

GEOLOGICKÉ PRÁCE



340/3 2

ZPRÁVY 34

ÚSTREDNÝ ÚSTAV GEOLOGICKÝ, REDAKCIA BRATISLAVA

PRÁCE GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

Vedecký redaktor

Pg. Ondrej Samuel

Redakčná rada

Pg. Anton Biely (predseda redakčnej rady), dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán,
pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, prof. dr. Miroslav Kuthan, inž. Eugen
Kullman, pg. Ondrej Samuel, inž. Ján Slávik



O B S A H

1. V á c l a v J.: Mineralogicko-paragenetické pomery ložiska Mária-Margita pri Ochtinej	5
2. R i e d e r M.: Rudní žily v oblasti sev. od Mlynků	27
3. B a j a n í k Š.: Výsledky valúnovej analýzy permských pefitov v oblasti záp. od V. Knoly	55
4. B a j a n í k Š.: Charakteristika základných tektonických prvkov rakoveckej série v SZ časti gemeríd	67
5. B i e l y A.: K paleogeografii spodného triasu chočského prkrovu	71
6. M a r s c h a l k o R.: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách	75
7. Š i m á n e k V.: Príspevek k určení ropomatečných a sběrných hornin záp. časti Podunajskej nížiny	103
8. M i c h a l í č e k M.: Príspevek k hydrogeochemii východoslovenského neogénu	115
9. H a r č á r — S c h m i d t: Kvartér v okolí Strekova	143
10. F o r g á č — Č i č e l: Prekremeněný nontronit vo výplni puklín v andezite a hniezd v pyroklastiku	153
11. K a r o l u s o v á E.: Zdroj a genetické podmienky vzniku hrušovských tufov	161
12. B a b č a n J.: Nízkoteplotná syntéza goethitu a hemanitu z uhlíčanového prostredia	169
13. M o ř k o v s k ý — S v o b o d a: Príspevek k řešení vztahů organické hmoty k litologii a barvě neogén. sedimentů v Podunajské nížině	175
14. H o r á k o v á M.: Výsledky sedimentárně-petrografické analýzy z oblasti solného ložiska u Michalovcu	181
15. K l í r S.: Geothermický výzkum vrtu GK 1 u Hontianských Nemců	191
16. K l í r S.: Hydrogeologie rudního obvodu u Rožňavy	197
17. P e v n ý J.: Amonity z Bielych Karpát a z okolia Východnej	201
18. P u l e c M.: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách	209
D i s k u s i a: Poznámky k termínom <i>tektonická jednotka a pásmo</i> (M. M a h e I) — „Biologický“ či geologický smer v paleontológii (J. S e n e š)	217

I N H A L T

1. Václav J.: Mineralogisch-paragenetische Verhältnisse an der Lagerstätte Maria Margit bei Ochtiná	5
2. Rieder M.: Old Ore Dumps North of Mlynky	27
3. Bajaník Š.: Die Geröllanalyse der permischen Pseffite auf dem Blatt Hranovnica	55
4. Bajaník Š.: Über die tektonischen Grundelemente der Rakovec-Serie	67
5. Biely A.: Zur Paläogeographie der Untertrias von Choč-Decke	71
6. Marschalko R.: Sedimentare Texturen und Paläoströmungen in den flyschoiden Randfazien	75
7. Šimánek V.: Beitrag zur Feststellung der Erdöl- Mutter- und Speichergesteine im westlichen Teil der Podunajská nížina	103
8. Michalíček M.: Beitrag zur Hydrogeochemie des ostslowakischen Neogen	115
9. Harčár — Schmidt: Die Quartärablagerungen in der Umgebung von Strekov	143
10. Forgáč — Čížek: Der quarzitische Nontronit in den Spalten des Andesit	153
11. Karolusová E.: Genetische Bedingungen bei der Bildung der Tuffe von Hrušov	161
12. Babčan J.: Niedertemperatursynthese von Goethit und Haematit aus karbonatischem Medium	169
13. Mořkovský — Svoboda: Über die Beziehung der organischen Masse zur Lithologie und Farbe der neogenen Sedimente von Podunajská nížina	175
14. M. Horáková: Ergebnisse der sedimentar-petrographischen Analysen aus dem Gebiet der Salzlagerstätte von Michalovce	181
15. Klír S.: Geothermische Untersuchungen in der Bohrung GK 1	191
16. Klír S.: Hydrogeologie des Erzrevier von Rožňava	197
17. Pevný J.: Ammonites from White Carpathians and from the Vicinity Východná	201
18. Pulec M.: Neue Fossilienfunde aus den Lunzer Schichten	209
Diskussion: Bemerkungen zu den Begriffen <i>tektonische Einheit</i> , <i>tekt. Zone</i> (M. M a h e l) — „Biologische oder geologische“ Richtung in der Paläontologie? (J. S e n e š)	217

JOZEF VÁCLAV

MINERALOGICKO-PARAGENTICKÉ POMERY LOŽISKA MÁRIA-MARGITA PRI OCHTINEJ

ÚVOD

Pb-Zn ložisko Mária-Margita vystupuje na južnom úpätí k. Dúbrava (699,5 m) asi 1700 m SZ od obce Ochtiná a 1250 m JVV od obce Rochovce. Od štátnej hradskej (Slavošovce—Ochtiná—Štítnik—Rožňava) je vzdialené asi 250 m.

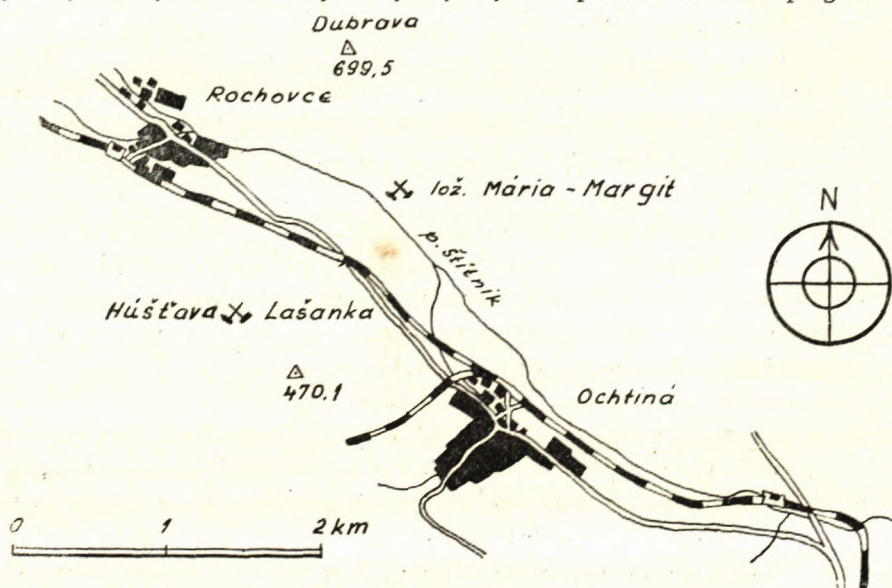
Podľa E i s e l a (1905) začala prevádzka na tomto ložisku v 40. rokoch minulého storočia. L. Z e u s c h n e r (1850) v súvislosti s Ochtinou nemenuje ložisko Mária-Margita, ale Lašanku (zistili sme to na základe asociácie minerálov, uvedených v jeho práci (hlavne sideritu), ktoré vystupujú na tejto lokalite). Prvé zmienky o ložisku Mária-Margita nachádzame u Z e p h a r o v i c h a (1873) a podrobnejšie u L. M a d e r s p a c h a (1880). Z práce Maderspacha môžeme usúdiť, že okolo roku 1879 ložisko nebolo v prevádzke a že v tej dobe z oxydačných Pb-Zn rúd sa doloval len smitsonit, prípadne kalamín, kým ceruzit bol nevítanou prímiesou. Podľa Eisela Pb-Zn rudy sa nachádzajú v podobe hniezd a prechádzajú v smere 134° so sklonom $45-50^\circ$ k V. Ich výplň tvorí smitsonit, sfalerit, galenit a ceruzit (iné minerály nemenuje).

Najspodnejšia štôľňa Mária-Margita (asi 3 m nad úrovňou potoka Štítnik) bola otvorená asi r. 1907. P a p p (1919) spomína banské práce nad potokom o 10 m vyššie, štôľňu Mária-Margita nespomína. So znovuotvorením najspodnejšej štôľne Mária-Margita sa začalo v r. 1951; neskôr bol prieskum zastavený. Toho času sú banské práce prakticky neprístupné.

Širšie okolie ložiska tvoria dve tektonické jednotky: gemeridy a veporidy. Styk medzi nimi prebieha asi 500 m Z od ložiska v smere S-J. Západne od styku sú vyvinuté veporidy, východne gemeridy, ktoré tvorí gelnická séria a vrchný karbón. Gelnická séria (porfyroidy, fylity) je vyvinutá severne od ložiska v oblasti Markušky, Roštára a v južnej oblasti Hrádku. Bezprostredné okolie ložiska tvorí vrchný karbón, hlavne vápence (stredný vrstevný komplex — L. S n o p k o 1957;

alebo dúbavské vrstvy — Fusán 1959), v ktorých sa nachádza i Pb-Zn zrudnenie.

Ložisko Mária-Margita vystupuje v mramorizovaných vápencoch vrchného karbónu (stredný vrstevný komplex), v podloží ktorých sú diabázové tufity, miestami s preplástkami vápencov a tmavých chloriticko-sericitických až grafitických fylitov, ležiacich zväčša až v podloží diabázových tufitov. Prechod medzi jednotlivými horninami je pozvoľný. Diabázové tufity tvoria často preplásky i priamo vo vápencoch. Generálny smer zrudnenia je približne SSZ-JJV so sklonom k V. Zrudnenie je rozptýlené vo väčšom počte menších žíl s odchylnym smerom a úklonom od generálneho smeru. Okrem primárnych žíl zistil Sluka (1954) v štôlni aj krasové dutiny, vyplnené okrovitou masou. Žily predstavujú vlastne výplň puklín a tektonických porúch, čím je daný aj celkový priebeh a charakter zrudnenia (šošovkovitého rázu). Jednotlivé šošovky zriedka presahujú dĺžku 10 m a mocnosť 1 m (najčastejšie okolo 30 cm). Kontúry zrudnenia (Sluka - Ilavský 1954) v pričnom reze žiliek voči vápencom nie sú výrazné a impregnácie Pb-Zn-Cu sú rozptýlené aj v bližšom podloží a nadloží. Žilky obyčajne nekončia náhle, ale pokračujú v podobe jemnej impregnácie ďalej. Obdobné zjavy môžeme pozorovať i priamo na povrchu. Na miestach, kde vápence vystupujú na povrch, prípadne v ústiach vyššie položených štôlní a v ich blízkosti pozorujeme, že žilky nie sú ostro ohraničené od vápencov, ale sa vytrácajú do strán. Prechodná zóna je obyčajne široká niekoľko cm (podľa Sluku a Ilavského až 30—50 cm od žíl), pričom táto rozptýlená aureola je priamo úmerná mocnosti žily, t. j. čím je žila mocnejšia, tým je aj toto pásmo širšie. Impregnácie na



Obr. 1. Situačný náčrt ložiska

povrchu, hlavne v oblasti vyššie položených štôlní a v odkryvoch sa neviažu len na blízke okolie žíl, ale nachádzame ich i ďalej od nich. Tvoria ich prevažne svetlé sfalerity, menej galenity a ostatné minerály; pomerne častý je i pyrit, ktorý miestami vystupuje aj samostatne, prípadne akcesoricky s inými sulfidmi. V tesnej blízkosti žíl, ktoré sú prevažne oxydované, je impregnácia značne nepravidelná a závislá, ako sa zdá, od porušenosti vápencov.

S impregnáciami a ohraňovaním žíl voči okolným horninám úzko súvisí aj otázka metasomatózy na ložisku, ktorá sa na žilách uplatnila len v súvislosti s vylučovaním rudných minerálov v dutinách, kedy došlo i k atakovaniu bočných stien. K vylúhovaniu vápencov vo väčšom množstve a k ich nahradzovaniu sulfidmi nedošlo (iba ak lokálne). Prečo nedošlo k intenzívnejšej metasomatóze (t. j. vzniku rúd cestou metasomatózy na úkor vápencov), ale prakticky len k vypadávaniu minerálov na tektonických líniách, som podrobne neštudoval. Je však pravdepodobné, že sa tak stalo buď vplyvom podložja vápencov, tvoreného diabázovými tufitmi a fylitmi, ktoré neumožnili postup roztokov do vápencov frontálne, ale len cez tektonické línie. Druhá reálnejšia možnosť je, že roztoky, ktoré prestupovali po puklinách cez vápence, neboli v nadloží (vápence) ničím zadržané (nepriepustnou clonou), mali voľný prechod, a preto nepôsobili intenzívnejšie metasomaticky na vápence,

Západnejšie (asi 70 m) od štôlne Mária-Margita vystupuje vo vápencoch ďalšie, zhruba paralelné zrudnenie. V podstate ide teda o dve pásma zrudnenia (Václav 1961), prebiehajúce blízko seba. Preto pod názvom ložisko Mária-Margita rozumieme obidve rudné pásma.

