnosť a lupienkový rozpad. Prevládajúce sfarbenie ílovcov je sivé, často i zelenosivé. Ilovce po navetraní sú hnedé, často i žltkavohnedé (Lokalita Žalobín).

Z kvartérnych sedimentov sú dôležité deluviálne hliny a drvinovité spraše hliny akumulujúce sa najčastejšie na západných a severných svahoch väčších údolí riek a potokov. Na báze kvartérnych sedimentov, v oblasti rozšírenia centrálno-

karpatského paleogénu, boli postavené dva nové tehliarske závody, Hanušovce nad Topľou a Humenné, ktoré budú spracovávať deluviálne hliny a drvinovité sprašové hliny.

Vychádzajúc z našich poznatkov o tejto štruktúrnej jednotke, vzhľadom k priaznivému litologickému a morfologickému vývoju, predpokladáme, že okrem uvedených známych lokalít je možné v tejto jednotke nájsť viac miest s priaznivým geologickým vývojom, kde bude možné zaistiť tehliarske suroviny v dostatočnom množstve a vyhovujúcej kvalite.

V priútesovom vývoji situácia je podobná ako v predchádzajúcej jednotke. Zdrojom tehliarskych surovín tu môže byť súvrstvie pestrých ílovcov a slieňovcov, v ktorých sa miestami podradne nachádzajú medzivrstvy vápnitých pieskovcov o mocnosti maximálne do 30 cm. Ílovce tohoto súvrstvia sú farby fialovej, červenej, zelenej i žltozelenej. Slieňovce majú to isté sfarbenie a sú premenlivej vápnitosti. Pre tehliarske účely je možné využiť ílovce i slieňovce tohoto súvrstvia. V nadloží terciérnych sedimentov môžu byť vyvinuté kvartérne deluviálne hliny a hliny sprašového charakteru.

V Čerchovskej jednotke ako tehliarske suroviny môžu byť využité ílovce a elúvium ílovcov podielajúcich sa na stavbe tejto jednotky. Nádejné sa javia „malcovské vrstvy" budované prevažne ílovcami premenlivej vápnitosti a sivozeleného sfarbenia. Ílovce „malcovských vrstiev" boli overované na lokalite Porúbka vrtom POR—1 a vyhodnotené ako vyhovujúce pre výrobu plných a priečne dierovaných tehál. Bilančná mocnosť suroviny v mieste vrtu je 10 m.

Túto štruktúrnu jednotku hodnotíme za rovnako perspektívnu ako predchádzajúce. Aj tu môžme predpokladať akumulácie kvartérnych tehliarskych surovín v nadloží terciérnych hornín na Z a S svahoch väčších údolí a potokov.

V bystrickej jednotke na tehliarske účely môžu sa využívať ílovce belovežských vrstiev a zlinských vrstiev a zvlášť priaznivo vyvinuté kvartérne sedimenty, dosahujúce na niektorých lokalitách mocnosť nad 20 m. V nezvetralom ílovcovom súvrství zlinských vrstiev bol situovaný vrt LUK—1 na lokalite Lukavica. Výsledky laboratórneho zhodnotenia určujú surovinu k výrobe plnej pálenej tehly. Tu považujeme za potrebné podotknúť, že vrt nemohol byť odvrtaný z technických príčin na určenom mieste a výsledky z tohoto vrtu, kde ílovce mali veľmi vysoký obsah úlomkov pieskovca, nemôžu byť meradlom na posudzovanie vhodnosti ílovcového súvrstvia zlinských vrstiev v oblasti ich rozšírenia v tejto jednotke. V zlinských vrstvách poznáme celý rad lokalít (odkryvov), kde množstvo pieskovcov, je podstatne nižšie ako na uvedenej lokalite (Lascov, Lomné, Valkov, Brezov).

Veľmi priaznivý vývoj majú kvartérne sedimenty v nadloží belovežských a zlinských vrstiev. Kvartérne sedimenty, v oblasti rozšírenia tejto jednotky, sú tiež reprezentované deluviálnymi hlinami a drvinovými sprašovými hlinami ako u predchádzajúcich jednotiek.

Na lokalite Marhaň dosahujú kvartérne sedimenty 25 m (deluviálne hliny 9 m a drvinovité sprašové hliny 16 m). Na lokalite Brezov dosahujú deluviálne hliny mocnosť 6 m a drvinovité sprašové hliny mocnosť 14,80 m. Na lokalite Lascov sú to mocnosti: 5 m deluviálnych hlín a 11 m drvinovitých sprašových hlín. Na lokalite Valkov: 6 m deluviálnych hlín a 8 m drvinovitých sprašových hlín.

Z poznatkov získaných pri terénnych prieskumných prácach a z výsledkov laboratórnych skúšok, konštatujeme, že litofaciálny vývoj tejto jednotky je natoľko priaznivý, že túto jednotku môžeme hodnotiť ako perspektívnejšiu v porovnaní s predchádzajúcimi a predpokladáme, že je tu možnosť nájsť ešte nové lokality s dostatočnými akumuláciami tehliarskych surovín vhodných pre využitie v tehliarskom priemysle.

V račanskej jednotke z hľadiska tehliarskych surovín popri ostatných ílovcových súvrstviach sú veľmi dôležité „belovežské vrstvy" a „zlinské vrstvy račanské," ktoré majú značné plošné rozšírenie a podstatne nižší obsah pieskovcov. Ílovce belovežských vrstiev a zlinských vrstiev račanských majú širokú paletu sfarbenia, sú svetlosivé, zelené, žlté, červené i fialové. V tejto jednotke poznáme celý rad lokalít, z ktorých tri boli overované technickými prácami Mestisko, Zborov, a N. Jedľová).

Na lokalite Mestisko, ílovce belovežských vrstiev presahujú mocnosť 50,4 m (hĺbka

vrtu Me—5—69) a do hĺbky 30 m obsahujú zanedbateľné množstvo úlomkov pevných hornín. Bilančná mocnosť ovšem je 24 m a je ovplyvnená hladinou podzemnej vody.

Na lokalite Zborov je bilačná mocnosť ílovcov belovežských vrstiev, pre hladinu podzemnej vody a obsah úlomkov hornín, len 6 m.

Na lokalite Vyšný a Nižný Mirošov je bilančná mocnosť ílovcov 25 m. Využiteľné sa javia ílovce belovežských vrstiev ešte na lokalitách Jedlinka, Ladomírová a Bokša, kde bilančná mocnosť je cca 8—10 m.

Zvlášť priaznivo sú v tejto jednotke vyvinuté kvartérne deluviálne hliny a drvinovité sprašové hliny. Na lokalite Mestisko nachádzajú sa deluviálne hliny v nadloží ílovcov belovežských vrstiev alebo nad terasou Ondavy. Mocnosť deluviálnych hlín a drvinovitých sprašových hlín na tejto lokalite presahuje miestami 23 m.

Na lokalitách: Dubinné sú to mocnosti nad 10 m; Kožany 18 m; Ortuťová do 10 m. Na ostatných lokalitách v tejto jednotke deluviálne hliny a drvinovité hliny (Jurková Voľa, Snina, Stropkov, Breznica) dosahujú mocnosť okolo 10 m.

V tejto štruktúrnej jednotke predpokladáme zvlášť priaznivé akumulácie najmä kvartérnych hlín na západných svahoch údolia Ondavy a jednotku hodnotíme ako veľmi perspektívnu.

Oblasť tektonických okien a dukelských vrás — za tehliarske suroviny tu môžme považovať ílovce všetkých súvrství podielajúcich sa na stavbe oblasti, pokiaľ nebudú obsahovať nespracovateľné množstvo úlomkov pevných hornín. Na svahoch Užskej hornatiny privrátených k juhu a JZ môžme očakávať väčšie akumulácie kvartérnych hlín najmä v oblasti kót „Na Stokách" a „Skura".

Technologická charakteristika suroviny

Na základe zhodnotenia geologických pomerov a výsledkov technologických skúšok môžeme konštatovať, že oblasť paleogénu má vcelku priaznivý litologický a morfologický vývoj z hľadiska výskytu a použitia surovín v tehliarskom priemysle. Z technologického hľadiska, ílovce všetkých štruktúrnych jednotiek, pokiaľ nie sú znehodnotené veľmi vysokým obsahom pieskovcových hornín, môžeme charakterizovať ako uhličitanovú polohrubú až hrubú stredne plastickú až plastickú surovinu. Je to surovina dobre väzná, málo až stredne citlivá na sušenie. Pokiaľ tieto ílovce budú čisté, neznehodnotené, dávajú predpoklad pre výrobu aj náročnejšieho sortimentu (aj tenkostenné výrobky). Z dôvodu, že nebude možné sa pri ťažbe vyhnúť úlomkom hornín, môžeme uvažovať o využití tohoto druhu suroviny prevažne na plné tehly a priečne dierované tehly. Z toho dôvodu pomernej variability kvality suroviny (rôzny obsah pieskovín a iloviny) bude sa pri ťažbe pravdepodobne vyžadovať dobrá homogenizácia.

Kvartérne sedimenty (deluviálne hliny a drvinovité sprašové hliny) z technologického hľadiska môžeme označiť ako bezuhličitanové stredne plastické až plastické hliny málo citlivé na sušenie. Deluviálne hliny sú väznejšie s väčším obsahom íloviny a $CaCO_3$, dávajú predpoklad pre výrobu sortimentu vyšších pevnostných značiek pri výpale na 950 °C.

Drvinovité sprašové hliny majú malý obsah pieskoviny a tiež nízky obsah ílovitej frakcie (20—30 %). Vlastná ílovina (pod 2 u) neobsahuje v podstatnom množstve ílové minerály, ale vyskytujú sa v nej úlomky kremeňa. Ílovina mineralogicky pozostáva z illit-montmorillonitu. Illit tvorí podstatnú časť íloviny, čo sa prejavuje tým, že surovina nie je citlivá na sušenie. Surovina nie je náročná na spracovanie, avšak keramicko-technologické vlastnosti ju predurčujú hlavne na výrobu plných a priečne dierovaných tehál.

Výroba náročnejších sortimentov je možná dobrou homogenizáciou deluviálnych hlín a drvinovitých sprašových hlín.