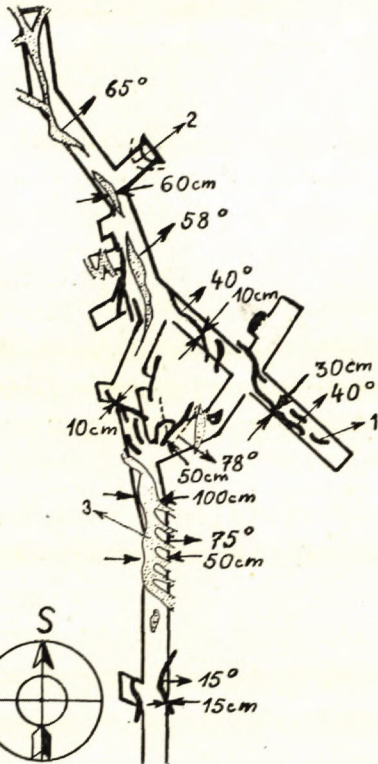
Mineralógia ložiska

Z prvých správ o mineralogickom zložení sa dozvedáme zväčša iba o mineráloch, ktoré boli predmetom dobývania, alebo pôsobili ako škodlivina. Prvou prácou tohto druhu je Zepharovichova štúdia (1873). Neskôr Maderspach (1879) spomína ako nové minerály chalkopyrit, kalamín, antimonit, arzén a krokoit, ktorý Zepharovich označuje asi ako „červená Pb ruda“. O aký červený minerál v skutočnosti išlo, nevieme; podľa predbežných štúdií krokoit sme nezistili, rovnako ako antimonit. Našiel sa však bournonit, pozorovaný v haldovom materiáli z banských prác, i na povrchu. Je pravdepodobné, že tieto dva minerály boli zamenené. Výskyt antimonitu však nemožno vylúčiť, lebo asi 1 km Z od ložiska je vyvinuté Sb zrudnenie, ktoré sa mohlo uplatniť v povrchových partiách študovaného ložiska (dnes už vydobytých). Pri Maderspachom uvádzanom arzéne ide asi o arzénopyrit, zistený neskôr. Eisel (1903) a Papp (1919) spomínajú iba minerály, ktoré môžu mať význam len pre ťažbu (sfalerit, galenit, smitsonit, ceruzit ?).

Prvú podrobnejšiu správu o mineralogickom zložení a vzťahoch medzi jednotlivými minerálmi podáva Beňo (1955), ktorý uvádza sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, arzénopyrit, ankerit, kalcit, kremeň a zo sekundárnych limonit, smitsonit, anglezit, ceruzit, monheimit a červený neznámy minerál. Arzénopyrit bol popísaný z jednej vzorky, spracovanej v Kutnej Hore a monheimit nebol presne identifikovaný. Kozlovský (1956) rozoberá mineralogické, sčasti paragenetické pomery ložiska a začal riešiť i chemizmus minerálov. Pri údajnom ankerite (rtg. výskumom) zistil, že ide vlastne o kalcit sfarbený do hnedá, čo potvrdili i moje štúdiá.

Pri popise minerálov som vychádzal aj z poznatkov iných autorov, hlavne Beňu a Kozlovského.

Kalcit sa nachádza na ložisku v troch generáciách. Kalcit I ako najstarší minerál tvorí prevažne hrubozrnné agregáty s veľmi dobrou štiepateľnosťou zrn. Je najčastejšie mliečnobiely, v prostredí oxydačnej zóny sfarbený do svetlohnedá.



Obr. 2. Schematický náčrt štólne Mária-Margita (podľa Ilavského-Sluka). 1 — žily s Pb-Zn zrudnením; 2 — FeS zrudnenie; 3 — dutiny vyplnené zemito-okrovitou výplňou.

Práve pre svoje sfarbenie sa často zamieňal za ankerit (Kozlovský 1956). Kalcit I nachádzame zvyčajne v okrajových častiach žily uprostred rúd vo forme nezatláčených zbytkov alebo na styku s vápencami. Je metasomaticky zatlačaný, alebo prestúpeň žilkami mladších minerálov. Zapĺňanie puklín alebo štiepných trhliniek je takmer vždy sprevádzané metasomatózou. Styk kalcitu I s arzenopyritom alebo pyritom sa nezistil. Kalcit II a III sú podstatne zriedkavejšie, známe len vo forme výplne pukliniek alebo vo voľných priestoroch medzi minerálmi, ojedinele atakujú kalcit I. Ich identifikácia je možná len v asociácii s viacerými minerálmi. Kalcit III sa javí ako najmladší minerál na ložisku, jeho vylúčením sa skončil hydrotermálny proces.

Kremeň je mladší a zriedkavejší ako kalcit I. Väčšinou je jemno až strednozrnný, obyčajne vodopriepustný. Najhojnešie je zastúpený v okrajových partiách žíl, kde ho často nachádzame i v idomorfnom vývoji hlavne v drúzových dutinách (veľkosť dutín nepresahuje 2 cm), v malých, max. 3 mm dlhých jedincoch. V asociácii so sulfidmi, hlavne sfaleritom, galenitom, chalkopyritom a bournomitom sa vždy javí ako starší. Vzťahy medzi pyritom a kremeňom sú miestami dosť nejasné, čo súvisí s čiastočným prekrývaním ich kryštalizačných intervalov. V povrchových partiách ložiska sa zriedkavejšie vyskytuje v drúzovom vývoji. V menších dutinách, ktoré sme mohli sledovať len pri chalkografickom štúdiu, nachádzame najčastejšie sfalerit, galenit, bournonit, kalcit II a III vo forme výplne.

Pyrit tvorí v žilnej výplni, najmä v kremeň a kalcite I zrnité agregáty, nerovnomerne rozložené, v alotriomorfnom i v idiomorfnom vývoji; veľkosť jednotlivých zrn nepresahuje 4 mm. Najhojnešie je zastúpený v diabázových tufi-

toch, ktoré od hustej koncentrácie pyritu s rôznym stupňom idiomorfizmu nadobúdajú až charakter glimov. Podľa sukcesie javí sa pyrit ako najstarší sulfid; nachádzame ho nielen na žile a v jej blízkosti, ale aj vo vzdialenejších odkryvoch vo forme jemných impregnácií.

A r z é n o p y r i t z tejto lokality identifikovali pracovníci ÚNS v Kutnej Hore zo vzorky zaslanej Beňom. Autor našiel arzénopyrit vo dvoch prípadoch, a to v asociácii s galenitom, resp. v galenite vo forme zbytku a v pyrite.

P y r o t í n sa zistil len v jednom prípade v pyrite bez bližších sukcesívnych vzťahov k FeS_2 a ostatným minerálom.

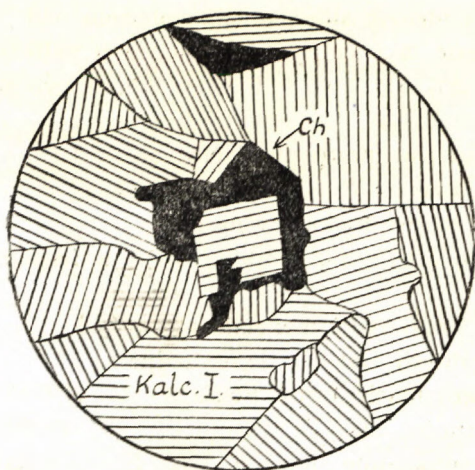
S f a l e r i t je najhojnejší na ložisku; často tvorí monominerálne úseky žíl; miestami ustupuje galenitu. V monominerálnych úsekoch ide o stredne až hrubokryštalické agregáty ZnS tmavo hnedej a čiernohnedej farby. Podľa Beňu (1955) je táto farba spôsobená kompaktnosťou rudnej masy a orientáciou zrn, podľa Kozlovského (1956) je spôsobená zvetrávaním sfaleritu. Tmavý sfalerit sa dá pozorovať len v žilnej výplni, často bez príznakov zvetrávania; „svetlý sfalerit“ tvorí iba impregnácie v okolných vápencoch. Ich vzájomné vzťahy sa nám z haldového materiálu nepodarilo zistiť. Priestorove sfalerit zasahuje najďalej od žily vo forme impregnácií, spravidla úplne jemných; lokálne sa zistili hniezda sfaleritu, pravidelných oválnych tvarov, o priemere až 2 cm.

G a l e n i t na žile tvorí prevažne alotriomorfné agregáty v asociácii so sfaleritom a bournonitom, prípadne v dutinách kremeňa, vo vápenci a kalcite I. Často stretávame i vykryštalizovaný galenit o veľkosti hrany až 0,7 cm. Na nábruse nezriedka pozorujeme trojuholníkové štiepne vylomeniny s oblúkovitým priebehom. Oproti sfaleritu je zriedkavejší, ale hojnejší než bournonit. Vo forme impregnácií vo vápencoch ho stretávame zriedkavejšie.

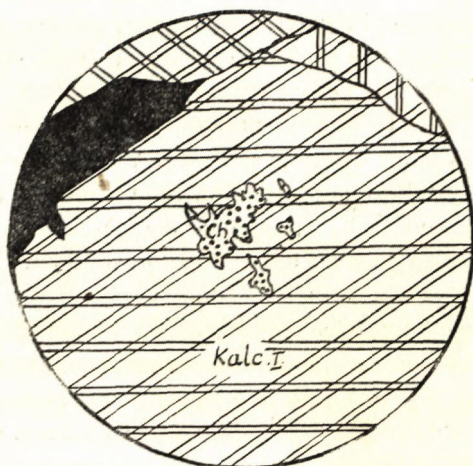
C h a l k o p y r i t nie je zastúpený vo väčšom množstve, avšak je rozšírený v celej rudnej výplni. Kvantitatívne stojí za galenitom, bournonitom a sfaleritom, s ktorým asociuje (často spolu s tetraedritom). Na rozdiel od tetraedritu býva zväčša v zrnitých agregátoch vo forme hniezd, alebo preniká po styku starších minerálov, len zriedkavo tvorí žilky priamo v starších mineráloch. Vo vrchnejších partiách, resp. na haldách z najvyššie položených štôlní bol makroskopicky pomerne zriedkavo pozorovaný.

T e t r a e d r i t je vyvinutý akcesoricky hlavne vo forme žiliek alebo výplne pukliniek, najčastejšie vo sfalerite, menej v chalkopyrite; miestami tvorí i nepravidelné hniezda v galenite. V kmeni je zriedkavý. Často ho nachádzame s bournonitom v nejasnom sukcesívnom postavení. Je sivobiely, s tmavšími odtieňmi než bournonit, izotrópny. Pri leptaní s KCN v 2 prípadoch slabo zhnedol, s ostatnými činidlami boli reakcie negatívne. Hnedasté odtiene sme pozorovali len v asociácii s galenitom.

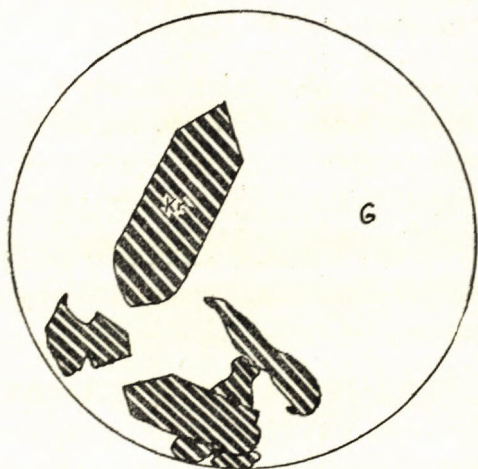
B o u r n o n i t je na ložisku pomerne hojnejší než chalkopyrit a tetraedrit. V žilnej výplni ho často stretávame v asociácii s galenitom, menej s tetraedritom,



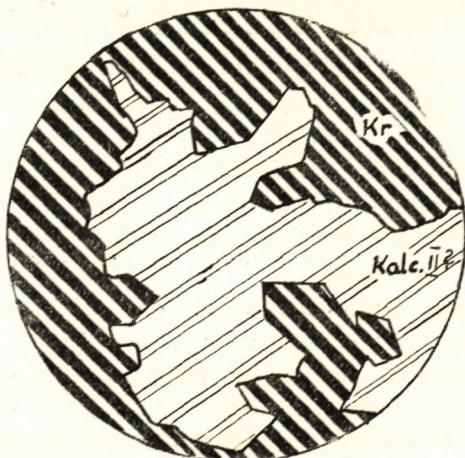
Obr. 3. Metasomatické zatláčanie kalcitu I pozdĺž styku jednotlivých zŕn a v smere jeho kryštalogr. orientácie (zv. 240×).



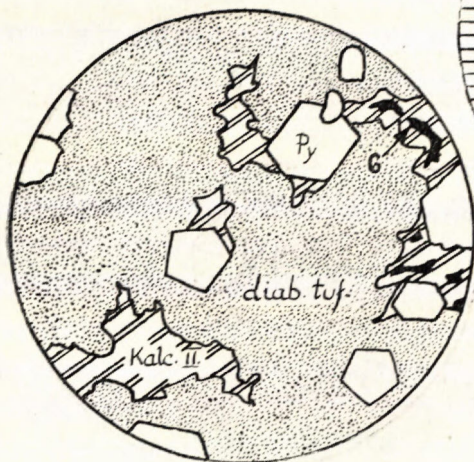
Obr. 4. Orientované zatláčanie kalcitu I chalkopyritom a vtesnávanie sa kremeňa medzi kalcitové zrná s čiastočnou orientovanou metasomatózou (zv. 240×).



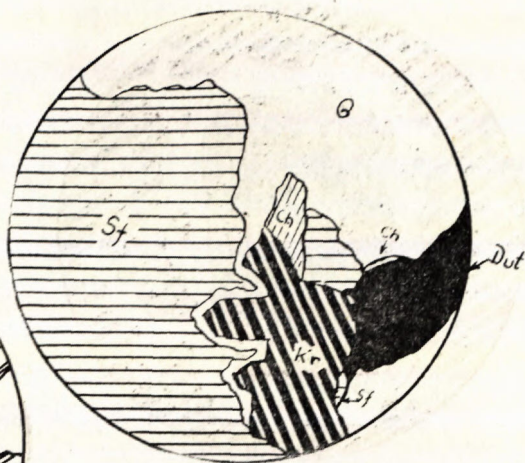
Obr. 5. Zbytky zrnitého agregátu kremeňa s čiastočným idiomorfným vývojom niektorých individuí v galenite s príznakmi korózie (zv. 60×).



Obr. 6. Dutina v kremeni s idiomorfným vývinom niektorých jedincov, mechanicky zaplnená kalcitom II (?) (zv. 82,5×).



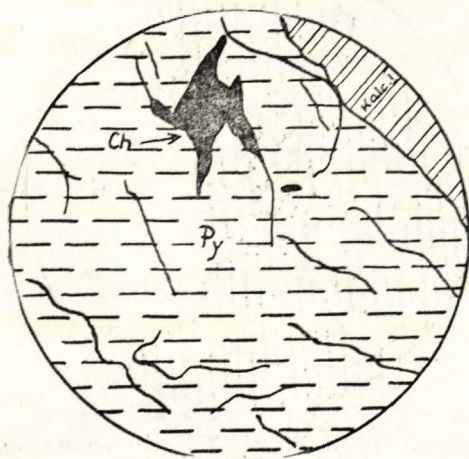
Obr. 7. Metakryštály pyritu s rôznym stupňom idiomorfizmu v diabázovom tufite. Kalcit II, ktorý lemuje alebo „obtekáva“ pyrity je metasomaticky zatláčaný galenitom (zv. 60×).