Niekoľko poznámok ku genetickým otázkam

Ílovce, podieľajúce sa na stavbe štruktúrnych jednotiek. Vznikali na dne paleogénnych morí v kľudnom prostredí. Najvrchnejšie partie ílovcov sú tvorené ich elúviom, ktoré vzniklo v dôsledku zvetrávania.

Deluviálne hliny vznikli s predchádzajúcich soliflukciou v období periglaciálneho klimatu, kedy sa vytvorila zamrznutá pôda s tundrovými zjavmi a na svahoch privrátených k východu, juhovýchodu a čiastočne juhozápadu, dochádzalo za letného rozpúšťania k intenzívnej soliflukcii. U tohoto typu suroviny môžeme pozorovať nevytriedenosť, klasickú textúru a častú prímes alochtonného materiálu. Sedimenty sú ilovitého charakteru, často sfarbené hydroxidmi Fe, Mn.

V studenom a suchom období vznikli eolické sedimenty obsahujúce často i mechanické častice pôvodných hornín, veľkosti niekoľkých mm v priemere a označujeme ich ako drvinovité sprašové hliny. Tieto sedimenty sú často odvápnené. V drvinovitých sprašových hlinách pozorujeme často rovnobežné zvrstvenie, takže sa nedá vylúčiť možnosť splachového alebo ronového premiestňovania, resp. spolupôsobenia topiaceho sa snehu v relatívne humidnejších vyššie položených oblastiach v období pleistocénu.

Záver

Donedávna oblasť východoslovenského paleogénu bola značne podcenená z perspektívneho hľadiska výskytu vhodných tehliarskych surovín. Paleogénne ílovce i slieňovce sú vhodnou tehliarskou surovinou. Kvartérne sedimenty na paleogénnom podklade, reprezentované deluviálnymi hlinami a drvinovitými sprašovými hlinami, akumulujú sa prevažne na svahoch väčších, mierne uklonených údolí riek a potokov. Najväčšie akumulácie kvartérnych hlín sú na svahoch privrátených k východu, juhovýchodu, juhu a čiastočne i juhozápadu. Nie sú vzácnosťou lokality, kde kvartérne hliny dosahujú mocnosti 20 m. Oblasť východoslovenského paleogénu, najmä jeho kvartérna časť, je z hľadiska perspektív tehliarskej výroby veľmi zaujímavá a bude vyžadovať väčšiu pozornosť ako to bolo doteraz.

Doručené: 14. 5. 1971
K tlači doporučil: dr. Pavel Grecula, CSc.

Geologický prieskum, n. p.,
Geologické stredisko — Košice

LITERATÚRA:

BAŇACKY V. (1956): Dielčia správa za r. 1956 — Základný geologický výskum kvartéru Východoslovenskej nížiny.

BAŇACKY V. (1962): Ročná správa o základnom geologickom výskume kvartéru Vsl. nížiny za rok 1962 na listoch Michalovce, Trebišov, Lastomír (Archív GÚDŠ, Bratislava).

DOBRA E. (1970): Výsledky štúdia pelitickej frakcie ílovitých sedimentov východoslovenskej neogénnej panvy (Mineralia Slovaca, roč. II. (1970) č. 6.).

DOBRA E. (1970): Nové litologicko-stratigrafické poznatky získané pri prieskume ílov v neogéne Vsl. nížiny. (Mineralia Slovaca, roč. II (1970) č. 5.)

ĎURKOVIČ T. (1962): Sedimentárno petrografický výskum magurského flyša na vých. Slovensku. Geologické práce, zošit 63, Bratislava.

MIKITA C. (1970): Východné Slovensko — štúdia — tehliarska surovina so stavom 1. IV. 1970. (Archív GP, Sp. Nová Ves.)

SLÁVIK J. (1962): Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne vých. Slovenska. Geologické práce 1962, zošit 63, Bratislava.

Some Notes on the Brick Raw Materials in the Area of the East Slovakian Paleogene

GEJZA MIKITA

There are two groups of raw materials occuring in the area of the East Slovakian Paleogene, which can be usable for brick industrial application. These are first of all claystones and marlstones of the all structural units being suitable only if not contaminated by a large amount of solid rock fragments. The Quaternary sediments situated on the Paleogene basement belong to the second group and in this area they are represented by deluvial loams and detritic secondary loess. These sediments of Quaternary age are accumulated on the slopes turned to E, SE, S, and in some cases also to SW. Their thickness is locally 20 meters and more.

Hydrogeologické pomery východnej časti Fiľakovskej vrchoviny

JURAJ ORVAN

Nové poznatky o hydrogeológii východnej časti Fiľakovskej vrchoviny získali sa v rokoch 1969 a 1970 pri hydrogeologickom mapovaní (Orvan 1961, 1970). Dotýkajú sa hydrogeologických pomerov v závislosti od litológie hornín a ich vlastností filtračných, ďalej údajov o zvodnení hornín, o obehu podzemných vôd a možnosti ich vodárenského využitia.

Východnú časť Fiľakovskej vrchoviny odvodňuje Mačací potok (Mačkáš) a z časti Hodejovský potok (pravostranný prítok Gortvy).

Hydrogeológii Fiľakovskej vrchoviny, ktorá sa nachádza v blízkosti Rimavskej kotliny, na vodu veľmi deficitnej, sa nevenovala doteraz väčšia pozornosť. Bolo to iba niekoľko lokálne zameraných prác inžiniersko-geologického charakteru a ďalej dokumentácie vŕtaných studní (Ostrolucký 1958, 1959 a 1962).

Hydrogeologické pomery sú tu závislé od geologickej stavby, celkového tektonického vývoja, geomorfológie a od sedimentácie kvartéru, t. j. litológie, granulometrie a mocnosti pokryvných útvarov a výplne jednotlivých údolí.

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú hlavne terciérne (vrchný chat) jemnozrnné piesky až pieskovce so šošovkami pevných pieskovcov. Tieto sú charakteristické výskytom glaukonitu (pyroklastiká bazaltov v tejto časti majú len malý podiel a hydrogeologický sú bezvýznamné).

Kvartérne sedimenty predstavujú plášť zvetralín na horninách terciéru a tiež výplň jednotlivých plochých úvalinových údolí.

Z tektonického vývoja treba uviesť, že pôvodne celistvé územie tu radiálne rozrušili zlomy 4 systémov. Úrovne súčasných vodných tokov sa zahĺbili do tektonicky predisponovaných zón. To dokumentuje i riečna sieť pravidelných tvarov (ich hlavné smeru sú: ZSZ — VJV, JJZ — SSV, Z — V, S — J).

Terciérne piesky a pieskovce ako celok sa vyznačujú pórovou priepustnosťou. Je taktiež predpoklad, že miesta tektonicky porušené systémom zlomov sú priepustnejšie a mohli by z časti drénovať vody zo základného masívu pieskov a pieskovcov.

Samotné pieskovce vetrajú, vo vrchných častiach sú zóny vetrania mocnejšie (do 1—1,5 m) ako na svahoch, kým na úpätiach sú splachové — deluviálne lemy. Delúvium má charakter jemnozrnných frakcií piesku, prachu a menšieho množstva ílovitých frakcií. Svahové sedimenty sú zásadne menej priepustné na svahoch ako vo vrcholových častiach. Ílovitá frakcia splachového pôvodu sa koncentruje vo výplni dna údolí. Nejde tu teda o bežný typ riečnej sedimentácie. Ílovité splachové sedimenty v údolí Gortvy a Mačacieho potoka sú mocné 3 — 6 m, miestami až 8 m a skladajú sa prevažne z nepriepustných pestrofarebných ílov, len v ich báze je roztrúsený nepatrný počet čadičových obliakov. Dná údolí majú vo väčšine prípadov charakter alúvia senilného toku s prikorytovými valmi a zamokrenými miestami za valmi.

Sedimenty výplne údolí majú hydrogeologický funkciu bariéry voči vodám vytekajúcim z terciérnych pieskov a pieskovcov.

Dôležitým faktorom pre obeh podzemených vôd vcelku je, že svahové sedimenty tu predstavujú menej priepustné prostredie ako vlastné súvrstvie pieskov a pieskovcov.

Pri tomto rozložení priepustnejších pieskovcov s menej priepustnými svahovými sedimentami a nepriepustnými výplňami splachových údolí dochádza najčastejšie k infiltrácii zrážkových vôd do zvetraných pieskov a pieskovcov na plochých chrbtoch a vrchných častiach svahov. Odvodňovanie prebieha po obvode jednotlivých masívov v miestach, kde je znížený odpor k výstupu na povrch, viacerými spôsobmi:

a) Najčastejšie je to v hrotoch masívov pri spájaní sa dvoch údolí. Menej svahové sedimenty zo svahov tu majú minimálnu hrúbku. Výstup vody z pieskovcov a pieskov sa tu deje na styku s nepriepustnými ílovitými sedimentami dna údolia. Je to najrozšírenejší druh prameňov, hoci v iných územiach je tento zjav pomerne vzácny. Ich výdatnosť sa pohybuje priemerne okolo 1 — 2,5 l/sek. Sú to napr. pramene v Petrovciach v obci (1,8 — 3,0 l/sek.), Jestice (0,3 — 1,0 l/sek.),

Hostice — Katarína pusta (1,6 l/sek). Gemerské Dechtáre (1,3 — 2,7 l/sek.), Kutaš Pusta (0,4 — 2,5 l/sek.). Hodejovec (0,8 — 1,0 l/sek.) a pod.

b) Ďalším typom výstupu podzemných vôd z terciérnych pieskov a pieskovcov sú pramene na bokoch údolí. Najčastejšie sú na strmých svahoch podrezaných potokom v tesnej blízkosti nad riečiskom. Vodný tok tu naráža na breh, odnáša svahové sedimenty a odkrýva skalný podklad. Sú to aj vývery v miestach, kde svahové sedimenty boli strhnuté a odnesené zosuvmi (Almáš Pusta). Týmto spôsobom sa dostávajú na povrch vody z menej výdatných prameňov (do 0,1 — 0,3 l/sek.) Zásadne sú tieto pramene na svahoch, a to mimo eróznych rýh alebo iných depresií.

c) Podzemná voda z terciérnych pieskov a pieskovcov sa môže v podobe prameňov dostávať k povrchu aj v miestach anizotrópie v samotnom terciérnom súvrství. Pri súčasnej zmenšenej pokrývke menej priepustných svahových sedimentov dochádza potom, na styku s nepriepustnou výplňou úvaliny a podľa dĺžky úseku anizotrópie, k vývoru. Anizotrópiu v terciérnom súvrství môže podmieňovať aj zlomom porušné a viac priepustné pásmo. Môže sa z časti zúčastňovať aj na niektorých prípadoch uvedených pod bodom a). Takéto prípady sa vyskytujú celkove len v malom počte.

d) Tak isto v malom počte sa vyskytujú vývery podzemnej vody v plytších erózných ryhách, event. v záveroch uvalinových údolí a to v miestach nad priestorom, v ktorom nasadzujú ílovité splachové sedimenty. Ide o postupné výrony podzemných vôd do týchto úvalín (vznikajú z nich potoky) a majú sťahovavé pramene. Výdatnosť týchto prameňov je minimálna (do 0,01 l/sek.).

Chemicky takéto podzemné vody patria k typu vôd čisto hydrouhličitanových vápenatých so zvýšeným obsahom horčíka. Ich mineralizácia kolíše v rozmedzí 600 — 750 mg/lit a teplota od 7 do 12,5 °C. Obsahy železa, mangánu, organických látok a indikátorov povrchového znečistenia pri prameňoch sú veľmi nízke a preto vody sú vhodné na zásobovanie pitnou vodou. To ale nemožno povedať o podzemných vodách, zachytených domovými studňami.

Z vodárenského hľadiska je najdôležitejší výskyt sústredených prameňov uvedených ad a, b, c. Niektoré z nich sa už začali využívať pre zásobovanie vodovodov (Petrovce, Gemerské Dechtáre).

Spoznanie zákonitostí výstupu podzemných vôd na povrch v tejto oblasti umožňuje pristúpiť k zachyteniu ďalších prameňov a dáva možnosť získať zdroje podzemných vôd aj tam, kde niet sústredených a typických prameňov. Je to prínosom pre potrebu zaistiť zdroje pitnej vody pre všetky obce.

Doručené: 19. II. 1971
K tlači doporučil: Dr. Cabala

Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum,
národný podnik,
Žilina

LITERATÚRA:

ORVAN J., 1961: Nové poznatky o hydrologických pomeroch štvrťohorných riečnych náplavoch niektorých lokalít v údoliach JV Slovenska. Geologické práce, Správy 22, Bratislava.

ORVAN J., 1970: Registrácia prameňov v povodí Slanej, ročná správa. Archív IGHP — Žilina.

OSTROLUCKÝ P., 1958: Záverečná správa o predbežnom geologickom prieskume retenčnej nádrže JRD Šimonovce.

OSTROLUCKÝ P., 1959: Hydrogeologický prieskum — JRD Tachty. Rukopisná správa — Geofond, Bratislava.

OSTROLUCKÝ P., 1962: Správa o výsledku predbežného preskúmania inžiniersko-geologických podmienok pre vodnú nádrž JRD Hostice — okre Rimavská Sobota. Rukopisná správa, Geofond, Bratislava.

Hydrogeological Conditions of the Eastern Part of the Fiľakovská Vrchovina Mts

JURAJ ORVAN

In the present paper, some new informations on the hydrogeological conditions of the eastern part of the Fiľakovská Vrchovina Mts. are described. This area is formed by Tertiary sands and sandstones (Upper Chattian) of porous permeability. The underground water circulation in these beds is influenced first of all by effects of Quaternary sedimentation. It is a mantle rock being less permeable than the underlying Tertiary beds. Its permeability alone is considered to be lower on the slopes than in the upper parts.

The colluvial deposits are passing downwards into the clayey fluvio-deluvial sediments forming the filling of separate valleys. Their thickness varies from 8 to 10 meters and they influence the discharge of ground waters comming from the Tertiary sands and sandstones, as a barrier. Springs of various types issue there related to the spatial distribution and thickness of the Quaternary covering deposits, the most common of them yielding 2 to 3 l of water/sec.

The results obtained enable to supply the villages situated in this area by drinking water of good quality.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI – KRONIKA – KONFERENCIE

Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti

Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti sa konalo 11. decembra 1970 v zasadacej miestnosti Geologického ústavu D. Štúra, Bratislava, na ktorom bol zvolený nový výbor v tomto zložení:
Predseda: Doc. dr. Cyril Varček, CSc.,
Tajomník: pg. T. Šinály
Predseda bratislavskej pobočky: Doc. dr. Ján Seneš DrSc.
predseda košickej pobočky: Pro. dr. Ján Šalát,
predseda žilinskej pobočky: Dr. Vojtech Struňák,
Členovia výboru: Prof. Dr. Bohuslav Cambel, DrSc.
Dr. Ľudovít Ivan, CSc.
Prof. Dr. Michal Maheľ, DrSc.
Prof. Dr. Milan Matuľa, DrSc.
Dr. Ondrej Samuel, CSc.
Ing. Ján Slávik, CSc.
Inž. Milan Tapák.
Revizori: Doc. Dr. Mária Šímová, CSc.
Dr. Igor Rojkovič ,CSc.
Na tomto valnom zhromaždení odznela aj prednáška prof. L. Rozložníka, CSc.

L. Rozložník: **Nové poznatky o stavbe štiavnického ostrova**

Rozsiahle geologicko-ložiskové štúdium s použitím veľkého počtu štruktúrnych vrtov, urobené v posledných rokoch na území štiavnického ostrova, prinieslo rad nových poznatkov, ktoré stavajú do iného svetla doterajšie predstavy o členení tohto geologicky pestrého a metalogeneticky dôležitého územia.

Pri uzavretí prvej etapy výskumov r. 1966 (L. Rozložník), bez poznatkov získaných zo štruktúrnych vrtov, v rámci predneogénneho podložia, vcelku v súlade s názormi A. Bieleho a M. Maheľa, boli vymedzené nasledovné jednotky: 1. veporidná-kryštalinikum, 2. krížňanská jednotka, 3. chočská jednotka (s pozíciou príkrovu) a 4. eocén.

Novšie získané poznatky nezmenili doterajšie názory o postavení kryštalinika ako *veporidného kryštalinika* na území štiavnického ostrova, skôr sa upresnili poznatky o jeho náplni. Kryštalinikum skladá sa jednak z tzv. metamorfitov Zlatého vrchu (L. Rozložník, 1970), t. j. z kryštalických bridlíc – fylonitov, sericitickochloritických fylitov, rúl, rohovcov a migmatitov vzniknutých zložitým polymetamorfným vývojom v priebehu hercýnskeho i alpského orogenézu a výraznú metamorfózu vyvolal v nich aj neoidný hodrušský intruzívny komplex v podobe kontaktnej aureoly vo fácii až pyroxenických rohovcov a s prejavmi granitizácie. Na metamorfity Zlatého vrchu miestami je nasunutý ďalší člen kryštalinika – známa „vyhnianska drvená žula" (J. Šalát, 1954).

V sz. časti územia na kryštaliniku v podobe „vankúšov" leží mezozoické súvrstvie (spodnotriasové epikvarcity, strednotriasové dolomity, príp. rauvaky, dolomity s vložkami pestrých bridlíc, pieskovcov a anhydritu keupru, útržky lavicovitých vápencov pripomínajúcich rét a lias a napokon súvrstvie neokomu-albu). Tento silne metamorfovaný a zošupinatený komplex (prípady nasunutia žuly na kvarcity, kvarcitov na dolomity a zarolovanie dolomitov do súvrstvia neokomu-albu na južných svahoch Bukovca) svojou náplňou pripomína síce niektorú z krížňanských sérií (menovite sériu Veľkého boku), svojou pozíciou ide však o *obalové veporidné* mezozoikum.

Vyššia tektonická jednotka ležiaca v príkrovovovej pozícii miestami na kryštaliniku, inde na obalovom mezozoiku, začína silne vyvalcovaným, len lokálne vyvinutým karbónom (označeným O. Fusanom — J. Šalátom 1952 za gemeridný). Najvýraznejším členom vyššej jednotky je spodný trias pomerne veľkej hrúbky, pozostávajúci z pieskovco-vápnito-ílovitého súvrstvia so sadrovcom, postupne prechádzajúci do strednotriasového dolomiticko-vápencového súvrstvia. Najvyšším členom vyššej tektonickej jednotky, vystupujúcim len v podobe zvyškov, je biely, ružovkastý, miestami prúžkovaný kryštalický vápenec.

Táto vyššia tektonická jednotka predtým bola priraďovaná k chočskému príkrovu na základe jej pozície v jz. časti územia, kde leží na perme považovanom A. Bielym (1963) za melafýrovú sériu. Vrtmi HDŠ—3 a HDŠ—4 sa však ukázalo, že „melafýrová séria" predstavuje veľmi hrubý (vyše 1000 m, pričom podložie nebolo zastihnuté), komplex permu zvláštneho vývoja, ktorý zdola nahor začína hrubým karbonátovo-evaporitovým súvrstvím (dolomitický vápenec s anhydritom a grafitický vápenec rytmicky sa striedajúci s grafitickými bridlicami), prechádzajúce plynule bez diskordancie a násunu do „šedého súvrstvia" — považovaného predtým za karbón, tvoreného zlepencami, arkózami, pieskovcami, prachovcami a bridlicami, ktoré sa navzájom, často rytmicky striedajú a napokon do „červeného súvrstvia" analogickej náplne, len namiesto šedého zafarbenia prichádza zafarbenie červenkasté a zelené. Posledné súvrstvia obsahujú produkty kyslého aj bázického vulkanizmu (tak aj kremité porfýry ako aj diabázy). Uvedený komplex, ktorý na svahoch Havránkova bol predtým členený do troch útvarov: keuper krížňanskej jednotky, karbón a perm chočského príkrovu, predstavuje jednu sériu pripomínajúcu najskôr sériu meliatsku. Táto okolnosť, ako aj objav prejavov kyslého vulkanizmu a intrastratifikačných brekcií J. Vozára a J. Burianom (1968) v spodnom triase vyššej tektonickej jednotky, hovorí v prospech jej pričlenenia ku *gemeridnému príkrovu.*

Štruktúrne vrty priniesli aj ďalšie nové poznatky. Ostrov možno rozpoltiť čiarou prebiehajúcou stredom ostrova cez Haviarsky vrch — Banský vrch — Klokoč na dve časti jz. a sv. V sz. časti vystupuje kompletnejší vývoj: kryštalinikum, obalové mezozoikum a príkrov gemeridného paleozoika a mezozoika, kým v jz. časti vystupuje iba perm zvláštneho vývoja a trias gemeridného charakteru. Je možné, že jz. časť predstavuje ďalšiu vyššiu jednotku, ktorá bola zblížená s jednotkami v sv. časti pozdĺž zlomu sudetského smeru, fungujúceho po hlavnom kriedovom vrásnení, ale pred eocénom, nakoľko eocén zakrýva obe krídla domnelého zlomu.