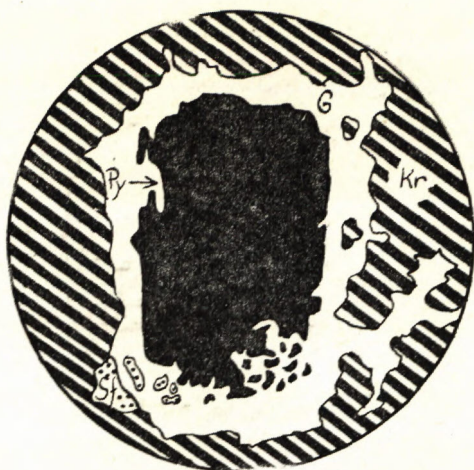
Obr. 8. Prenikanie galenitu pozdĺž hranice sfalerit-kremeň (zv. 60×).



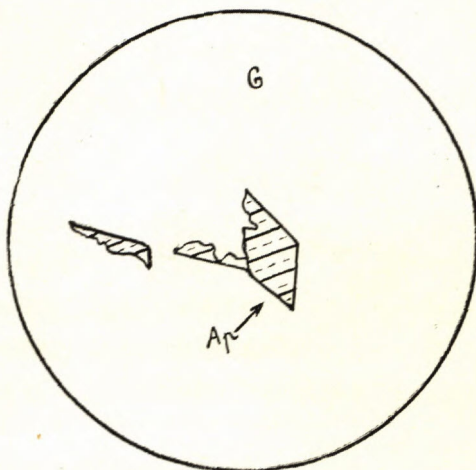
Obr. 10. Katakázovaný pyrit v kalcite I. Kalcit II metasom. zatláča kalcit I a čiastočne pyrit. Galenit pôsobí na FeS_2 i kalcit II (zv. 60×).



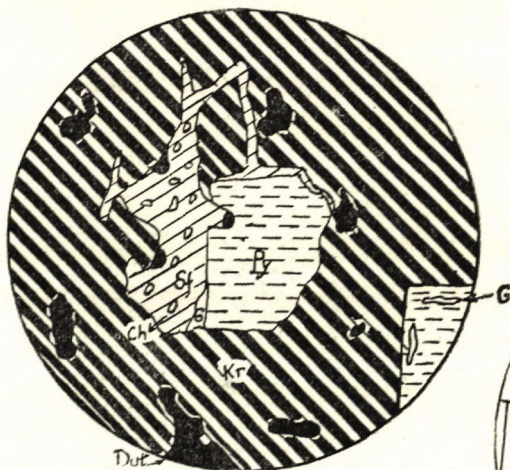
Obr. 9. Katakázovaný pyrit nahradzovaný pozdĺž puklínok chalkopyritom (zv. 240×).



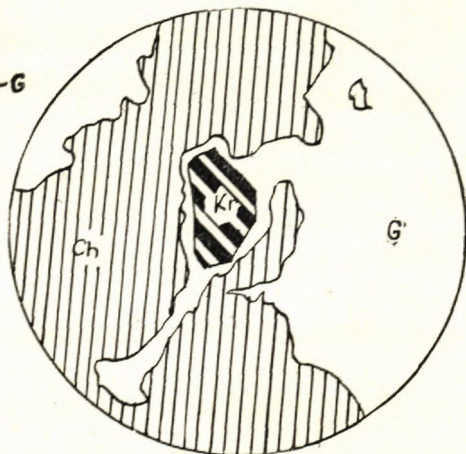
Obr. 11. Intenzívna metasomatóza pyritu, kremeňa a pravdepodobne i sfaleritu pozdĺž ich styku mladším galenitom (zv. 60×).



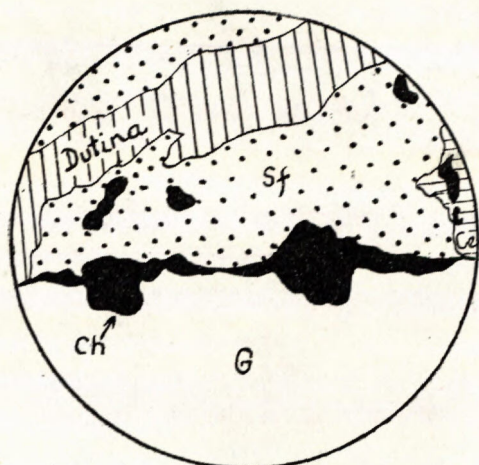
Obr. 12. Zbytky arzénopyritu v galenite (zv. 60×).



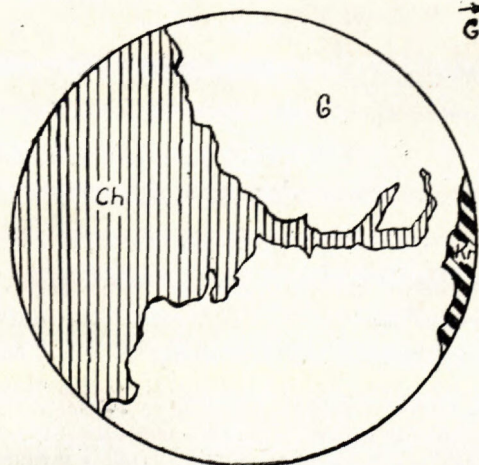
Obr. 13. Sfalerit s nepravidelnými útvarmi chalkopyritu sleduje rozhranie $\text{FeS}_2\text{-SiO}_2$ so zjavným pôsobením na pyrit a kremeň. Galenit (vpravo dole) metasomaticky zatláča pyrit a vtesnáva sa i medzi ZnS a FeS_2 (stred) (zv. 38,5×).



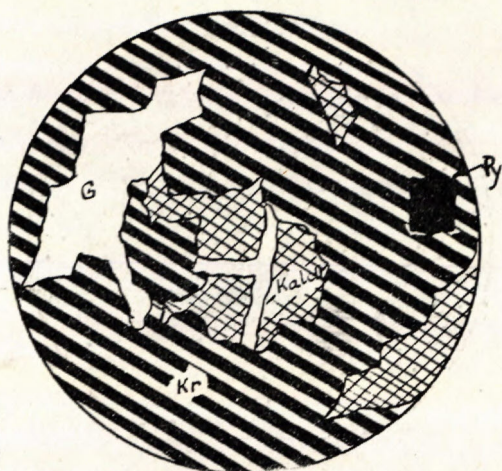
Obr. 14. Mladší galenit hlboko preniká vo forme zálivu do chalkopyritu a metasomaticky ho zatláča. Kremeň nenesie stopy atakovania galenitom (zv. 60×).



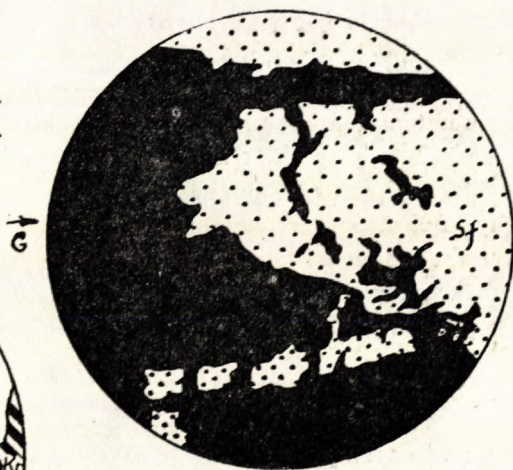
Obr. 15. Chalkopyrit, ktorý prechádza po styku PbS-ZnS obidva metasomaticky zatláča. Pozorované ojedinele (zv. 165×).



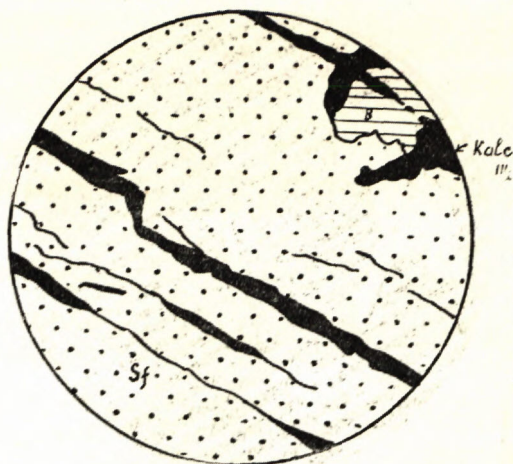
Obr. 17. Zálivové prenikanie chalkopyritu do galenitu s čiastočným orientovaným zatlačovaním. Pozorované ojedinele (zv. 120×).



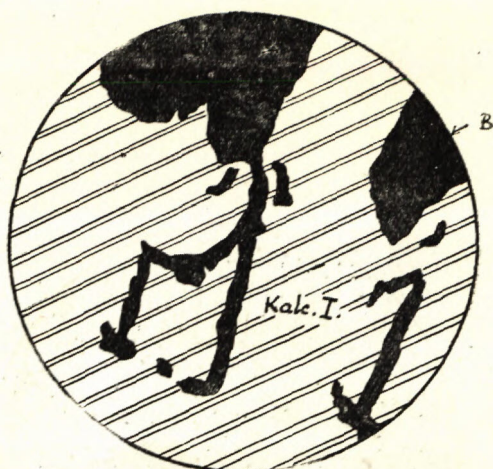
Obr. 16. Dutiny kremeňa zaplnené galenitom a kalcitom II, pričom PbS preniká do kalcitu II a zatláča ho (zv. 165×).



Obr. 18. Intenzívne orientované zatlačovanie sfaleritu galenitom (zv. 40×).



Obr. 19. Prenikanie kalcitu III cez sfalerit a bournonit.



Obr. 20. Frontálne i orientované ztláčovanie kalcitu I bournonitom (zv. 240×).

v impregnáciách vo vápencoch úzko asociuje práve so sfaleritom. Makroskopicky je ocelovošedý, svetlejší ako tetradrit. V žilnej výplni tvorí obyčajne nepravidelné hniezda, niekedy v priemere až 5 cm, v impregnáciách vo vápencoch max. 0,5 cm. Keď pozorujeme bournonit samostatne, je sivobielej farby; v asociácii s galenitom má zelenkastý, alebo slabo hráškovozelenkastý odtieň. Dvojodraz a antizotrópia sa dá dobre pozorovať na styku s PbS a v zrnitom agregáte. V žilnej výplni a v impregnáciách vytvára spravidla alotriomorfné zrnité agregáty. Bol určený röntgenometricky, spektrálne a chalkograficky. Bournonit sa javí ako najmladší minerál zo sulfidov; vyskytuje sa len miestami v žilnej výplni; z makroskopického pozorovania sa nám zdá, že sa viac vyskytuje na miestach s hojnejším Pb-Zn zrudnením, resp. v impregnáciách.

Paragenetické a sukcesívne vzťahy primárnych minerálov

Prvá subperióda

Začiatok procesu zrudnenia je charakterizovaný vznikom hrubokryštalického kalcitu (kalcit I), ktorý dnes nachádzame v okrajových partiách žíl, prípadne priamo vo vápencoch, v tesnej blízkosti rudných telies. Pôvodne bol vyvinutý asi hojnejšie, avšak v ďalšom hydrotermálnom procese bol nahradený mladšími sulfidmi.

Kalcit I je metasomaticky ztláčaný všetkými minerálmi ložiska, okrem tetradritu, arzénopyritu a pyrotínu. Pri metasomatóze ztláčajúce minerály spravidla sledujú smer klencovej štiepatelnosti, okrem kremeňa, ktorý nerešpektuje (alebo len v malej miere) žiadne kryštalografické smery kalcitu I; len zriedka

Tab. 1. Röntgenometrická identifikácia bournonitu

Poradové číslo	Ochtiná		Michejev		Harcourt	
	d_m	I_0	d_{tab}	I_{tab}	d_m	I_{tab}
1.	5,62	3	5,5	2		
2.	4,71	2	4,70	2		
3.	4,28	3	4,32	4		
4.	4,02	3	4,09	4		
5.	3,80	8	3,86	8	3,90	1,0
6.	3,65	3	3,68	6	3,64	0,5
7.	3,21	3	3,25	2	3,26	6,5
8.	2,94	4	2,96	8	2,97	0,5
9.	2,87	4	2,89	6	2,90	0,2
10.	2,78	4	2,81	8	2,82	0,2
11.	2,71	10	2,73	10	2,74	5,0
12.	2,66	7	2,67	8	2,68	0,5
13.	2,56	7	2,58	8	2,59	1,0
14.	2,45	2	2,47	2		
15.	2,34	2	2,37	4	2,37	0,3
16.	2,28	2	2,29	2	2,24	0,2
17.	2,22	2	2,22	2	2,17	0,2
18.	2,08	3	2,09	4	2,10	0,2
19.	1,966	8	1,980	8	1,99	0,3
20.	1,937	8	1,945	8	1,95	1,0
21.	1,833	8	1,845	8	1,85	1,0
22.	1,754	9	1,763	8	1,765	1,0
23.	1,729	2	1,723	2		
24.	1,653	5	1,660	6	1,665	1,0
25.	1,622	6	1,625	6	1,63	0,3
26.	1,579	1	1,588	2	1,59	0,3
27.	1,549	4	1,555	6	1,56	0,2
28.	1,493	1	1,492	2	1,425	0,2
29.	1,475	2	1,481	2		
30.	1,441	1	1,450	2	1,45	
31.	1,418	5	1,421	6		
32.	1,382	4	1,388	2	1,39	0,3
33.	1,357	3	1,360	2		
34.	1,328	2	1,332	2		
35.	1,249	2	1,250	2	1,26	0,3
36.	1,226	4	1,227	2		
37.	1,145	4	1,145	2		
38.	1,103	4	1,106	2		
39.	1,084	3	1,080	2		

Rtg. analýza bola vyhotovená metódou Debey-Scherrerovou, snímku vyhodnotila J. Holécý. Antikatóda Co, filter Fe, exp. 7 min., napätie 50 kV, intenzita 20 mA, plocha asymetrická.

možno pozorovať, že sa vtiesnáva medzi jednotlivé kalcitové zrnká. Podobný vzťah môžeme pozorovať i medzi kalcitom I a pyritom, ktorý ho zväčša nerovnomerne impregnuje. Po vzniku kalcitu I, čiastočne i súčasne s ním dochádza k uplatneniu SiO_2 .