Nové poznatky, pokiaľ ide o členenie predeocénneho substrátu štiavnického ostrova, možno zhrnúť takto: na štiavnickom ostrove máme do činenia s veporidami, s veporidným kryštalikom a obalovým mezozoikom, na ktoré je nasunutý príkrov s členmi nesúcimi znaky najskôr gemeridného karbónu a gemeridného mezozoika, možno s vyššou čiastkovou jednotkou v jz. časti ostrova, kde vystupuje perm zvláštneho vývoja, pripomínajúci meliatsku sériu a s triasom gemeridného charakteru v jeho nadloží.

Nové poznatky boli získané aj o *stratigrafii eocénu.* Bazálné zlepencové súvrstvie s numulitmi bolo tu známe už od minulého storočia. Vrt HDŠ—1 odkryl aj vyššie piesčito-ílovcové súvrstvie, ktoré na základe mikrofauny bolo O. Samuelom (1970) preukázané za vrchný lutét. Zvláštnosťou ílovcového súvrstvia je prítomnosť tufopieskovcov s asociáciou zodpovedajúcou najskôr dacitu. Je to prvý preukázaný *prejav paleogénneho vulkanizmu* na území centrálnych Západných Karpát .

Štruktúrne vrty potvrdili náš predpoklad o periklinálnom ponore veľkej neoidnej intrúzie zloženej z dioritu, granodioritu a kyslých diferenciátov, ktorú sme nazvali *hodrušským intruzívnym komplexom* (L. Rozložník, 1970). Rovnako sa potvrdila téza o tom, že hodrušský intruzívny komplex vytvára jadro štiavnického ostrova, ktoré zohralo dôležitú úlohu pri metalogenéze: priamo pri tvorbe skarnových rúd a nepriamo — štruktúrne — pri založení mineralizovaných zlomov v závere subsekventného vulkanizmu, v súvislosti so vznikom hydrotermálnych polymetalických rudných žíl. Upresnili sa poznatky o tvare a mechanizme preniku členov intruzívneho komplexu. Prenik podľa všetkého mal diapirický charakter s konkordantným, mierne klenutým priebehom kontaktu v kupolovitej časti a diskordantným priebehom na strmých okrajoch. Pri preniku došlo k redukcii sedimentárneho plášťa v kupolovitej časti a na okrajoch k založeniu roja žíl porfyritov (granodioritu, dioritu a aplitu), ktoré zohrali dôležitú úlohu pri skarnotvorných procesoch, vrátane

lokalizácie nedávno, južne od Banskej Hodruše v doline Zlatna, objaveného veľmi sľubného medeného, žilníkovo-impregnačného zrudnenia.

Vek hodrušského intruzívneho komplexu nie je doriešený. Jeho vystupovanie, petrografický charakter a kontaktné účinky pripomínajú rumunské banatity — laramity (L. Rozložník — J. Šalát, 1963). Geochronologicky (V. Konečný, 1969) jeho prenik spadá do obdobia 20—15 mil rokov, t. j. do obdobia neogénu. Geochronologické datovanie treba však brať s rezervou, nakoľko v uvedenej oblasti boli zistené rozpory medzi jeho údajmi a geologickými skutočnosťami.

Rad nových poznatkov bol získaný o priebehu neogénneho subsekventného vulkanizmu, o formách, petrografickom a petrochemickom charaktere produktov jeho jednotlivých fáz. Urobené štúdium vyústilo v rozbor štruktúrnych, magmatických a litologických faktorov lokalizácie zrudnenia, ktoré potvrdilo pokračovanie zrudnenia smerom do hĺbky v priaznivom vývoji a jeho prítomnosť, aj mimo rámca doteraz známeho rozsahu štiavnicko-hodrušského rudného obvodu, čo dáva dobrú perspektívu pre ďalší prieskum a ťažbu.

Ján Slávik: **Dlhodobý výhľad slovenskej geológie**

Resumé z prednášky uskutočnenej na zasadnutí SGS v Bratislave

Predpoklad pre správne dlhodobé rozhodovanie je vedomie súvislostí a správne určenie pozície problematiky, pre ktorú dlhodobý výhľad plánujeme voči ostatným sférám ľudskej činnosti. Musíme postaviť taký model aktivity geologického odvetvia, ktorý by pri ekonomickom kvantifikovaní poskytoval také spoločenské hodnoty, ktoré by nezaostávali za efektivitou geológie v kapitalistickom systéme alebo v rozvojom svete.

Nemožno uvažovať s rozsiahlym narastaním množstva pracovníkov, zaoberajúcich sa geologickou činnosťou. Dynamický rast budeme musieť dosahovať zvyšovaním kvalifikácie na jednej strane a technickým rozvojom na strane druhej.

Náš dlhodobý výhľad musíme definovať alternatívne a rozčleniť do približne troch sfér:

1. okruh činností, ktoré budeme musieť realizovať bez ohľadu na iné vplyvy,
2. okruh činností, ktoré budeme realizovať za predpokladu priaznivého vývoja ekonomickej infraštruktúry,
3. okruh činností, ktoré budeme rozvíjať iba vo zvláštnych prípadoch (embargo, krízové stavy vo svete a pod.).

Dlhodobé prognózy, počítajú s tým, že do roku 1990 vzrastú skutočné svetové ceny cínu o 30 %, medi o 50 %, zinku o 15 %, olova o 20 % ,plynných a tekutých palív asi o 20 — 25 %, čím naše ložiská farebných kovov sa dostanú do sféry ekonomicky ťažiteľných akumulácií.

Civilizačný rozvoj v každom prípade bude v priebehu najbližších desaťročí nárokovať veľké množstvá rudných a nerudných surovín. Veď už dnes plánovaný rozvoj investičnej a bytovej výstavby do roku 1980 si bude vyžadovať zvýšenie výroby stavebných hmôt najmenej na 2,6 násobok, u rúd: Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Au, Ag, Sn, u nerúd hlavne rýdzu síru a azbest, z palív nafta a zemný plyn. Sú to suroviny potrebné pre nás v akomkoľvek racionálnom množstve, ktoré budeme vyhľadávať.

Ostatné suroviny je treba skúmať iba v prípade konkrétnych požiadaviek. Považujeme za potrebné zabezpečovať nové netradičné suroviny, hlavne niektoré vzácne zeminy, vzácne, legujúce kovy a niektoré špecifické typy nerudných nerastných surovín.

Ku definitívnemu výpočtu cieľov je treba pripočítať ešte súbor poznatkov potrebných pre výstavbu, na inžiniersko-geologické mapy a regionálno-hydrogeologický prieskum Slovenska.

V základnom výskume je predovšetkým treba doriešiť historický pochopený model sformovania sa Západných Karpát aj s predstavou o mechanike jednotlivých udalostí, ktoré západokarpatskú štruktúru formovali. Bude treba rýchlo definovať charakter procesov, ktoré spôsobili jednotlivé geologické udalosti a špecifikovať ich možný surovinový dosah.

Sú to úlohy nemalé, ale ak očakávame od spoločnosti, aby na geológiu vynakladala prostriedky nie v menšej miere ako doteraz, dosiahnuť tieto ciele by malo byť vecou cti každého z nás.

Slovenská geologická spoločnosť

KONFERENCIE

VEDECKÁ KONFERENCIA O TEKTONICKÝCH ŠTÝLOCH

Tektonická komisia karpato-balkánskej asociácie v spolupráci s geológmi viacerých geologických inštitúcií ČSSR (Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, Ústredný ústav geologický v Prahe, Geologický ústav ČSAV v Prahe, Geologický ústav SAV v Bratislave, Katedra geológie PFUK v Prahe, Katedra geológie PFUK v Bratislave) usporiadala v dňoch 16.—18. 11. 1970 — v Dome vedeckých pracovníkov v Smoleniciach — vedeckú konferenciu, venovanú nasledujúcim, v súčasnosti veľmi aktuálnym tektonickým otázkam:

1. Tektonické štýly na území ČSSR a ich klasifikácia;
2. Zlomy a ich úloha pri jednotlivých tektonických štýloch; klasifikácia zlomových štruktúr;
3. Postoj k vrásnivým fázam.

Uvedené témy v tektonickej geológii patria k základným, navzájom na seba naväzujú. Veď tektonické štýly znamenajú vlastne typ architektonickej stavby, zlomy sú veľmi dôležitou, často určujúcou súčasťou tejto stavby a vrásnivé procesy jej tvorcom.

Prípravu konferencie, jej obsahovú náplň, výber hlavných referátov k jednotlivým otázkam a zostavenie rokovacieho programu zabezpečoval organizačný výbor konferencie, ktorý pozostával zo zástupcov všetkých zainteresovaných geologických inštitúcií. Predsedom organizačného výboru bol prof. RNDr. M. Maheľ, DrSc., člen korešpondent SAV a ČSAV.

Konferencie sa zúčastnilo takme 100 popredných geológov zo všetkých českých a slovenských geologických pracovísk, takže ona mala skutočne celoštátny charakter. Zvlášť potešiteľná bola účasť zahraničných členov redakčnej rady tektonickej mapy Karpatsko-balkánskej sústavy, ktorá zasadala po ukončení konferencie v dňoch 19.—20. 11. 1970.