Kremeň netvorí žilky ako na väčšine ložísk, ale postupuje do vápenca a kalcitu vo forme „poprethrávanej fronty“ alebo nepravidelných hniezd. Tvorí

obyčajne okraje rudných žíl spolu s kalcitom I, ale zasahuje i ďalej. Je vyvinutý vo forme hrubozrnného agregátu aj idiomorfne; dĺžka jedincov je max. 3 mm. S idiomorfne vyvinutým kremeňom sa stretávame i na okraji zrnitého agregátu, kde jednotlivé kremene sú rôzne orientované a často poprerastané. Kremeň metasomaticky ztláča vápenec a kalcit I. Zrnitý agregát kremeňa obsahuje hojné zbytky nezatlačeného vápenca a kalcitu I. Pri väčších i menších zbytkoch je často ťažké určiť, či ide o kalcit I alebo o mladšie kalcity. Tvar zbytkov v kremeňi býva nepravidelný, zaoblený alebo okrúhly, kým výplň dutiny môžeme poznať podľa kopijovitého zakončenia do strán, alebo idiomorfného vývoja kremeňa do stredu dutín.

Zatlačovanie kremeňa (sfaleritom, chalkopyritom, sčasti kalcitom II a bournonitom) prebieha najčastejšie od pukliniek. Na idiomorfne vyvinutých jedincoch SiO₂ zriedka nachádzame stopy po atakovaní sulfidmi, čo dokazuje aj jeho častý výskyt vo forme uzavrenín alebo i zbytkov v rudných mineráloch.

Pyrit kryštalizuje priamo po kremeňi, často atakuje i idiomorfne jedince, hlavne ich vrcholy, kým na bočné steny len narastá a kryštalizuje pozdĺž nich. K vylučovaniu pyritu došlo asi súčasne s kremeňom, ale interval vylučovania pyritu trval o niečo dlhšie. Väčšie anomálne nahromadeniny FeS₂ sú v nadložných alebo podložných preplástkoch diabázových tufitov, pravdepodobne len v blízkosti žily, keďže ostatné diabázové tufity na halde (i na povrchu v odkryvoch) neobsahujú FeS₂. Jeho výskyt v rudnej výplni v tom istom vekovom

Sukcesia minerálov so semikvantitatívnym odhadom vylúčeného množstva minerálov.

→ Časová postupnosť vylučovania →		Semikvantitatívny odhad množstva vylúčených minerálov
minerály	kremeň-sulfidická perioda	
		prvá subperioda druhá subperioda
kalcit I.	— —	
kremeň	— —	
pyrit	— —	
pyrolin	— —	
arzenopyrit	— —	
kalcit II.	— —	
sfalerit	— —	
chalkopyrit	— —	
galenit	— —	
tetraedrit	— —	
bournonit	— —	
kalcit III.	— —	

postavení ako v hornine a v asociácii s galenitom a chalkopyritom, hovorí o jeho spätosti s rudnými roztokmi. Väčšie nahromadenie v diabázových tufoch je pravdepodobne dôsledkom uvoľňovania Fe z horninotvorných minerálov. Na halde sme zistili len niekoľko vzoriek diabázových tufitov, ktoré sú silne impregnované pyritom. Anomálne nahromadeniny pyritu sú pravdepodobne viazané len na tie diabázové tufity, ktoré tvoria priame nadložie alebo podložie ložiska, resp. na miesta dostupné prvým dávkam hypogénnych rudných roztokov. Niektoré kusy hornín (do 15 cm) nadobúdajú od silného presýtenia až charakter smolnicových glimov. Pre pyrit je charakteristické, že obsahuje nezatláčané zbytky hornín, čo poukazuje na jeho metasomatický vznik v pevnom prostredí.

Postavenie arzénopyritu a pyrotínu v sukcesívnej rude nie je zatiaľ jasné, lebo arzénopyrit sa našiel len v dvoch prípadoch, a to v asociácii s pyritom, bez príznakov atakovania a v galenite s príznakmi pôsobenia na FeAsS; pyrotín iba v jednom prípade v pyrite, tiež bez jasných znakov ich vzájomného vzťahu.

Po vzniku kalcitu I, kremeňa a pyritu (arzénopyritu, pyrotínu) došlo na ložisku k slabým intermineralizačným pohybom, ktorých prejav dnes pozorujeme na kremeň a hlavne na pyrite vo forme kataklázy. Minerály prvej subperiódy sa viažu buď priamo na žilu, alebo na jej bezprostredné okolie (pyrit zasahuje i ďalej), kým minerály druhej subperiódy sú hojnejšie rozšírené, menovite bournonit a hlavne sfalerit (impregnácie).

Druhá subperióda

Hlavnú rudnú výplň na ložisku tvoria minerály druhej subperiódy — sfalerit a galenit; hojný je bournonit a chalkopyrit, podradnejší tetraedrit, kalcit II a III. Po intermineralizačných pohyboch začína druhá subperióda opäť kryštalizáciou kalcitu (kalcit II), ktorý je viac vyvinutý v diabázových tufitoch a na okraji žilnej výplne; priamo na žile je zastúpený len akcesoricky. Preniká a metasomaticky zatláča kalcit I, pyrit zväčša vôbec neatakuje, ale len vyplňa jeho pukliny alebo prechádza po styku pyritu. Na tých miestach, kde sme v asociácii s pyritom a kalcitom I určili kalcit II a jeho vzťahy k obom minerálom, zistili sme i galenit, sfalerit a chalkopyrit (ojedinele bournonit) vo forme nepravidelných útvarov, prenikajúcich v smere štiepateľnosti do kalcitu II, alebo od okraja ho metasomaticky zatláčajú.

Po vylúčení minerálov prvej subperiódy a kalcitu II došlo k radikálnej zmene zloženia rudných roztokov, z ktorých kryštalizovali sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit a bournonit. Ako prvý z roztokov vypadol **s f a l e r i t**, najhojnejší na celom ložisku. Spolu s galenitom preniká v smere puklín kremeňa alebo vyplňuje jeho dutiny. Jasným dôkazom ich mladšieho veku je i lemovanie idiomorfných zrn kremeňa a pyritu. V žilnej výplni sfalerit (kde tvorí hlavnú masu) je zjavne atakovaný galenitom, tetraedritom, bournonitom, kalcitom III a chalkopyritom.

KREMEŇ SULFIDICKÁ PERIÓDA	
PRVÁ SUBPERIÓDA	DRUHÁ SUBPERIÓDA
Ca	—————
Mn	—————
Mg	-----
Sr	-----
Fe	—————
Si	—————
Co	-----
As	-----
Ni	-----
Zn	—————
Cd	-----
Hg	-----
Ga	-----
Cu	—————
Sn	-----
Sb	—————
Pb	—————
Aq	-----
Au	-----

Ich hranice sú buď rovné, alebo sa chalkopyrit vyskytuje vo sfalerite vo forme oválnych predĺžených, okrúhlych i ostro hranatých útvarov, uložených viac-menej orientovane v určitom kryštalografickom smere alebo nepravidelne. Veľkosť, tvar a množstvo chalkopyritu vo sfalerite býva dokonca v tom istom nábruse rôzna. CuFeS_2 sa však často hromadí na okraji jednotlivých zŕn ZnS i mimo nich.

Lokálne orientované uloženie chalkopyritu a tetraedritu vo sfalerite (najčastejšie vo forme žiliek alebo výplne pukliniek) viedlo niektorých autorov k názoru, že chalkopyrit (Beňo 1955) a tetraedrit (Kozlovský 1956) vznikli v ZnS odmiešaním z pevného roztoku. Proti tomuto názoru hovoria nasledovné pozorovania (pozri Bartin-Graton 1931; Genkin 1958):

1. nepravidelné útvary podobné lístkom, doštičkám chalkopyritu, nie sú charakterizované ostrými hladkými hranicami (v smere ich predĺženia) voči sfaleritu;
2. pri križovaní jednotlivých lístkov alebo doštičiek neboli pozorované charakteristické zúženia;
3. chalkopyrit sa nachádza vo sfalerite i vo forme hniezd;
4. výskyt chalkopyritu na styku sfaleritu a galenitu a ich metasomatóza;
5. hojné výskytu chalkopyritu i mimo sfaleritu;
6. prerážanie tetraedritu v žilkách cez sfalerit i chalkopyrit a jeho výskyt v asociácii s galenitom i mimo sfaleritu.

Z toho vidieť, že lokálne orientované uloženie spomínaných minerálov nie je produktom odmiešania z pevného roztoku, ale výsledkom orientovaného zatláčania sfaleritu chalkopyritom a tetraedritom.

Tetraedrit, ktorý prechádza v žilkách i cez chalkopyrit, je zjavne mladší než sfalerit i chalkopyrit. Vzájomné vzťahy medzi chalkopyritom a tetraedritom na jednej strane a galenitom na druhej strane sú už zložitejšie.

Galenit, druhý najhojnejší minerál na ložisku, [asociuje so všetkými minerálmi (okrem pyrotínu)] atakuje kalcit I, pyrit, arzénopyrit, kremeň a sfalerit. Voči chalkopyritu nie je jeho vzťah tak jasný, v niekoľkých prípadoch totiž chalkopyrit preniká do galenitu, alebo prechádza po styku sfalerit-galenit. Tieto ojedinelé zjavy mladšieho veku chalkopyritu dokazujú, že kryštalizačný interval chalkopyritu sa čiastočne prekrýva s galenitom, pravdepodobne v jeho posledných fázach vylučovania, kedy došlo aj k ich súčasnej kryštalizácii.

Zaujímavé je postavenie **tetraedritu**, ktorý na ložiskách v Spišsko-gemerskom rudohorí prevažne úzko asociuje s chalkopyritom; ich kryštalizačné intervaly na väčšine sideritových žíl sa prekrývajú, alebo v sukcesii vylučovania stoja priamo vedľa seba, pričom niekedy je mladší tetraedrit, inokedy chalkopyrit. Na ložisku Mária-Margita je ich postavenie trochu odlišné. Po kryštalizácii chalkopyritu sa zjavne uplatnil galenit, pričom tetraedrit, ktorý sa nikde nezdá byť starší ako chalkopyrit, nie je atakovaný ani galenitom. Miestami síce tvorí nepravidelné útvary v galenite s nerovnými alebo vlnovitými okrajmi, čo by mohlo poukazovať na ich súčasnú kryštalizáciu, väčšinou však jeho postavenie poukazuje na jeho mladší vek. Tetraedrit preniká po rozhraní galenit-sfalerit vo forme malých pretiahnutých útvarov, alebo tvorí v nich žilky. Metasomatóza galenitu a chalkopyritu tetraedritom bola ojedinele pozorovaná aj na styku s kremeňom. Tetraedrit sa javí starší ako bournonit. Miestami sa však ich kryštalizačné intervaly prekrývajú (v posledných štádiách vylučovania tetraedritu a začiatkom kryštalizácie bournonitu).

Bournonit zaberá teda až posledné miesto v sukcesii kryštalizácie sulfidov. Z prvej subperiódy ho stretávame len v asociácii s kremeňom a kalcitom I, ktorý intenzívne nahradzuje. V kremeni obyčajne vyplňa dutiny, nezriedka spolu s galenitom; v miestach, kde vniká medzi kremeň a niektorý zo sulfidov (napr. sfalerit), atakuje i kremeň, najintenzívnejšie však sfalerit. V asociácii s chalkopyritom v sfalerite sa tiež javí mladší. Galenit nie je tak intenzívne atakovaný ako sfalerit. Ich styk je často rovný alebo mierne zvlnený (oblúkovitý priebeh). Pri výskyte bournonitu v galenite sme na styku s kremeňom našli miesta, ktoré ukazujú, že bournonit kryštalizoval až po galenite. Keďže sme nikde nenašli príklady pre starší vek bournonitu ako galenitu, možno predpokladať, že po vylúčení prevažného množstva galenitu a časti tetraedritu došlo ku kryštalizácii bournonitu spolu s galenitom a tetraedritom, avšak jeho kryštalizačný interval pravdepodobne trval o niečo dlhšie.

Zrudňovací proces na ložisku Mária-Margita uzaviera kalcit III, ktorý spravidla nachádzame vo forme výplne dutiniek, hlavne vo sfalerite a bournonite. V jednom prípade bol pozorovaný i na ich styku, kde metasomaticky na ne pôsobí. Obyčajne vyplňuje puklinky priamočiare alebo kľukaté i „zdurené“ (pod vplyvom atakovania minerálov kalcitom III).

Celý mineralizačný proces na ložisku prebehol v kremeň-sulfidickej perióde. V Spišsko-gemerskom rudohorí sa vo všeobecnosti predpokladá, že zrudňovací proces prebiehal v niekoľkých, dosť samostatných etapách, zhruba v troch: sideritovej, kremeň-sulfidickej a kremeň-antimonovej. Podľa minerálnych asociácií spadá zrudnenie na ložisku Mária-Margita do strednej etapy — kremeň-sulfidickej [v zmysle Koděru (1956) označujeme ju periódou]. Na základe makroskopického a mikroskopického pozorovania sa tu dajú odlišiť dve subperiódy. Do prvej zaraďujeme kalcit I, kremeň, pyrit, arzénopyrit a pyrotín (posledné dva sú vyvinuté len akcesoricky). Po ich vzniku došlo k slabým tektonickým pochodom, ktorých výsledkom je katakláza, pozorovaná hlavne na pyrite a kremení. Do kataklázovaných minerálov potom prenikajú mladšie minerály druhej subperiódy. Výsledkom tektonických pochodov ako celku je i lokálny vývin brekciových textúr, kde vápence sú tmelené hlavne minerálmi druhej subperiódy (kalcit II, sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit, kalcit III). Z popisovanej paragenézy a sukcesie minerálov vidíme, že jednotlivé minerály kryštalizujú prakticky v podobnom časovom slede ako na sideritových žilách; rozdiel je len v ich kvantitatívnom zastúpení.

Chemizmus

Spektrálne analýzy boli vyhotovené na Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave na spektrografe E 492; bol použitý jednosmerný oblúk intenzity 5, 7, 9, A, expozícia 45'', 30'', 30''. Spektogramy vyhodnotil J. Cubínek. Podľa intenzity línií sú prvky rozdelené do 8 skupín. Analýzy sa urobili na platniach Agfa, Spektral-Platten.

Kalcit I: Základné prvky: Ca. Keďže CaCO_3 je schopný vytvárať úplné izomorfné rady s MnCO_3 a FeCO_3 , je pravdepodobné, že časť obsahu týchto prvkov v spektrálnej analýze sa izomorfné zastupuje s Ca a časť patrí heterogénnym prímiesiam rudných i nerudných minerálov. K izomorfným prvkom môže patriť ešte Mg, ktorého väčšia časť patrí heterogénnym znečisteninám vápenca. Z ostatných prvkov izomorfné sa môže zastupovať s Ca ešte Sr. Ďalšie zistené prvky (Si, Al, Li, Cu, Ag, Na, Pb a Zn) patria k heterogénnym prímiesiam minerálov ložiska; Zn sčasti môže izomorfné zastupovať i Ca.

Kremeň. Zákl. prvky: Si, O; prvky Al, Mg, Cu, Zn, Pb, Sb, Fe, Ag, Ti, Ca, Li, Na, Mn patria k cudzorodým uzavreninám, mechanickým prímiesiam rudných minerálov, karbonátov a okolitým horninám.

Pyrit. Zákl. prvky: Fe, S; zo spektrálne stanovených prvkov väčšinu radíme

k heterogénnym prímiesiam. Ako izomorfná prímies k Fe pripadá do úvahy len Co; medzi Fe a Co sa predpokladá dosť široká izomorfia. Z ostatných prvkov ako izomorfnú prímies k S môžeme považovať As. Podľa Ramdohra (1955) As môže do určitej miery zastupovať aj S v pyrite; časť As v našom prípade môže patriť FeAsS, ktorý bol mineralograficky zistený v akcesorickom množstve. Obsah Si, Mg, Al, Li, Na, Ca, Ba a pravdepodobne i Ti a Mn je viazaný na heterogénnu prímies kremeňa, vápencov, kalcitu, prípadne diabázových tufov a i. Obsah Pb, Cu, Zn, Ag, Ga, Sn je viazaný heterogénne na chalkopyrit, galenit, sfalerit a bournonit; Cu môže sčasti pochádzať z drobných, jemne dispergovaných častícok, tvoriacich v FeS pevný roztok.

Sfalerit. *Zákl. prvky:* Zn, S; zo zistených prvkov môžu byť v sfalerite izomorfne zastúpené Fe, Cd, Mn, Hg, Ga. Ostatné prvky náležia mineralograficky stanoveným heterogénnym prímiesiam pyritu, chalkopyritu, galenitu, tetraedritu, bournonitu a vápenca (Cu, Si, Pb, Sr, Mg, Sn, Al, Ag, Co, Na, Ni, Ca). U tmavšieho sfaleritu pozorujeme zvýšený obsah Fe a Cu pravdepodobne v dôsledku väčšej heterogénnej prímiesi chalkopyritu. Fe, ktoré je zastúpené v každom sfalerite, môže dosahovať až 20 % (v našom prípade iba niečo nad 1 %, pričom časť Fe môže patriť chalkopyritu); Cu je celé zastúpené heterogénne, Cd je zastúpené nerovnomerne, rovnako ako Mg a sčasti aj Mn, Ga v oboch analýzach sfaleritu činí 0,01–0,001 %.

Galenit. *Zákl. prvky:* Sb, S; okrem toho sa zistili Mg, Cu, Ca, Si, Fe, Ag, Zn, Sr, Al, As, Li, Cd, Mn, Mg, Ca, V, Na, Ti, Ni, Sr, Cr. Hoci bol galenit separovaný pod binokulárnou lupou, predsa obsahuje značné množstvo heterogénných prímiesí, čo je spôsobené jeho úzkou asociáciou s bournonitom, chalkopyritom a sfaleritom. Z izomorfných prímiesí do úvahy pripadá len Ag; Sb, Sn a Cd počítame k heterogénnym prímiesiam.

Prítomnosť Ag v galenite za neprítomnosti Bi sa vysvetľuje dvoma spôsobmi: buď ide o izomorfnú prímies Ag v mriežke PbS, alebo o prímies ušľachtilých nositeľov Ag. Podľa Ramdohra (1950) sa Ag₂S v galenitovej molekule nemôže rozpustiť vo väčšom množstve ako 0,1 % (u stredne a nízko temperovaných galenitov je maximálna hranica 0,1 %). Ostatnú časť v galenite prisudzujeme Ramdohr k heterogénnym prímiesiam. V našom galenite obsah Ag činí 1–5 %, teda je pravdepodobne vyšší, ako je hranica jeho rozpúšťania v galenitovej molekule. Chalkograficky bola zistená jeho úzka asociácia s bournonitom, tetraedritom, sfaleritom a chalkopyritom, čo sa prejavilo najmä vo vyššom obsahu Fe, Zn, Cu a hlavne Sb a Ag. Z toho vyplýva, že i v našom prípade väčšiu časť Ag musíme považovať za heterogénnu prímies bournonitu a tetraedritu (ktorý pre malé množstvo nebol analyzovaný, a preto nevieme usúdiť, do akej miery je striebornosý). Hlavný obsah Ag v galenite pravdepodobne pochádza z hojnejšieho bournonitu, prípadne iných mikroskopicky nezistených minerálov Ag (submikroskopické inklúzie). Ostatné prvky počítame taktiež k heterogénnym prímiesiam a k znečisteninám.

Chalkopyrit. *Zákl. prvky:* Fe, Cu, S; podľa Nováka (1958–59) zistili sa nepatrné až stopové obsahy Sn vo všetkých chalkopyritoch zo Spišsko-gemerského rudohoria, a preto ho možno pokladať za ich charakteristický mikroelement.

Kvalitatívne spektr. analýzy čistých minerálov.

Minerál	100 - 1%			1 - 1/100%			1/100-1000%	
	Ca		Mg	Fe	Mn	Si, Pb Al, Li. Sr	Cu, Ag Zn?	Na
Kalcit I.	Ca		Mg	Fe	Mn	Si, Pb Al, Li. Sr	Cu, Ag Zn?	Na
Kremeň	Si				Al, Mg Cu, Zn	Pb, Sb Fe, Ag Ti	Ca	Li, Na Mn
Pyrit	Fe		Si		Pb, As Mg, Al Cu, Zn, Ti	Ag	Ga, Li Na, Co Ca, Mn	Sn, Ba
Sfalerit (A)	Zn		Fe, Cu	Si	Pb, Sb Mg, Sn Cd	Al, Ag Co, Mn	Hg, Ga Na, Ni Ca	
Sfalerit (B)	Zn			Si, Hg Sb, Fe Cu, Cd	Pb, Al Mg, Ag		Ga, Ti Co, Ca Mn	
Chalkopyrit	Cu, Fe			Zn	Si, Pb Sb, Sn	Al, Mg	Cd, Na Sr, Ca Mn	Li
Galenit	Pb	Mg, Cu Cr	Si, Fe Ag, Zn	Sb, Al		As, Sn Li, Cd Mn	Hg, Ga, V Na, Ti, Ni Sr, Cr	
Bournonit		Cu, Ca	Pb, Sb	Si	Fe, Zn	As, Al Mg, Ag	Ti, Sr Cr, Mn	Li, Na Ba
Bournonit		Pb	Sb, Cu Ca	Si, Ag	Fe, Al Zn	Au, Mg Sn, Cd Ti, Sr	Hg, Na La, Cr	Ba, Mn
Bournonit		Pb	Cu	Sb, Ag	Si, Zn	Fe, Al Mg, Sn Ca	Au, Cd Ti, Sr	Na

Je nesporné, že väčšina chalkopyritov cín obsahuje; je však otázne v akej forme: buď izomorfné medzi Fe a Sn vo forme stanínu, alebo vo frankeite ($\text{PbS } 2\text{SnS}_2 \text{ Sb}_2\text{S}_3$), na čo poukazuje prítomnosť Sb a Pb v analýze chalkopyritu. Keďže chalkopyrit asociuje na našom ložisku s bournonitom a galenitom, na ktorých prítomnosť vo forme heterogénnej prímеси v CuFeS_2 poukazuje aj Cd a Ag, druhá možnosť nie je pravdepodobná. Mineragraficky v našom chalkopyrite sa nezistil žiaden Sn minerál, i keď sa obsah Sn pohybuje v rozmedzí 0,3–0,08 %. Jeho prítomnosť však môžeme predpokladať v submikroskopických uzavreninách. Ostatné zistené prvky patria heterogénnym prímесiam a mechanickým znečisteninám.

Bournonit. *Zákl. prvky:* Cu, Pb, Sb, S; z izomorfných prímесí pripadá do úvahy iba As, ktorý môže zastupovať Sb až v pomere 1:4 (Sb:As; Dana 1946); bol však zistený len v jednej spektrálnej analýze, takže je problematické, či je zastúpený izomorfné, keď chalkograficky bol na ložisku zistený i FeAsS. Aj ostatné prvky patria asi heterogénnym prímесiam (Fe, Mn, Zn, Ag). Pozoruhodný je zvýšený obsah Au v študovanom bournonite, ktorý však v jednotlivých spektrálnych analýzách značne kolíše. Novák (na ložisku Mária-baňa v Rožňave) prítomnosť Au v bournonite vysvetľuje náhodnou prímесou rýdzeho zlata. Je pravdepodobné, že i u nás ide o podobný prípad.

K otázke typu ložiska

V starších prácach sa ložisko Mária-Margita považuje za „metasomatické Pb-Zn ložisko“, a to na základe toho, že zrudnenie je vyvinuté vo vápencoch, a že sa tu uplatňuje metasomatóza. Je síce pravda, že metasomatóza sa uplatnila, ale nie v takej miere a takým spôsobom, aby sme mohli hovoriť o metasomatickom type. Ložisko nevzniklo cestou metasomatózy, t. j. hydrotermálne roztoky sa nevytvárali cestou zatlačovania vápencov a neukladali svoj rudný obsah na uvoľnené miesta, ale vystupovali po tektonických líniiach, kde svoj rudný obsah aj uložili. Pri ich prechode po puklinách došlo prirodzene aj k atakovaniu stien a k prejavom slabej metasomatózy, lemujúcej výplň puklín. Lokálne je vyvinuté zrudnenie vo forme impregnácií i ďalej od ložiska, čo je bežným zjavom i na žilách nevystupujúcich vo vápencoch. Preto študované ložisko treba považovať za žilné, prípadne zmiešané, a nie ako typicky metasomatické.

Geochemické pomery ložiska

Geochemický vývoj ložiska je načrtnutý podľa makro- i mikroskopického štúdia primárnych minerálov a na základe spektrografického sledovania prvkov, ktoré sa uplatnili v procese mineralizácie. Ako som už spomenul, minerály ložiska vznikli v jednej perióde, ktorú sme rozdelili na dve subperiódy. V prvej sa uplatnili litofilné, siderofilné a chalkofilné prvky. Z posledných sa uplatnilo len As vo forme akcesorického množstva arzénopyritu. Podstatnú časť tvoria litofilné prvky:

Ca, Mg, Mn, Sr a Si, ktorý jediný bol pravdepodobne prinášaný v roztokoch vo väčšom množstve, kým Ca, Mn, Mg, Sr pochádzajú z väčšej časti z okolných vápencov a vykryštalizovali vo forme kalcitu I, neskôr kalcitu II a III. Zo siderofilných prvkov ako makroelement sa uplatnilo Fe v pyrite i arzénopyrite a ako mikroelement v kalcite; ako mikroelement v pyrite sa uplatnilo Co a pravdepodobne i Ni.

Najširší (i keď nie najväčší) rozsah má Fe; stretávame sa s ním v prvej i v druhej subperióde. Maximum prínosu odpovedá pyritu a chalkopyritu. Hlavný podiel na tvorbe druhej subperiódy, a tým i na tvorbe ložiska majú chalkofilné prvky, ktorých rozsah prínosu oproti Fe je krátky, ale sa uplatnili vo väčšej miere (najmä Zn). Podstatné množstvo zinku odpovedá kryštalizácii sfaleritu; v ďalšom procese Zn vystupuje už len ako mikroelement v tetraedrite a bournonite; vo sfalerite sú s ním tesne späté mikroelementy Hg, Cd, Ga, Fe a Mn, ktorý má tiež pomerne široký rozsah, avšak len v stopovom množstve. V posledných štádiách kryštalizácie sa uplatnili Cu, Pb, Sb vo forme chalkopyritu, tetraedritu, bournonitu. Prínos týchto prvkov sa odzrkadľuje v ich postupnom vylučovaní; ako prvý sa vylúčil Cu (chalkopyrit), ku ktorému neskôr pristupuje Pb vo forme galenitu. Spoločne netvorí žiaden minerál a až po prínose Sb kryštalizujú spolu vo forme tetraedritu a hlavne bournonitu, s ktorým sú úzko späté Au, Ag, ďalej Fe, Mn, Zn a As. V jednej vzorke bournonitu bol spektrograficky zistený pomerne vysoký obsah Au (asi 0,06 %). Hydrotermálny proces uzatvárajú kovy alkalických zemín s Fe.

Z celkového geochemického vývoja vidíme, že v procese mineralizácie najdôležitejšie pri tvorbe hlavných minerálov sú prvky Zn, Pb, Cu, Sb a Fe.

Záver a zhrnutie výsledkov

Žilnú výplň ložiska Mária-Margita z nerudných minerálov tvoria kremeň a kalcit; z rudných najhojnejší je sfalerit, menej galenit, chalkopyrit a bournonit. Ojedinele sa vyskytuje arzénopyrit (akcesoricky), pyrit (vo väčšom množstve len mimo Pb-Zn zrudnenia) a tetraedrit. Na ložisku sme nepozorovali významnejšie uplatnenie tektonických procesov, len slabé intermineralizačné pohyby, na základe ktorých (a iných prejavov) bol celý mineralizačný proces rozdelený na dve subperiódy, z ktorých druhá predstavuje hlavnú a podstatnú časť výplne ložiska.