Väčšina prítomných sa zúčastnila konferencie aktívnym spôsobom, o čom svedčí 36 predniesených referátov a bohatá diskusia k všetkým prerokovávaným problémom.

Prerokovávaná tématika, ako konferencia názorne ukázala, je v tektonickej geológii, ktorá postupne prechádza od popisu a vysvetľovania genézy jednotlivých štruktúrnych prvkov k ich zaraďovaniu do prírodzených asociácií, v súčasnosti veľmi aktuálna. Tento trend súvisí so zostavovaním prehľadných tetkonických máp, pri ktorom zvlášť v zložitom alpsko-karpato-balkánsko-dinárskom systéme Karpato-balkánska asociácia riadená z ČSSR zohráva vedúcu úlohu.

Hlavný referát k tektonickým štýlom a ich klasifikácii predniesol *doc. dr. J. Jaroš, CSc.* (PFUK Praha), v ktorom rozviedol najnovšie poznatky a princípy jednotlivých klasifikácií tektonických štýlov. Predložil i návrh kritérií pre klasifikáciu , ktorú by bolo možné aplikovať pre vyčlenenie jednotlivých tektonických štýlov.

Ďalšie referáty boli venované konkrétnej charakteristike a analýze tektonických štýlov a ich osobitnosti. Ich autori vychádzali z poznatkov získaných tektonickým výskumom jednotlivých väčších tektonických jednotiek Západných Karpát a niektorých častí Českého masívu.

Najnovšie poznatky o stavbe a zvláštnostiach tektonických štýlov v kryštaliniku Západných Karpát boli obsahom referátov *dr. A. Klinca, CSc.* (GÚDŠ Bratislava), *dr. D. Kubínyho* (GP Banská Bystrica) a *dr. S. Jacka* (VŠT Košice). Vnútornou stavbou syntektonických a posttektonických granitoidných telies Českého masívu teda i ich tektonickým štýlom sa zaoberal *dr. K. Beneš, CSc.* (ČSAV Praha). *Dr. L. Snopko, CSc.* (GÚDŠ) vo svojom príspevku rozobral zvláštnosti v priebehu foliačných plôch v Spišsko-gemerskom rudohorí v závislosti na ich veku a poukázal na určité zákonitosti v tvorbe rudných žíl vzhľadom k rôznym detailom tektonického štýlu.

Pre štúdium otázok tektonických štýlov alpínskej etapy sú zvlášť vhodné, ako to dokumentovali prednášky *doc. dr. Z. Rotha, DrSc.* (ÚÚG Praha o tektonických štýloch godulského dielčieho príkrovu, *doc. dr. J. Jaroša, CSc.* (PKUK Praha) o tektonických štýloch domovských oblastí superficiálnych príkrovov, *dr. J. Zelmana, CSc.* (PFUK Bratislava) o tektonickom štýle rozhrania krížňanského a chočského príkrovu i niektoré diskusné príspevky, mezozoicko-paleogenné komplexy jednotlivých geotektonických zón vnútorných i vonkajších Západných Karpát. Výrazná je ich veľká pestrosť, ktorá je odrazom mnohých faktorov a zložitého režimu alpínskej tektonogenézy. Veľkým prínosom je snaha o detailnú analýzu jednotlivých tektonických štýlov nielen z hľadiska deskriptívneho ale i genetického.

V oblasti Českého masívu, ako to vyplynulo z prednesených referátov, pre štúdium problematiky tektonických štýlov je najvhodnejšia oblasť moravských variscíd. V nej, na rozdiel od

alpínsky intenzívne tektonicky prepracovaných paleozoických komplexov Západných Karpát, možno dobre študovať a definovať tektonické štýly variskej orogenézy a ich osobitnosti. *Prof. dr. Z. Pouba, DrSc.* (PFUK Praha) vo svojej prednáške charakterizoval klenbovú stavbu východosudetskej sústavy, dvojfázovosť vývoja klenbových štruktúr, rozdielne chovanie ich jadra a obalu v priebehu jednotlivých vrásnivých fáz. *Dr. J. Dvořák, CSc.* (ÚÚG Brno) sa zaoberal otázkami migrácie deformačných procesov, pričom konštatoval, že intenzita deformácie slabne vcelku od medzihoria k predhoriu a od najhlbších miest geosynklinály do nadložia. To sa prejavuje v kontinuitnom prechode od mezozonálneho tektonického štýlu na západe do semiplatformného na východe. *Dr. P. Orel* (ÚÚG Brno) a prom. geol. *P. Rajlich* (ÚÚG Praha) dokumentovali tektonické štýly a postupnosť plikatívnych deformácií výsledkami drobnotektonického výskumu.

Ukázalo sa, že mnohé otázky tektonických štýlov sú pomerne dobre rozpracované najmä v mezozoicko-paleogénnych komplexoch, ale i paleozoiku či už Západných Karpát alebo Českého masívu. Prvé pokusy o klasifikáciu tektonických štýlov boli urobené i v mezo a katazonálne metamorfovaných komplexoch kryštalinika a veľkých telesách granitoidných hornín. Územie Západných Karpát je svojím tektonickým vývojom, rôznorodosťou a mnohými osobitnosťami stavby pásmového pohoria veľmi priaznivé pre podrobné rozpracovanie a klasifikáciu tektonických štýlov, predovšetkým alpínskej orogenézy.

Ďalšou témou, o ktorej sa rokovalo na konferencii, bola otázka zlomov a ich úloha vo vývoji a stavbe alpínskeho systému. Pozornosť sa venovala najmä ich funkcii pri jednotlivých tektonických štýloch a ich genetickej klasifikácii. V tejto časti sa nadväzovalo na závery tektonickej konferencie o problémoch tektonického členenia Západných Karpát a vývoja zlomovej tektoniky v tejto oblasti, ktorá sa konala v r. 1967 v Tatranskej Lomnici. Západné Karpaty patria k takým segmentom alpsko-karpatskej sústavy, ktoré oplývajú veľkým množstvom zlomových porúch, preto tejto problematike v rámci tektonických štúdií je oprávnene venovaná zvýšená pozornosť. Výsledky štúdia zlomov ukazujú, že ich vznik nesúvisí len s dotváraním karpatskej sústavy, teda s najmladšou (neogénnou) vývinovou etapou. Mnohé zlomy v Západných Karpatoch sú oveľa staršieho založenia a ich funkcia sa výrazne uplatnila už počas sedimentácie jednotlivých litologicko-stratigrafických jednotiek i magmatickej činnosti v týchto jednotkách. Veľmi výrazne sa niektoré zlomy uplatnili v priebehu alpínskych vrásnivých procesov, z čoho vyplýva ich dôležitosť pri tvorbe jednotlivých tektonických štýlov. Táto problematika v oblasti Západných Karpát a pri vyzdvihnutí úlohy zlomov pre formovanie tektonických štýlov jednotlivých tektonických jednotiek i súčasný stav v štúdiu zlomovej tektoniky u nás boli náplňou úvodného referátu *prof. dr. M. Maheľa, DrSc.* a *dr. Vl. Konečného, CSc.* (GÚDŠ). V ďalších referátoch sa pozornosť sústredila na otázky existencie hlbinných zlomov a ich zisťovania na území ČSSR.

V úvodnom referáte k problematike zlomov sa konštatovalo, že i v Západných Karpatoch sú niektoré hlboké zlomy charakterizované príznakmi, na základe ktorých ich môžeme zaradiť medzi hlbinné zlomy.

Dr. J. Zeman, CSc. (ČGÚ Praha) charakterizoval hlavné klasifikačné kritériá hlbinných zlomov, pričom za prvoradé kritérium považuje ich spätosť s hlbinnými procesmi (prejavy magmatizmu, metamorfózy a endogennej metalogenézy). Zaoberal sa tiež problémami vymedzovania hlbinných zlomov v Českom masíve a podal modelovú predstavu vývoja hlbinných zlomov.

Analýza rožňavského zlomu, ktorému sa v poslednom čase pripisuje významná úloha pri vývoji západokarpatskej alpínskej geosynklinály a jej vyvrásnení ako i niektoré nové názory na margecansko-lubenícku líniu a štítnický zlom boli obsahom referátov *p. g. I. Vargu* (GP Rožňava a *dr. P. Reichwaldera, CSc.* (GÚDŠ).

K otázkam hlbinných zlomov mal zaujímavý príspevok jeden z čelných znalcov zlomovej tektoniky, *akademik Ekim Bončev* z Bulharska, ktorý demonštroval prejavy hlavných hlbinných zlomov z oblasti v tomto smere klasickej, z Balkánu.

Dôkazy o existencii pohybov na priečnych zlomoch počas plastickej deformácie v oblasti Nízkeho Jeseníka a tým i individuálneho tektonického vývoja jednotlivých priečnych krýh uviedol vo svojom referáte *dr. J. Dvořák, CSc.* (ÚÚG Brno).

Vývojom Moravskej brány, na základe rekonštrukcie pochovaného paleozoika a jeho neoidného pokryvu, sa zaoberala *dr. A. Jurková, CSc.* (GP Ostrava).

Vzťah vulkanickej aktivity a zlomovej tektoniky bol podrobne rozobraný na príklade stredoslovenských neovulkanitov v prednáške *dr. V. Konečného CSc.* (GÚDŠ) a príspevku *dr. J. Vozára* (GÚDŠ) o permskom vulkanizme chočskej jednotky.

Pre zisťovanie zlomových štruktúr boli v poslednom čase úspešne aplikované geofyzikálne metódy. *Dr. B. Beránek, CSc.* (ÚGF Brno) uviedol kritériá používané pri hlbinnom seizmickom sondovaní k vyčleneniu hlbinných porúch a oboznámil s konkrétnymi výsledkami získanými pri použití tejto metódy v ČSSR. Mnohé významné zlomové štruktúry boli zistené a presnejšie

lokalizované tiažovými a magnetickými meraniami v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (*dr. M. Fillo — Ing. J. Šefara*, ÚGF Bratislava) a stredoslovenských neovulkanitov a juhoslovenských neogénnych pánvi (*dr. J. Zbořil*, ÚGF Bratislava). Geologickú interpretáciu výsledkov geofyzikálnych štúdií predniesli *dr. L. Snopko, CSc.* a *dr. V. Konečný, CSc.* (GÚDŠ).