Sukcesiu minerálov na základe makroskopického a mikroskopického štúdia možno načrtnúť takto: kalcit I → kremeň → pyrit, pyrotín, arzénopyrit → kalcit II → sfalerit → chalkopyrit → galenit → tetraedrit → bournonit → kalcit III. Kryštalizačné intervaly niektorých minerálov sa vzájomne prekrývajú. Táto sukcesia minerálov je v hlavných rysoch zhodná so sukcesiou minerálov kremeň-sulfidickej alebo rejuvenizačnej periódy na sideritových žilách Spišsko-gemerského rudohoria.

Ložisko Mária-Margita zaradujeme k žilnému typu, u ktorého sa uplatnila i slabá metasomatóza pozdĺž puklín a dutín. Na ložisku sme zistili dva nové minerály dosiaľ nepopísané (pyrotín, bournonit), z ktorých bournonit sa vyskytuje pomerne hojne. Z mineralogického, paragenetického a geochemického štúdia vyplýva, že ložisko má vcelku mezotermálny charakter a patrí k formácii typu Pb-Zn-Cu (Sb).

Lektoroval dr. J. H. B e r n a r d.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] B a c h ň á k A., 1961: Rudné ložiská v oblasti južnej časti masívu Kohúta a horného toku Štítnického potoka. Dipl. práca; Katedra ner. sur. PFUK, Bratislava. — [2] B a s t i n E. S. — G r a t o n L. G., 1931: Criteria of Age Relations of Minerals. With especial Reference to Polished Sections of Ores. *Econ. Geol.* 26, No. 6. — [3] B e ň o J., 1957: K mineralogii Pb-Zn zrudnenia pri Ochtinej. *Čas. pro min. a geol.*, Praha. — [4] B e r n á t h J., 1950: Zpráva o prehliadke arzénopyritového výskytu Rochoviec-arzénopyrit. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. [5] B e t e c h t i n A. G., 1955: Mineralogía (preklad), Bratislava. — [6] B e t e c h i n A. G., 1955: O processach formirovanija rud v žilnych gidrotermalnych mestoroždenijach. Sborník. Osnovnyje problemy v učení o magmatogennych rudnych mestoroždenijach, Moskva. — [7] D a n a D., D a n a E., 1950: Sistema mineralogii (preklad z angličtiny). *Izd. in lit.*, Moskva. — [8] E i s e l e G., 1907: Gómör és Borsod vármegyék bányaszati és kohászati monografiaja, B. Štiavnica. — [9] Filimonova A. A., 1960: O štruktúrach rozpadu pevných roztokov v rudách, ktoré prekonalí tepelnú metamorfózu. *Acta geologica Univ. Comenianae*, Bratislava. — [10] F u s á n O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. *Geol. práce*, Zoš. 55, Bratislava. — [11] G e n k i n A. D., 1958: Zjavy zatlačovania minerálov v rudách. *Acta geol. Univ. Comenianae*, Bratislava. — [12] I l a v s k ý J. — B e ň o J., 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov Pb-Zn rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geologické práce*, Zprávy 14, Bratislava. — [13] J u š k o S. A., 1955: Metódy skúmania rúd pod mikroskopom v odrazenom svetle (preklad). Bratislava. — [14] K a n t o r K., 1955: Metalogenéza južnej časti koházskeho masívu (sev. od Jelšavy). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] K o z l o v s k ý M., 1955: Mineralogicko-geochemický výskum oloveno-zinkových minerálov ložiska Mária-Margita v Ochtinej. Rukopis; PFUK, Bratislava. — [16] M a d e r s p a c h L., 1880: *Magyarország vasérc fekhelyei*. Budapest. — [17] M i c h e j e v V. J., 1957: *Rentgenometričeskij opredelitel mineralov*, Moskva. — [18] M i š í k M., 1951: *Geologická stavba a rudné výskytý v oblasti medzi Jelšavou a Štítnikom*. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] N o v á k F r., 1960: Záverečná zpráva o geochem.-mineralog. výskumu ložiska Mária baňa a okolí (I, II). Rukopis; ÚNS Kutná Hora. — [20] P a p p K., 1919: *Die Eisenerz und Kohlenlagerstätten des ungarischen Reiches*, Budapest. — [21] R a m d o h r P., 1955: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*, Berlin. — [22] S h o r t M. N., 1940: *Mikroskopie determination of Ore minerals*, Washington. — [23] S n o p k o L., 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbonských súvrství v povodí rieky Slanej. *Geologické práce*, Zprávy 11, Bratislava. — [24] S o m b a r h y L., 1950: Zpráva o prehliadnutí výskumných prác v Hnúšti, Jelšave a výskytov pri Ochtinej. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] V á c l a v J., 1962: Orientačná geochemická prospekcia na Pb-Zn zrudnenie SV Rochoviec. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [26] V a r č e k C., 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. *Geologické práce*, Zošit 61, Bratislava. — [27] V o l i n s k i j J. S., 1947: *Opredelenije rudnych mineralov pod mikro-*

skopom, Moskva. — [28] *VSRP n. p. Sp. Nová Ves*, 1954: Závěrečná zpráva o výpočte zásob ložiska Ochtiná-Mária-Margita-Pb-Zn-Cw. Rukopis. — [29] Zepharovich V., 1873: *Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich*. Wien.

JOZEF VÁCLAV

MINERALOGISCH-PARAGENETISCHE VERHÄLTNISSIE AN DER LAGERSTÄTTE MARIA-MARGIT BEI OCHTINÁ (ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE)

Die studierte Pb-Zn Lagerstätte Maria-Margita liegt am Südabhang der Kote Dúbrava (669,5), NW von der Gemeinde Ochtiná im Zips-Gömörer Erzgebirge und ist seit etwa 40. Jahren des 19. Jahrhunderts bekannt. Die Gangausfüllung bildet der Quarz und Kalzit, von den Erzmineralen vor allem *Sphalerit*, weniger dann *Gallenit*, *Chalkopyrit* und *Bourbonit* (der Menge nach); seltender wurde auch *Arsenopyrit* (akzessorisch) und *Pyrit* (überwiegend fast nur ausserhalb der Pb-Zn-Vererzung), wie auch *Tetrahedrit* festgestellt.

Auf der Lagerstätte konnten wir keine bedeutenderen Einflüsse der tektonischen Tätigkeit beobachten; meistens handelt es sich um die Intermineralisationsbewegungen, welche den Vererzungsprozess in zwei Subperioden teilen. Die Produkte der zweiten Subperiode bilden den wesentlichen Teil der Gangausfüllung.

Mit Hilfe der makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen konnte man die Mineralausscheidung in dieser Abfolge festsetzen: Kalzit I — Quarz — Pyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit — Kalzit II — Sphalerit — Chalkopyrit — Gallenit — Tetrahedrit — Bourbonit — Kalzit III. Ausscheidungsintervalle mancher Minerale konnten sich zeitweilig gegenseitig decken. Diese aufgezeichnete Sukzession ist in groben Zügen ähnlich der quarz-sulphidischen, bzw. der Rejuvenisationsperiode auf den Siderit-Gängen des Zips-Gömörer Erzgebirges. Die Lagerstätte Maria-Margita gehört zum *Gangtypus* der Vererzung, an dem sich auch Metasomatose in geringerem Masse längs der Spalten geltend gemacht hatte.

Wir haben da zwei neue, bisher von da nicht beschriebenen Minerale, und zwar Pyrrhotin und Bourbonit festgestellt (das letztere kommt da ziemlich häufig vor). Aus dem Studium der mineralogischen, paragenetischen und geochemischen Verhältnisse schliessen wir, dass die Lagerstätte im grossen und ganzen den mezzothermalen Charakter hat und zum Pb-Zn-Cu (Sb) — Vererzungstyp gehört.

*Geologisches Institut D. Štúr,
Bratislava*

MILAN RIEDER

RUDNÍ ŽÍLY V OBLASTI SEVERNĚ OD MLYNKŮ VE SPIŠSKO- GEMERSKÉM RUDOHOŘÍ

Abstrakt: Autor se zabývá mineralogickým popisem materiálu ze starých rudních hald a podává interpretaci sukcese některých rudních žil v povodí Havraního potoka a Bílé vody, které byly v minulosti těženy na měď a železo. V přiložených tabulkách jsou uvedeny kvantitativní chemické a spektrální analýzy a jiné údaje, které doplňují obraz o některých nalezených minerálech. Práce přispívá k poznání minerálního složení rudních žil v severozápadním cípu Spišsko-gemerského rudohoří.

Úvod

Jižní hranice zkoumané oblasti probíhá V—Z směrem ve vzdálenosti asi 1 km severně od obce Mlynky (SV od Dobšíné). K východu pak pokračuje hranice přes vrcholek Viničiaru (1145 m n. m.), kótu 1233 a HyI (1158 m n. m.). Severní okraj terénu je na náhorní plošině zvané Geravy, která už náleží do oblasti Stratenské hornatiny. Dále se hranice stáčí k jihovýchodu a uzavírá popisovanou oblast v místech mezi obcemi Biele Vody a Dedinky. Rozloha zkoumané oblasti je přibližně 12 km².

Hornickými pracemi tohoto terénu se v jedné své kapitole zabývá kniha P a p p a (1919), ve které jsou v přehledné mapce zaneseny i práce, které leží i v oblasti sledované autorem. Tato díla jsou označena jmény *Michael József, Ida, Samu, Amália a József*. V místech, která svou polchou odpovídají situaci hornických prací zanesených v této mapce, byly skutečně nalezeny rozsáhlé hornické práce. V dalším textu budou první dvě z nich označovány těmito jmény (*Michael József, Ida*). Štoly *Samu, Amália a József* jsou zahrnuty do středu hornických prací č. 13 u obce Havrania Dolina (viz obr. 1). Jména starých hornických prací, které leží mimo území mapky K. v. Pappa, se autorovi nepodařilo zjistit a jsou pro ně v dalším textu užívány místní vžitě názvy, nebo jsou takové práce označovány čísly.

Geologii oblasti a petrografií verrukána*, jakož i některými dalšími problémy

* Název verrukáno se vztahuje jak v textu, tak i v obr. 2, na charakteristický faciální vývoj svrchního permu (v souhlasu s návrhem M. M á š k y, 1957 a), ne tedy na stratigrafický obsah tohoto pojmu.

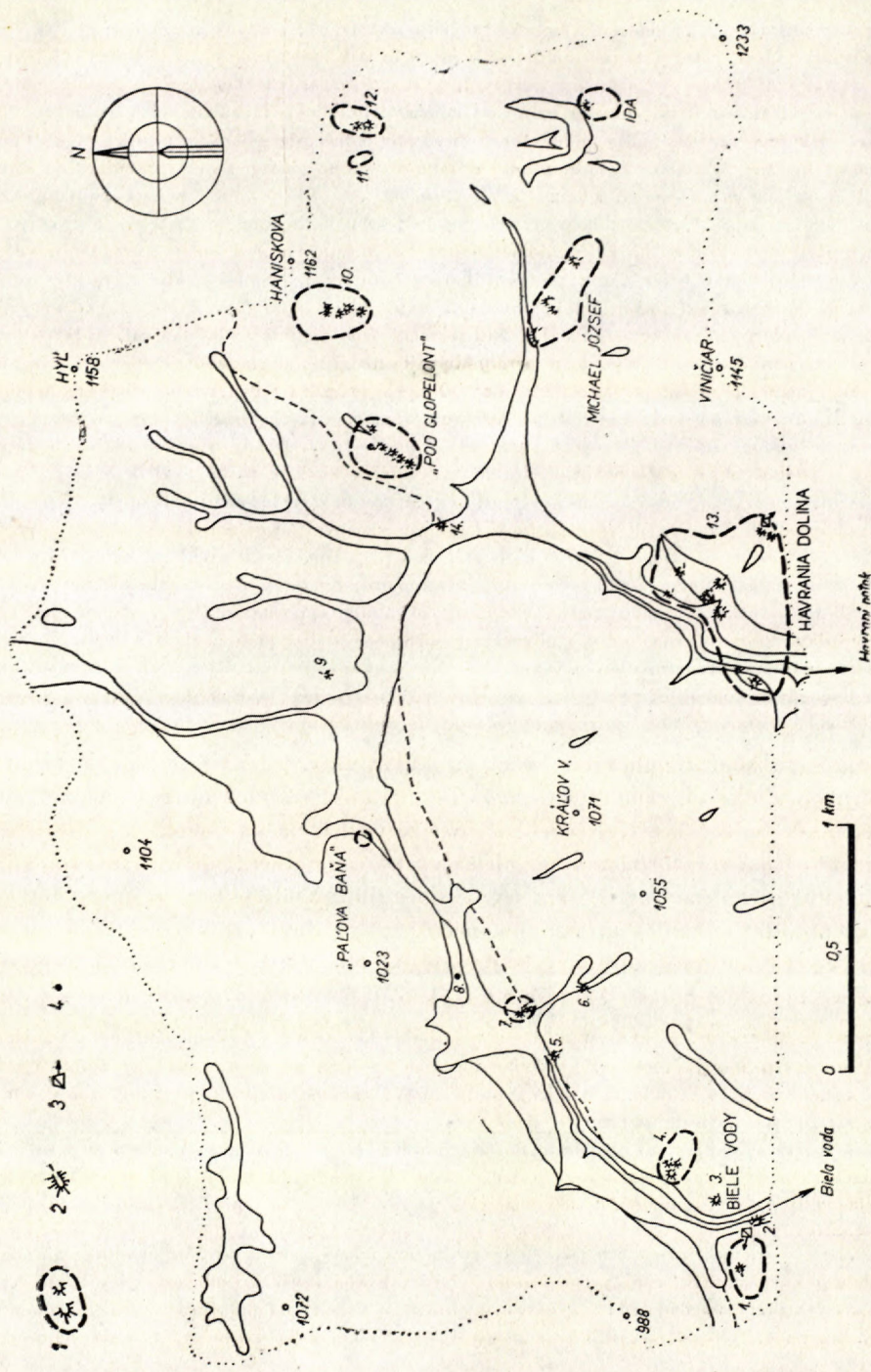
se detailně zabývá A. Biely (1956), stratigrafii a jiné otázky spojené s oblastí Stratenské hornatiny řeší M. Maheľ (1956, 1957). Geologii, petrografii a stratigrafii karbonu a některé přilehlé útvary zpracovává J. Vachtl (1938). Některé všeobecné poznatky o geologii a metalogenezi Spišsko-gemerského rudohoří, které lze aplikovat i na sledovanou oblast, jsou obsaženy v pracích J. H. Bernarda (1961 a, 1961 b), J. H. Bernarda a V. Hanuše (1961), V. Hanuše (1956, 1958, 1959), J. Ilavského (1953, 1957, 1958), M. Mášky (1956 a, 1956 b, 1957 a, 1957 b), C. Varčeka (1957, 1959) a jiných.

Geologické poměry

Za účelem získání jednotného geologického podkladu pro studium rudních výskytů bylo celé zkoumané území orientačně zmapováno do měřítko 1:25 000 (obr. 2). Protože geologie této oblasti je předmětem již uváděné práce A. Bielyho (1956), budou v tomto odstavci uvedena zejména odchýlná pozorování a doplňky.

Ve verrukánu byly nalezeny na dvou místech morfologicky vystupující čockovité útvary zelené břidlice. Výskyt této horniny v severní části Havraní Doliny (obec) uvádí ve své mapě A. Biely a interpretuje jej jako metabazikum fylit-diabázové serie. Tvar výchozu zelené břidlice v Havraní Dolině, jak byl vymapován autorem, je poněkud odchýlný od tvaru, který pro tuto čocku udává A. Biely. Druhý výchoz této horniny byl nalezen nedaleko prací Ida (tato oblast leží už mimo území mapované A. Bielym) a dále je zelená břidlice přítomna jako podstatná složka nejspodnější (zároveň i svou kubaturou největší) haldy prací Michael József. Tam nevystupuje tato hornina nikde na povrch a materiál na haldě musí proto pocházet jediné z hloubky. Při petrografické podobnosti hornin ze všech tří nálezů (viz níže), která je patrná ostatně už makroskopicky, je velmi pravděpodobné, že tyto tři výskyty náležejí jednomu protáhlému čockovitému tělesu, jehož průběh je ukryt pod povrchem. Rovněž J. Vachtl (1938) spojuje tyto nálezy ve své mapě do jednoho silně protáhlého tělesa, které (podle profilu uvedeného v jeho práci) je součástí rakovecké (fylit-diabázové) série a je proti verrukánu omezeno tektonickými příkře zapadajícími plochami. Otázku, zda zelená břidlice je opravdu součástí této série, tak jak se oba autoři domnívají, nebo zda je jakéhokoliv jiného původu, nebylo možno na dostupném materiálu vyřešit.

Zelená břidlice je makroskopicky celistvá hornina, v níž není možno pouhým okem rozlišit žádnou ze složek. Je výrazně plošně usměrněná a příčně rozpukaná. V blízkosti rudních žil je značně hydrotermálně proměněná. Dochází zde k vybělení horniny (*sericitizace a kaolinizace*) a často není na první pohled možno zjistit, zda původně šlo o verrukánskou horninu nebo o zelenou břidlici. Zelená břidlice je podle trhlín hojně pronikána žilkami *ankeritu* a *křemene*. Na plochách, podle nichž došlo k tektonickým pohybům, bývá nahromaděn *spekularit*, který tvoří tektonická zrcadla. Mikroskopicky byly nalezeny tyto minerály: *živce*, *chlorit*, *sericit*, *epidot*, *karbonát*, *křemen*, *apatit* a *rudní minerály* (*hematit*, *pyrit*). *Živec* (albit-oligoklas a oligoklas)



Obr. 1. Mapa rudných výskytů v oblasti Havraního potoka a Bielé Vody. 1 — středisko starých hornických prací s význačnými haldami; 2 — halda s vyznačeným směrem zavalené štoly; 3 — ústí štoly s vyznačeným směrem štoly; 4 — výchoz zrudnění bez hornických prací.

je v hornině přítomen jako podstatná součást (někdy až 90 %*, jindy i méně než 30 %). Je lamelovaný jen vzácně, často je mírně undulózni. *Chlorit* je slabě pleochroický (|| 001 světle zelený, ⊥ 001 žlutavý až bezbarvý), opticky pozitivní, někdy i negativní. Dvojlom je velmi malý, často $\gamma - \alpha = 0,000$. Množství chloritu kolísá od množství prakticky zanedbatelných až po 50 %. *Sericit* se vyskytuje ve větší míře především v hydrotermálně přeměněných partiích a je tam někdy téměř jedinou složkou. *Epidot* někdy dosahuje většího zastoupení, zpravidla je však v hornině rozptýlen v množstvích kolem 15 %. *Karbonát* proniká horninou jednak podle ploch usměrnění, jednak napříč. Kromě tohoto zřejmě epigenetického karbonátu, je karbonát v drobných krystalcích rozptýlen často přibližně rovnoměrně po celé hornině a je v tomto případě pravděpodobně metamorfogenní (váže Ca z původně bazičtějších živců). Soudě podle časté limonitizace je tento karbonát asi *ankerit*. Jeho množství nepřesahuje zpravidla 25 %. *Křemen* bývá zastoupen jen nepatrnými podíly a zdá se být buď sekreční nebo hydrotermální (spolu s ankeritem). *Apatit* je vzácnou akcesorií. *Rudní minerály* bývají rozmístěny šmouhovitě nebo žilkovitě, v těchto nahraděních dosahují často i více než 50 %. V průměru jejich zastoupení však nepřesahuje 10 %. Textura horniny je *paralelní*, struktura *lepidoblastická*, *granolepidoblastická*, výjimečně v anchimonominerálních živcových partiích i *granoblastická*. Někdy jsou živcové akumulace seskupeny v podobě ok a obklopovány ostatními minerály. V podobě pásků a žilek bývají uspořádány rudní minerály. Poměr jednotlivých složek se velmi rychle mění od místa k místu. Žádný z uvedených tří nálezů této horniny však nevykazoval systematicky větší zastoupení některé ze složek. Velikost zrna se pohybuje obvykle pod 0,05 mm, sericit a chlorit mívají lištovité průřezy o něco slabší, dlouhé však i v desetinách milimetru. Epidot je často drobnější než živec, i když individua větších rozměrů nejsou vzácností. Minerály epigenetické bývají hruběji zrnité podle síly žilky. Velikost zrna rudních minerálů je přibližně stejná jako u živce a menší; jejich smouhy jsou i řadu centimetrů dlouhé.

Podle uvedených znaků je možno horninu označit jako *zelenou břidlici*, která vznikla *epizodální kinetickou metamorfózou* nějaké *intermediární až bazické vyvěliny*.

Zajímavé je značné množství prací situovaných v blízkosti výchozů zelené břidlice nebo v tělesech samotných i zvýšené množství rudních nálezů na povrchu v místech, kde by čocka při větší plošné rozloze vycházela na povrch.

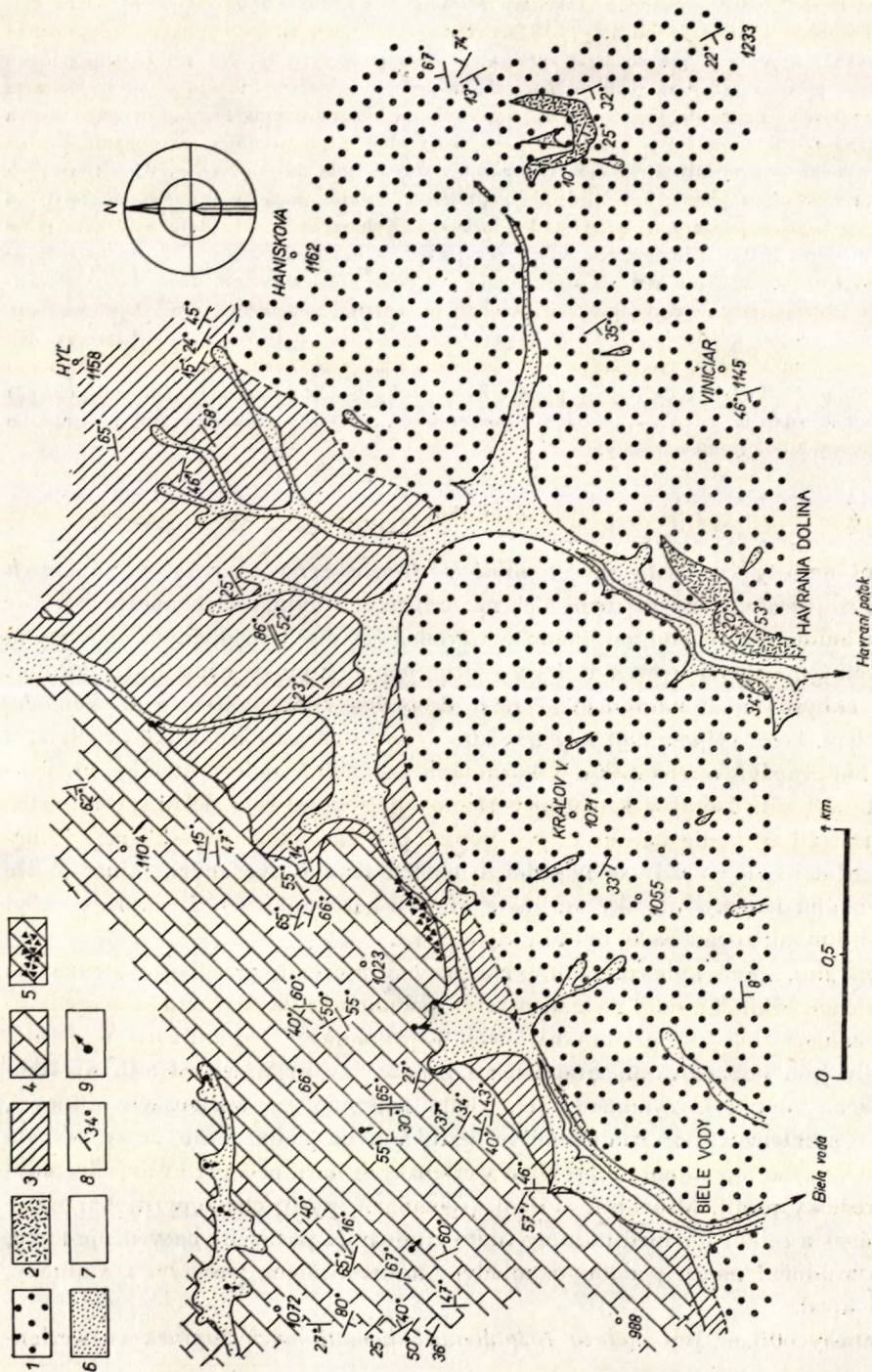
Nález *buněčnatého karbonátu* nedaleko výchozu zrudnění ve werfenském slínovci v údolí Bielé Vody asi 1,5 km ssv od obce Biele Vody je možno interpretovat buď jako produkt tektonického pohybu, nebo jako produkt vzniklý některou jinou cestou. Tento buněčnatý karbonát je pravděpodobně totožný s horninami, které uvádí z werfenu této oblasti M. M a h e l (1957) po názvem „*rauhwacky*“.

Mapovací a sběrné práce byly prováděny v letech 1959–1961. K mapování bylo použito jednak přirozených odkryvů, jednak odkryvů umělých, z nich zejména kopaných sond, které v této oblasti prováděl v té době Geologický průzkum. Ve zkoumané oblasti je jediný činný lom, a to lom na Bielych Vodách, založený v triasových vápencích.

Hornické práce byly hlavním zdrojem materiálu rudního. Nejmladším důlním dílem je opuštěná nepravidelně lomená štola v masivu Viničiaru (*haldy č. 13*), dlouhá jen několik desítek metrů, která byla podle ústních pramenů** otevřená ještě po roce 1945. Dalšími díly, časově vzdáleně-

* Ve všech uvedených případech jsou to procenta objemová, získaná vizuálním odhadem.

** Údaje o letech otírky a těžby (průzkumu) v jednotlivých štolách apod., jakož i o některých jménech starých prací, uvedené zde a v dalším textu, byly získány od pamětníků (lesních dělníků aj.), zejména od J. Š r e n k e l a z Palcenské Maši, kterému za poskytnuté informace srdečně děkuji.



Obr. 2. Geologická skica okolí rudných výskytů v obl. Havraního potoka a Biely Vody. 1 — verrukáno, 2 — zelená břidlice, 3 — werten, 4 — anis a ladin, 5 — buněčnatý karbonát, 6 — hlíny a sůť, 7 — aluvium, 8 — plochy S, 9 — prameny.

šími, jsou těžební práce, prováděné v revírech *Michael József, Ida* a *Pod Glopelont*. Doba činnosti těchto prací končí v letech 1908—1913. Většinou byl materiál přímo na místě vytloukán („šadován“) a proto je povrch hald zpřevrácen a materiál vytříděn, což při hustém porostu znesnadňuje přesnou lokalizaci hald a haldíček, nehledě ke zkruslení obrazu o mineralogickém složení haldového materiálu, zejména pak o původním kvantitativním zastoupení jednotlivých minerálů na žilách. Proto lze jen málokdy nalézt kusy vhodné pro studium makrotextur. V roce 1910 byla bielovodským mlynářem Tekélym ražena pokusná štola do jalových světlých triasových vápenců, tzv. „*Palova baňa*“, dnes již zcela neprůlezná. Ostatní práce jsou podstatně starší, les vyrostlý na haldách je starý nejméně 90 let, někde už jednou vykácený. Byly tedy tyto práce v činnosti nejpozději v sedmdesátých letech devatenáctého století. U *štoly č. 2*, na jejíž haldě stojí domy č. p. 28, 29, 30 a která je skoro v plné své délce průchodná (odhadem 500—600 metrů), bylo zjištěno stáří nejméně 150 let. Mnohdy je materiál ze starších prací lépe zachován než materiál z prací mladších. Přibližně 200 m severně od ústí *štoly č. 2* se nachází okrouhlá deprese, asi 4 m hluboká. Nepodařilo se rozhodnout, zda je to závrť nebo uměle vyhloubená jáma (hornická?). Podobná deprese je při sv. konci čocky buněčnatého karbonátu (viz. obr. 2) a má hloubku asi 5 m. Zavážkou je zneprístupněno dno; nebyly zde však nikde ani v nejbližším okolí nalezeny žádné rudní minerály.