Vplyvom zlomovej tektoniky na vývoj ložiska vrchnokriedových ílovcov u Leděnic v južných Čechách sa zaoberal *Ing. A. Malecha, CSc.* (ÚÚG Praha).

Z prednesených príspevkov vyplynulo, že štúdium zlomov má nesmierny význam i pre vyhľadávanie ložísk nerastných surovín, pretože mnohé ložiská, najmä kovových nerastných surovín sú viazané, či už priamo alebo nepriamo na zlomové štruktúry rôzneho veku a genézy.

Posledným okruhom problémov, o ktorom sa na konferencii diskutovalo, boli otázky tektonických fáz, predovšetkým vrásnivých, tvorcov tektonických foriem, jednotiek a tektonických štýlov. Význam tejto problematiky narastá v posledných rokoch v súvise s prípravami tektonických máp. Vek vytvorenia tektonických jednotiek bol všeobecne akceptovaný ako najdôležitejší princíp. V úvodnom hlavnom referáte k tejto problematike *prof. dr. M. Maheľ, DrSc.*, veľmi detailne a názorne na základe poznatkov, ktoré získal ako hlavný redaktor tektonickej mapy KBA počas niekoľkoročnej práce z oblasti alpsko-karpatobalkánskej sústavy, rozobral prejavy jednotlivých orogénnych fáz v jednotlivých vývojových štádiách alpínskej geosynklinály. Na základe novších poznatkov sa treba pozerať na vrásnivé pochody ako na proces viacaktový a nerovnomerný. Z toho teda vyplýva, že nie vždy sa nám podarí vyčleniť prejavy jednotlivých dielčích fáz v doteraz zaužívanom zmysle, ale že obyčajne v rámci alpínskeho orogénneho systému môžeme skôr charakterizovať jednotlivé vrásnivé periódy. Výrazne sa u nich prejavuje polarita, takže zásahy hlavnej fázy postupujú od vnútorných k vonkajším zónam pásmového pohoria. Rozobral znaky i kritériá rozlišovania jednotlivých vrásnivých prejavov a podal návrh na klasifikáciu vrásnivých období v alpsko-karpato-balkánsko-dinárskom systéme, a to s ohľadom na použitie pre tektonickú syntézu a teda i pre tektonické mapy.

V ďalších referátoch bola podaná analýza prejavov jednotlivých vrásnivých fáz hercýnskeho a alpínskeho orogénu na základe príkladov vývoja paleozoických, mezozoických a terciérnych stratigraficko-tektonických jednotiek Západných Karpát i Českého masívu. O problematike kaledónskeho vrásnenia (tzv. spišskej fázy) v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria prednášal *dr. P. Grecula, CSc.* (GP Spišská Nová Ves). Tým, že rakovecká séria by tvorila iba jeden z vývinov — vrchnej časti gelnickej série, spišská fáza by nemala svoje opodstatnenie. Prejavy mladovarískych fáz v karbóne a perme v tej istej oblasti analyzovali vo svojich príspevkoch *Ing. A. Abonyi* a *dr. I. Varga* (GP Rožňava), pričom vyslovili niektoré odlišné názory na doteraz zaužívané stratigrafické členenie a stratigrafické zaradenie niektorých mladopaleozoických súvrství. Odraz najmladších fáz varínskeho geotektonického cyklu na sedimentáciu hraničných vrstiev permu a triasu v Starohorskom pohorí bol predmetom príspevku *doc. dr. V. Náprstka, CSc.* (PFUK Praha). Dátovaním vrásnenia podľa zmien sedimentácie uhľonosného korbónu ostravsko-karvinského revíru sa zaoberal *dr. J. Zeman* (ČGÚ Praha). Poukazuje na nutnosť dátovať vrásnenia podľa súboru znakov a nielen podľa uhlových diskordancií alebo stratigrafických hiátov, pričom jedným z najcitlivejších indikátorov tetkonických pohybov je sedimentácia a jej zmeny.

Dr. J. Nemčok, CSc. (GÚDŠ) sa zaoberal analýzou prejavov ilýrskej fázy vo flyši východného Slovenska.

Prejavy neogénnych vrásnivých fáz, najmä riešenie niektorých otázok vzťahu transgresií k týmto fázam v neogénnych sedimentačných priestoroch Západných Karpát a priľahlých oblastí boli náplňou prednášky *dooc. dr. J. Seneša, DrCc.* (SAV Bratislava). O oscilácii povrchu paleozoika počas sedimentácie miocénnej čelnej priehlbine v severovýchodnej časti Moravy a jej vzťahu k fázam štýrskeho vrásnenia hovorila v referáte *dr. A. Jurková, CSc.* (GP Ostrava). *Dr. M. Malkovský, CSc.* (ÚÚG Praha) podal analýzu tektonogenézy platformového pokryvu variskou orogenézou skonsolidovaného bloku Českého masívu v závislosti na vrásnivých fázach v Alpách a Karpatoch.

V prednesených referátoch a diskusii sa nastolil celý rad otvorených problémov dôležitých pre tetkonickú syntézu práve tak v oblasti stratigrafie ako i v oblasti sedimentológie a tektoniky, ktorých riešenie čaká v blízkej budúcnosti.

Vedecká konferencia československých geológov o tektonických problémoch, najmä prístup jednotlivých autorov k riešeniu dielčich tektonických otázok a získané poznatky uvedené v ich referátoch sa stretli s pozitívnym hodnotením československých a najmä zahraničných účastníkov. Táto konferencia bola dobrým odrazovým mostíkom do ďalšej etapy intenzívneho tektonického výskumu Západných Karpát i Českého masívu, ktorej výsledky budú v najbližších rokoch prezentované širokej verejnosti v podobe novej tektonickej mapy ČSSR v M = 1 : 500 000.

Peter Reichwalder,
GÚDŠ Bratislava

KONGRES O MECHANIKE HORNIN

V dňoch 21.–26. septembra 1970 sa konal v Dome odborov Juhoslávie v Belehrade 2. kongres Medzinárodnej spoločnosti pre mechaniku hornín. V deň otvorenia kongresu bolo registrovaných 900 účastníkov — odborníkov z geológie, inžinierskej geológie, baníctva a rozličných odborov inžinierskych disciplín, ktoré majú vzťah k horninám — z celého sveta. Rokovanie kongresu sa týkalo 8 základných tém, ku ktorým boli vypracované, pod redakciou generálnych referentov — vedúcich jednotlivých tém, základné referáty, doplnené diskusnými príspevkami počas rokovania. Základné referáty sú publikované v trojzväzkových kongresových správach.

Téma č. 1: *Základné vlastnosti horninového masívu* — vedúci D. F. Coates (Kanada). Hlavné otázky: možnosť vývinu štandardných metód pre výskum vlastností puklinových hornín; možnosť využitia kinematickej analýzy geologickej štruktúry pre výskum; možnosť využitia seizmických vlastností hornín pri výskume pre výstavbu tunelov, priehrad, šácht, baní, ap.; vzťah litológie a štruktúrnych vlastností hornín k meraniam napätosti in situ.

Téma č. 2: *Deformačné vlastnosti horninového masívu* — vedúci F. Pacher (Rakúsko). Hlavné otázky: nereverzibilné zmeny v závislosti na otvorených puklinách a póroch; elastické a elasticko-viskoplastické zmeny v mikroštruktúre; zmeny zlomové; reologické vlastnosti a ich štúdium v prírode; faktory anizotrópie a ich vplyv na inžinierske úlohy; použiteľnosť skúšobných prístrojov.

Téma č. 3: *Mechanická pevnosť horninového masívu* — vedúci P. O. Evdokimov (ZSSR). Hlavné otázky: pevnosť ako odpor proti vonkajším a vnútorným silám; pevnosť pre stabilitné úlohy; pevnosť pri rozdrobovaní a rozpojovaní; oceňovanie šmykovej pevnosti modernými poľnými a laboratórnymi metódami a ich vzájomná korelácia; racionálne smery výskumu pevnosti.

Téma č. 4: *Podzemné diela* — vedúci K. H. Höffer (NDR). Hlavné otázky: sekundárne napätia a ich zmeny vyvolané v horninovom masíve podzemnými dielami; použiteľnosť dynamických a statických metód merania a ich vzájomný vzťah; možnosť interpretácie exaktných meraní pomocou teoretických poznatkov na základe pokusov s visko-elastickým alebo visko-elasticko-plastickým médiom; použitie rozličných matematických výpočtových metód; vzťah teoretickej mechaniky hornín k praktickým problémom.

Téma č. 5: *Rozpojovanie — fyzikálne a mechanické základy rozpojovania, vŕtanie, strelné práce, drvenie, mletie, obrusovanie* — vedúci C. Fairhurst (USA). Hlavné otázky: použitie minimálnej energie pri rozpojovaní; vplyv vrstevnatosti a puklinovitosti na drvenie; rozdiely medzi modelmi a skutočnými metódami rozpojovania; teoretické a praktické možnosti zníženia energie pri razení tunelov.

Téma č. 6: *Zlepšovanie vlastností hornín* — vedúci W. Witke (NSR). Hlavné otázky: zlepšovanie vlastností hornín drenážou, injektovaním, kotvením a predpínaním; teoretické základy pohybu vody v horninách a jeho modelovanie; deformácie hornín pri priesaku vody; optimálne smery injektovania vzhľadom na anizotrópiu hornín, účinnosť injekčnej clony; pôsobenie síl v kotvách, korózia a znehodnotenie kotiev.

Téma č. 7: *Stabilita trvalých a dočasných sklonov prirodzených a umelých svahov v horninách* — vedúci E. Nonveiler (Juhoslávia). Hlavné otázky: vplyv puklinovitosti na stabilitu svahov horninového masívu; vplyv šmykovej pevnosti výplne puklín na stabilitu sklonov svahov; hranice použiteľnosti rozličných výpočtových metód stability svahov a závažnosť týchto metód; možnosť použitia jednotnej metódy výpočtu so zameraním na metódu konečných prvkov.

Téma č. 8: *Chovanie sa horninového masívu* — vedúci J. L. Serafim (Španielsko). Hlavné otázky: vplyv heterogénnosti, anizotrópie, diskontinuity a vnútorných napätí na chovanie sa masívu, hodnota teoretických úvah o mechanických vlastnostiach hornín; zhodnotenie analytických a numerických metod výpočtu napätosti horninového masívu; zhodnotenie experimentálnych metód a modelových výskumov napätosti v baníctve a tunelárstve.

Počas kongresu bola organizovaná jednodňová exkurzia podľa vlastného výberu účastníkov:

- Manasija: problémy výstavby dialníc v aktívnom zosuvnom území budovanom treťohornými pieskami a ílmi.
- Kolubara: problémy budovania banských diel v treťohorných pieskoch a íloch pri zložitých hydrogeologických pomeroch.
- Šumidaja: problémy výstavby dialníc v zosuvnom území budovanom treťohornými pieskami a ílmi.
- Fruška Gora: prehliadka veľkého zosuvného územia v spraši ach a treťohorných pieskoch a íloch.
- Derdap: problémy výstavby vodného diela na Dunaji.
- Bor: problémy dlhodobej stability sklonov svahov (do 45°) povrchového dobývania do hĺbky 250 m so zreteľom na puklinovité horniny rozličného zloženia.

Zo spoločenských podujatí treba spomenúť návštevu Národného divadla, vystúpenie tanečno-speváckeho folkloristického súboru, recepcie u podpredsedu Skupštiny mesta Belehradu a u ministra federatívnej vlády pre výstavbu, záverečný banket.

dr. Vladimír Letko

V. HYDROGEOLOGICKÁ KONFERENCIA

V dňoch 3.—5. novembra 1970 usporiadala Československá spoločnosť pre mineralógiu a geológiu, skupina hydrogeológie, v spolupráci s n. p. Geotest Brno, V. hydrogeologickú konferenciu.

Konferencia sa uskutočnila v Gottwaldove za účasti popredných československých hydrogeológov. Program konferencie bol rozvrhnutý do štyroch tématických celkov, v ktorých sa rokovalo o príprave hydrogeologických podkladov pre samočinné počítače, o účelových hydrogeologických mapách, režime podzemných vôd s voľnou a napätou hladinou.

E. Krištofovič, vo svojom príspevku, hovoril o možnostiach využitia počítacích strojov v hydrogeológii.

O príprave hydrogeologických a hydrologických podkladov pre samočinný počítač hovoril vo svojom referáte *M. Loupanec.*

Skúsenosti s výpočtom hydraulických parametrov na samočinnom počítači Minsk 22 vo svojom príspevku spomenul *F. Mašek.*

Medzi najhodnotnejšie patrili príspevky s tématikou zostrojovania účelových hydrogeologických máp. Okrem referátov *J. Krásneho, V. Böhma* a *L. Škvarku* odzneli príspevky *E. Kullmana* a *J. Jetela*, ktorí prítomných oboznámili s koncepciou základnej hydrogeologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 200 000.

O význame režimu podzemných vôd s voľnou hladinou hovoril *V. Zajíček.* Režimom podzemných vôd sa často nevenuje patričná pozornosť a preto vznikajú veľké straty napr. pri zakladaní stavieb, hydromelioračných úpravách pôd a vodohospodárskej výstavbe. Ďalšie referáty *H. Daňkovej, P. Urbánka, M. Zatku, P. Pospíšila, Z. Pospíšila* a *Č. Brázdu* sa zaoberali režimom podzemných vôd s voľnou hladinou a metodikou štatistického spracovania režimných meraní.

S. Gazda hovoril o režime prameňov puklinovo-krasových vôd SV svahov Nízkych Tatier. Autor dospel k názoru, že hodnotenie režimu podzemných vôd je potrebné robiť osobitne pre jednotlivé hydrogeologické štruktúry, v ktorých sa podzemná voda zúčastňuje na celkovom obehu. Zrovnávaním variačných koeficientov výdatnosti a mineralizácie sa zistilo, že čím je stálejší režim výdatnosti prameňa, tým je vyrovnanejší i režim jeho celkového chemizmu.

L. Melioris vo svojom príspevku podal čiastkové výsledky a metodiku základného hydrogeologického prieskumu Liptovských Tatier.

S režimom podzemných vôd s napätou hladinou sa vo svojom referáte zaoberal *I. Mucha.* Pri štúdiu režimu podzemných vôd doporučuje vychádzať z pozorovaní prírodných procesov a javov, alebo použiť umelé činitele na zámerné vyvolanie zmien obehu podzemných vôd. Vyhodnotením prirodzeného a umelého kolísania hladiny podzemných vôd môžeme objasniť niektoré zákonitosti ich režimu a charakterizovať zvodnené prostredie.

O vzťahu zrážok k režimu studených a termálnych vôd v Západných Karpatoch hovorilo sa v príspevku *O. Franku.*

Na záver odzneli referáty *H. Kríža* a *R. Kvéta*, na tému: „Výsledky 70-ročného pozorovania podzemnej vody vo vrte V-12 v záchytnom území brnenského vodovodu" a „Hydrogeochémia a režim podzemných vôd sedimentárnych oblastí".

Z príležitosti konferencie usporiadali Geotest, n. p., Brno a štátne kúpele Luhačovice poldňovú exkurziu do kúpeľov Luhačovíc. Účastníci konferencie obdržali zborník referátov. Výsledky trojdňového rokovania konferencie boli zhrnuté do záverov a odporúčaní, ktoré pred ukončením konferencie v pléne prerokovali a prijali. Na zlepšenie a skvalitnenie hydrogeologických prieskumných a výskumných prác *účastníci konferencie doporučujú:*

1. Urýchliť práce na edícii „Základných hydrogeologických máp 1 : 200 000", uvážiť tiež zostrojovanie podrobných hydrogeologických máp 1 : 25 000, ku ktorým musí byť vypracovaná jednotná metodika.
2. Všetky výskumné správy po oponentúre publikovať v odbornej literatúre.
3. Skvalitniť merania režimov podzemnej vody s prechodom na kontinuálny záznam na jednotlivých merných bodoch.
4. Urýchliť vybudovanie siete pozorovacích objektov podzemných vôd hlbšie uložených obzorov a začať ich systematické pozorovanie.
5. Jednotlivým pracoviskám, ktoré používajú hydrogeologické programy pre samočinné počítače, bolo doporučené uverejniť zoznam týchto programov v odborných publikáciách.

6. Skvalitniť vybavenie hydrogeologických pracovíšť meracou a registračnou aparatúrou.
7. Zaistiť vypracovanie jednotnej záväznej hydrogeologickej terminológie.
8. Uskutočniť VI. hydrogeologickú konferenciu v II. polroku 1972 na Slovensku.

p. g. Dušan Lamoš

Správa o sympóziu v Pise o rozvoji a využití geotermálnych zdrojov

V dňoch 22. 9. — 1. 10. 1970 sa uskutočnilo v Pise „Sympózium spojených národov o rozvoji geotermálnych zdrojov" (United nations symposium on the development and utilization of geothermal resources). Zo Slovenska sa na sympóziu zúčastnili RNDr. O. Franko, CSc., RNDr. V. Struňák a RNDr. P. Tkáčik.

Náplň sympózia bola rozdelená do 11-tich sekcií. Pre všetkých účastníkov sa zorganizovala jednodňová exkurzia do Larderella, kde je vybudovaná elektráreň, poháňaná prírodnou parou o výkone 120 MW.

V sekcii postupne sa diskutovali témy: geotermické systémy; stav svetového geotermálneho rozvoja; geologické prostredie geotermálnych polí ako sprievodcu prieskumu; geofyzika v geotermálnom prieskume; geochémia, aplikovaná na vyhľadávanie, výpočet a ťažbu zdrojov geotermálnej energie; vrtná technika (vrátane paženia, cementácia a výplachu); fyzika rezervoára a riadenia ťažby; zachytávanie a rozvod geotermálnych roztokov; využitie pary a termálnej vody s vysokou entalpiou; využitie termálnej vody s nízkou entalpiou; ekonomika geotermálnej energie.

Príspevky prednesené vo všetkých sekciách poukazujú, že veľa krajín s veľkým úsilím sa snaží využiť geotermickú energiu na viacero aplikácií. Realizácia možnosti však závisí od sústavných a hlbších výskumov.

Z hľadiska uplatnenia získaných poznatkov zo sympózia, pre naše pomery sú zaujímavé a cenné najmä výsledky výskumov, prerokovávaných v sekcii „Využitie termálnej vody s nízkou entalpiou" pre vykurovanie, priemysel, poľnohospodárstvo a iné použitie, napr. na klimatizáciu, chladenie, extrakciu chemikálií ap. a to hlavne preto, že na Slovensku máme rozsiahle zdroje termálnych vôd s nízkou entalpiou. Príkladom pre ich využitie by nám mohli byť úspechy získané v Maďarsku, v Sovietskom zväze a v celom rade západných krajín. Z najznámejších oblastí, v ktorých sa využíva termálna voda, je oblasť Reykjavíku (Island), kde vykurovací systém má celkový výkon 235 Gcal/hod; zóna Rotorua na Novom Zélande, kde sa využíva skoro 1000 studní s termálnou vodou. V Sovietskom zväze použitie geotermálnych vôd na vykurovanie obydlí v oblasti Machaš—Kala je známe už spred 22 rokov. Najrozsiahlejší systém vykurovania je v meste Šerkezka. Najzaujímavejší je systém v Paratunke na Kamčatke (teplota vody 80° C).

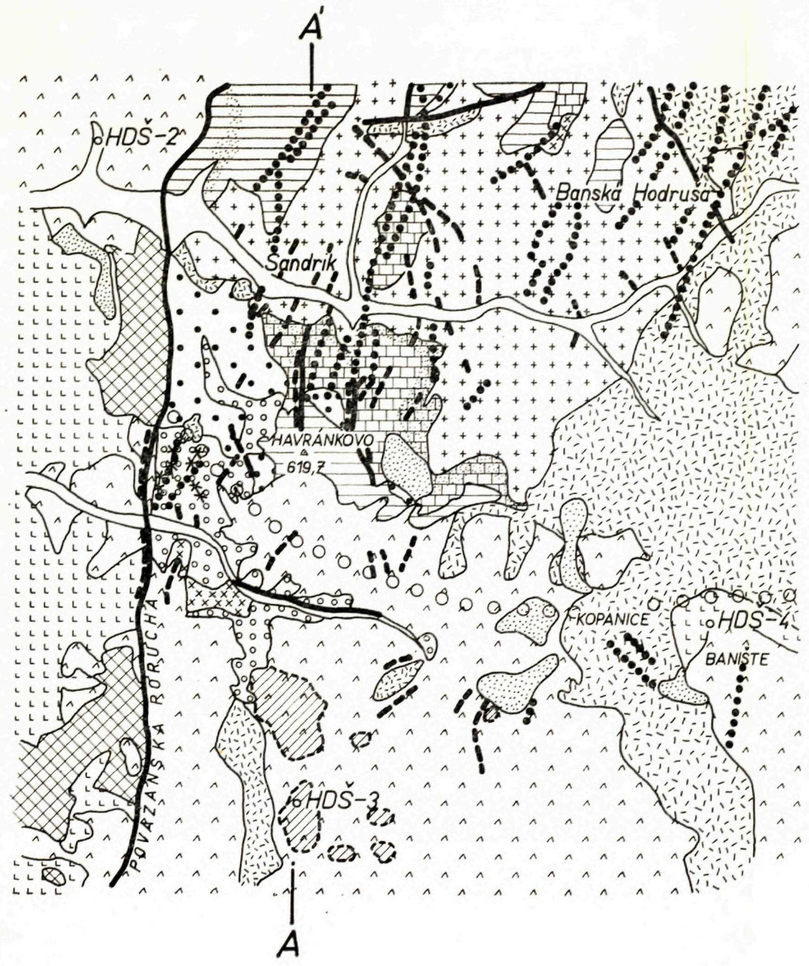
Ďalšie využitie je pre vykurovanie pôdy, na ochladzovanie v metalurgiii a chemickom priemysle. Použitie geotermálnej energie na vykurovanie sklenníkov a pre iné aplikácie v odbore poľnohospodárstva (sušenie obilia, vykurovanie chlievov ap.) dosiahlo v Maďarsku rýchly rozvoj (podľa Boldizsára, 1970). Zóna určená pre sklenníky už v roku 1969 pokrývala 400 000 m^2.

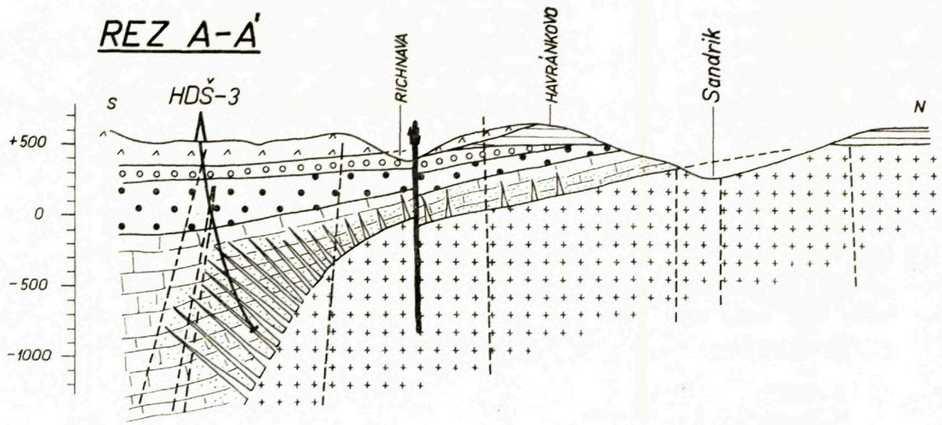
Na Slovensku, podľa súčasných znalostí o geotermických pomeroch a preskúmaných hydrogeologických štruktúrach, sú možnosti získať nové zdroje termálnych vôd o teplotách 60 — 100° C. Preto treba v budúcnosti tejto problematike venovať veľkú pozornosť. Reálnosť a ekonomická výhodnosť energetického a iného využitia sa potvrdila v iných krajinách a veľmi podrobne sa týmito aspektami zaobrali účastníci sympózia za prítomnosti význačných odborníkov.

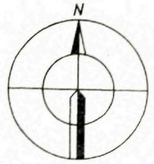
Pavol Tkáčik

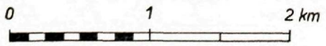
MINERALIA SLOVACA

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava, Inžinierskogeologický a hydrologický prieskum, n. p., Žilina, Slovenské naftové závody, n. p., Gbely, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava.
Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Povolenie: KNV Košice — 104 (kult.) TRUD.
Vytlačili Dukelské tlačiarne, n. p., Prešov. Počet AH 9, VH 6. August 1971.
Rukopis odovzdaný do tlačiarne 19. 3. 1971.
Cena jedného čísla: pre právnické osoby 30 Kčs, pre fyzické osoby 15 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs.
Ročné predplatné: pre právnické osoby 120 Kčs, pre fyzické osoby 60 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 40 Kčs.
Predplatné pre cudzinu: cena za jedno číslo 3 US doláre + 0,5 US dolára obyčajné poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné: 10 dolárov + 2 US doláre obyčajné poštovné.
Do socialistických štátov predplatné v rubľoch. Cena za jedna číslo 4 ruble + 0,7 rubľa poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné 15 rubľov + 2,8 rubľa obyčajné poštovné.
Objednávky adresujú sa redakcii a administrácii časopisu. Výpovedná lehota na predplatné: 3 mesiace pred uplynutím kalendárneho roka.
Ročne sa vydávajú 4 čísla.

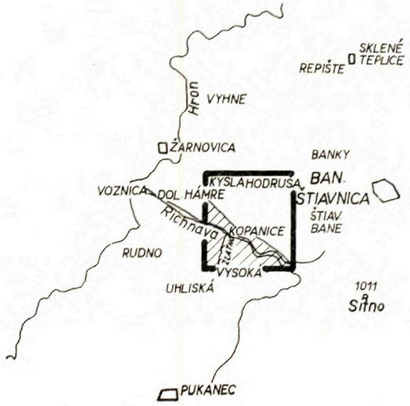


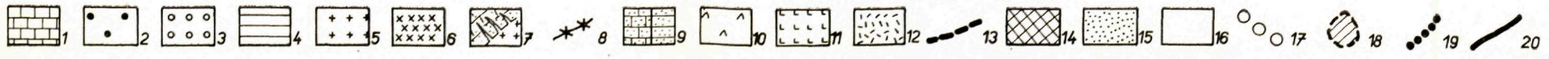






Situačný náčrt výskytu





Schematická geologická mapa okolia výskytu žilníkovo-impregnačného zrudnenia

Vysvetlivky:

1 — tmavé vápence, svetlé vápnité dolomity s vložkami tmavých a zelených bridlíc a anhydritu („karbonátové súvrstvie"), 2 — šedé zlepence, arkózy, pieskovce, aleurity a bridlice („šedé súvrstvie"), 3 — červenkasté a zelenkavé zlepence, arkózy, pieskovce, aleurity a bridlice s polohami diabázu a vulkanoklastík kremitého porfýru („červené súvrstvie"). (1—3 — pravdepodobne perm), 4 — zelené a červenkasté pieskovce, bridlice, slienité bridlice a dolomitické vápence — spodný sčasti stredný trias gemeridného vývoja, 5 — granodiorit, 6 — kremitý diorit, diorit a gabrodiorit, 7 — okrajové dajky granodiorit porfyritu (v reze), 8 — dajky dioritu, 9 — skarny a rohovce, (5—9 — hodrušský intruzívny komplex — laramit (?)), 10 — amfibol (± biotit) pyroxen-andezit a jeho pyroklastiká (II. andezitová fáza), 11 — amfibol-biotit andezit a jeho pyroklastiká (III. andezitová fáza), 12 — amfibol-biotit dacit (III. andezitová fáza), 13 — dajky amfibol-biotit dacitu (III. andezitová fáza), 14 — ryolit (III. ryolitová fáza), (10—14) — produkty neogénneho subsekventného vulkanizmu. 15 — delúvium, 16 — alúvium, (15—16) — kvartér, 17 — kontúra telesa hodrušského intruzívneho komplexu vo výške hladiny mora, 18 — oblasti intenzívne impregnované sulfidmi, 19 — priebeh polymetalických žíl hodrušského revíru, 20 — významnejšie zlomy.

Schematic geologic map of the area situated near the mineralization occurence of stockwork-impregnation type.

Explanatory notes to enclosure:

1 — dark limestones, light — coloured calcareous dolomites with dark and green shale and anhydrite intercalations („carbonate beds"), 2 — grey conglomerates, arkoses, sandstones, siltstones and shales („grey beds"), 3 — reddish and greenish conglomerates, arkoses, sandstones, siltstones and shales with diabase and quartz porhyry volcanoclastics intercalations („red beds"). (1—3 — probably of Permian age). 4 — green and reddish sandstones, shales, marle slates and dolomitic limestones — Lower to Middle Triassic of Gemeride development, 5 — granodiorite, 6 — quartz diorite, diorite and gabbrodiorite, 7 — marginal granodiorite porphyrite dikes (see the section), 8 — diorite dikes, 9 — skarns and cherts. (5—9 — the Hodruša intrusive complex — laramite (?)). 10. — amphibole (±biotite) pyroxene-andesite and its pyroclastics (the II. andesite phase), 11 — amphibole-biotite andesite and its pyroclastics (the III. andesite phase). 12 — amphibole-biotite dacite (the III. andesite phase), 13 — amphibole-biotite dacite dikes (the III. andesite phase), 14 — rhyolite (the III. rhyolite phase). (10—14 — products of Neogene subsequent volcanism). 15 — deluvium, 16 — alluvium, (15—16 — Quaternary). 17 — the Hodruša intrusive complex body contour, elavation above sea-level, 18 — areas of intense sulphide impregnation, 19 — polymetallic veins course in the Hodruša ore district, 20 — conspicuous faults.