Zrudnění

Rudní nerosty lze často nalézt *volně roztroušené na povrchu, v náplavech potoků, sutích atpod.* na nejrůznějších místech terénu vyjma karbonátové horniny anisu a ladinu. Na území zaujímaném werfenským písčito břidličným souvrstvím se na velkých rozlohách vyskytují rozptýlené jemné šupinky hematitu v hornině. Někdy nabývá jejich nahromadění rázu drobných žilek s křemenem, kalcitem a chloritem, které připomínají žíly tzv. alpské nerostné asociace (*halda č. 9*). Na území budovaném verrukánskými horninami lze hojně nalézt úlomky křemen-hematitových žil. Tabulky hematitu z těchto žil jsou veliké i několik centimetrů a mocnost žil se podle nálezů celých výplní pohybuje kolem 5—20 cm. Přímý výchoz některé takové žíly se nepodařilo nalézt. Kromě uvedených minerálů lze ve verrukánu nalézt i úlomky barytu a křemen-karbonátových žilek. Kde nebyl karbonát limonitizován zcela, byl to vždy ankerit.

Rudní žíly, které byly otevírány hornickými pracemi, probíhají verrukánem nebo zelenou břidlicí a mají navzájem velmi podobnou sukcesi, která se na jednotlivých haldách liší jen přítomností nebo nepřítomností jednotlivých minerálů. Tyto žíly jsou pokračováním rudních žil známých v ostatních částech Spišsko-gemerského rudohoří. Zrudnění, které bylo nalezeno ve werfenském slínovci, lze těžko paralelizovat se zrudněním ve verrukánu už jenom proto, že se naskýtá možnost velkého topominerálního vlivu werfenských hornin, kterými musely rudonosné roztoky projít. Minerální složení (spekularit, pyrit, chalkopyrit, tetradrit, karbonáty) a celkový vzhled horniny tímto zrudněním postižené nasvědčuje tomu, že toto zrudnění náleží podobným mladým mineralizacím, známým z Čuntavy, Licinců apod.

Geneticky odlišné jsou *nálezy rozptýlených hematitových šupinek* ve werfen-

ském břidličném souvrství. Přítomnost Fe ve werfenských sedimentech je zřejmě primární a značné obsahy tohoto prvku „v terrigenních sedimentech permu a werfenu“ uvádí I l a v s k ý (1957) do souvislosti s třetí z jím vydělených osmi „pulzačních fází“ hydrotermálního zrudnění ve Spišsko-gemerském rudohoří.

Protože materiál ze všech hald je si velmi podobný mineralogickým složením, texturně a strukturně, budou probrány jen minerální sukcese materiálu z rudních hald *Michael József a hald č. 13*, které poslouží jako zástupci pro celou sledovanou oblast. V materiálu ostatních hald nebyly zjištěny další minerály ani změny sukcese.

Haldy Michael József. Práce se nacházejí v SV části Havraní doliny (= údolí Havraního potoka) v nadmořské výšce přibl. od 850 do 930 m n. m. Jsou rozmístěny v pásu, který má směr zhruba h 9 a stoupá po úbočí masivu Viničiaru (Velké Knoly). Celá oblast nese známky intenzivní těžby a průzkumu. Nalézá se zde několik velkých hald, velké množství pinek a menších hald. Haldy jsou porostlé velmi hustým mladým lesem. Podle údajů pamětníků se poslední pokusy o těžbu datují do roku 1913. Materiál ze všech hald je si texturně a strukturně velmi podobný a opravňuje k domněnce, že pochází buď z jedné žíly, nebo (což je pravděpodobnější) z většího počtu žil zrudněných týmž zrudněním. Žíly probíhají zelenou břidlicí (zejména materiál z nejspodnější haldy) a verrukánskými slepenci a břidlicemi. Horniny v těsném sousedství žíly, jakož i úlomky hornin utopené v žilovině jsou silně hydrotermálně přeměněny a často nelze původní povahu horniny vůbec určit. Všeobecně je haldový materiál málo ovětralý a celkově je možno říci, že tyto haldy představují nejlépe zachovalé zbytky starých hornických prací ve zkoumaném terénu vůbec.

Nalezené minerály*: *ankerit, křemen, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, turmalin, baryt, galenit, rutil, hematit a bornit.*

Z druhotných minerálů je nejhojnější *malachit a aragonit.*

Stručná charakteristika minerálů:

Ankerit první generace je hlavním minerálem v žilovině. Je hrubě krystalický (velikost zrna kolem 1–3 cm) a smetanově nažloutlý. Chemická analýza, DTA a mřížkové konstanty tohoto a některých dalších karbonátů z této oblasti jsou obsahem další kapitoly. *Ankerit druhé generace* je velmi podobný barvou ankeritu první generace (liší se jen menším zrnem), je však vzácný. Ve vylučovacím intervalu křemene krystaloval i *ankerit III* v podobě drobných klenců (0,1 mm), které jsou uzavřeny v některých volně krystalovaných krystalech křemene a sledují jeho růstové zony. Je patrný jen mikroskopicky (rovněž mikroskopicky byl určován) a jeho přesná identifikace není zaručena. *Čtvrtá generace ankeritu* s první generací dává prakticky veškerý ankerit na haldách Michael József. Ankerit IV je přitom značně méně zastoupen než ankerit I. Velikost zrna ankeritu čtvrté generace je asi do 3 mm. Ankerit IV je sytější smetanově žlutý, někdy nahnědlý. Akumulace nejsou hojné. Oproti ankeritu I vykazuje ankerit IV o něco vyšší obsahy FeO a CaO na úkor MnO a MgO (cf. kapitolu o karbonátech).

* Minerály jsou vždy uvedeny v pořadí podle jejich přibližného kvantitativního zastoupení v haldovém materiálu.

Baryt se vyskytuje zřídka jako několikacentimetrové žilky růžové barvy, které pronikají ankeritem I a křemenem. Též byly nalezeny mléčně bílé asi centimetrové krystaly barytu seskupené do vějířovitých agregátů, které narůstají volně v dutinách na křemen a ankerit I. Baryt byl identifikován rentgenometricky práškovým diagramem.

Bornit byl pozorován jen mikroskopicky na jednom nábrusu jako drobná zrnka (0,1 mm), která jsou pronikána chalkopyritem druhé generace.

Galenit: největší nalezené agregáty galenitu byly velké $6 \times 6 \times 3$ mm. Je velmi vzácný. Byl identifikován rentgenovým práškovým diagramem.

Hematit: drobná zrna a shluky tabulkovitých krystalů veliké kolem 0,1 mm byly pozorovány jen jednou v nábrusu.

Chalkopyrit je po pyritu nejhojnější opakní minerál. Větší několikacentimetrové akumulace byly při těžbě vytloukány z rubaniny. Zbytky chalkopyritu, které lze na haldách nalézt dnes, jsou obvykle menší, zpravidla je chalkopyrit v asociaci s tetraedritem a pyritem. *Chalkopyrit druhé generace*, který je zde pravděpodobně jedním z nejmladších minerálů, je patrný jen občas mikroskopicky. Velikost jeho akumulací jen málokdy dosahuje 1 mm. Lemy a žilky chalkopyritu II ve starších minerálech jsou velmi tenké a jejich délka nepřesahuje zpravidla milimetr (chalkopyrit II byl pozorován jen mikroskopicky).

Křemen je jednou z hlavních složek žiloviny. Je zpravidla kalný, bílý, některé krystaly rostlé volně do dutin jsou i číré. Často působí i prokřemenění okolní horniny.

Pyrit je nejhojnější z opakních minerálů. Je přítomen ve dvou generacích. *První generace* představuje prakticky veškerý pyrit na haldách. Na haldách výše položených je pyrit podstatně vzácnější než na haldách spodnějších (důsledek zonálnosti?). Krystaly pyritu jsou obvykle dobře krystalově omezené, jsou pentagonálně dodekaedrické (veliké od jednoho do pěti milimetrů) a tvoří mnohdy značné akumulace (viz obr. 3). Pyrit z křemene snadno vyvětrává a zanechává po sobě křehké kavernozní perimorfózy. Mikroskopicky je někdy vidět, že pyritové krystaly mají v některých případech odrazivější jádra (tato jádra tvoří velkou většinu pyritové hmoty), která se leští hůře než okrajové žlutší partie. *Pyrit druhé generace* byl jen velmi vzácně pozorován v mikroskopu jako jednotlivé krystalky velké kolem 0,001 mm nebo jako žilky asi stejně silné a dlouhé i 0,1 mm.

Rutil: jsou to drobné, nejvýš 0,1 mm dlouhé sloupečky nebo jehličky, pozorované jen mikroskopicky. Barva je hnědá, lom i dvojlom jsou extrémně vysoké. Časté jsou srůsty s úhly blízkými 54° nebo 114° . Slabě pleochroický v odstínech hnědé barvy. Absorpce $\epsilon > \omega$. Vyskytuje se velmi vzácně v křemeni spolu s turmalínem.

Tetraedrit je o něco méně hojný než chalkopyrit. Akumulace (až několik cm velké) jsou řídké, obvykle má formu žilek. Někdy se vyskytují v dutinách ojedinelé rovnoběžně srůstající několikamilimetrové krystalky narostlé na křemeni nebo ankeritu. Mřížková konstanta $a_0 = 10,31 \pm 0,01 \text{ \AA}$ (Cu záření, $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$, Ni filtr, komora $2r = 114,59$ mm, počítáno z 10 nejsilnějších linií). Spektrální analýza tetraedritu je uvedena v tabulce 1.

Turmalin: nepřilíš hojný. Někdy vytváří až několikacentimetrové krystaly, jindy tenké povlaky podle drobných prasklinek v žilovině. Makroskopicky je černý, mikroskopicky jsou to silně pleochroické drobné sloupečky vesměs rovnoběžně orientované, někdy uspořádané i vějířkovitě. Pleochroismus je značně proměnlivý: podle ϵ světle žlutý, hnědý, sytě hnědý i modrý, podle ω sytě zelený, sytě modrý, fialový, rudý a oranžový. Na příčných průřezech jeví někdy i náznaky zonární stavby se zeleným vnitřkem a neostře omezeným většinou hnědavým obvodem. Zčásti je tato zonárnost určitě druhotná (oxydace Fe).

Tab. 1. Spektrální analýzy některých minerálů ze zkoumané oblasti.

Nerost	Obsahy prvků v % cca (podle subjektivního třídění)				
	10 ⁺¹	10 ⁰	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³
Tetraedrit, Michael József	Cu, Fe, Sb	As, Zn	Ca, Co, Mg, Si	Al, Ba, Bi	Ag, B, Be, Mn, Ni, Pb, Sn, (Hg, Na, Cd)
Hematit, zrudnění ve werfenském slínovci	Fe	Al, Ca, Si	Mg, Na	Mn, Ti	Ba, Cu, V, (Ag, Ga, Cr, Ni, Sn)
Hematit a chlorit, halda č. 9	Fe	Al, Ca, Mg, Si		Mn, Ti	Ba, Cu, Ni, V, (Ag, Be, Co, Ga)
Hematit z křemenné žíly (z pokryvných útvarů)	Fe	Si	Ca, Ti	Zn	Al, Mg, V, (Ba, Cu, Ga, Mn)
Hematit z hladáku v ze- lené břidlici, haldy č. 13	Fe	Al, Si	Ca, Mg, Na	Mn, Ti, Zn	As, Ba, Cu, Pb, Sb, V, (Ag, Be, Ga, Ge, Ni)
Ankerit II ze sousedství sirníků, haldy č. 13	Ca, Mg	Al, Fe, Si	Mn, Na, Ti	Cu, K, Sr	Co, Ni, V, (Ag, Ba, Be, Cr, Ga, Pb, Sn)
Ankerit II ze sousedství ankeritu a křemene, haldy č. 13	Ca, Si	Fe, Mg	Al, Mn	Na, Sr	Cu, Sn, (Ag, Pb, Co)

Prvky uvedené v závorkách jsou přítomny buď v menších množstvích než 10⁻² nebo jsou problematické.

Analyzoval Ing. K. Absolon a H. Petzoldová, ÚVR Praha-Hodkovičky; spektrograf Zeiss Q 24, uhlíkový prach ČKD, šterbina 0,005 mm, exp. 60 vt.

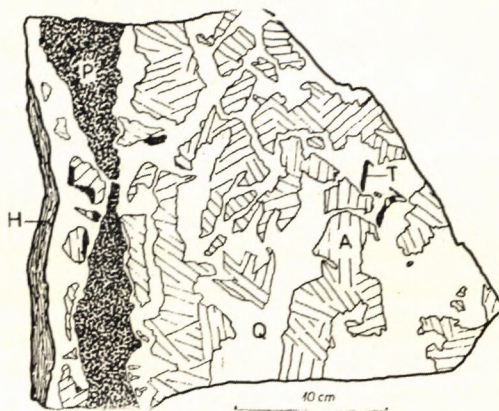
Sukcese

V sukcesi nerostů žil Michael József je možno oddělit, podobně jako i u velké většiny ostatních žil terénu, samostatnou ankeritovou mineralizační periodu* od druhé mineralizační periody, do níž jsou zařazeny všechny ostatní nerosty.

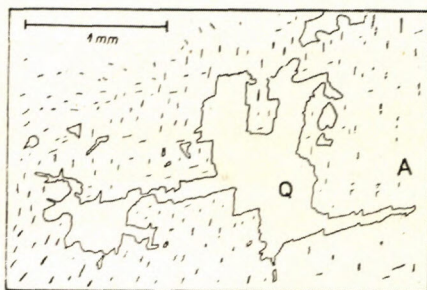
Po vyplnění otevřených trhlin *ankeritem I* začal přínos *křemene*, který vytvořil v ankeritu mnohdy značné akumulace a žilky, které sledují hranice zrn, směry štěpnosti atpod (obr. 3 a 4). Hojné jsou i metakrysty křemene v ankeritu I (tab. I, obr. 1). Současně s křemenem krystaloval asi i *turmalin*, který způsobil místní turmalinizaci okolní horniny a úlomků, a o něco později (?) i *rutil*. *Křemen rudní*, spojený s *pyritem I*, je pravděpodobně mladší než křemen s turmalinem (analogie s ložisky Spišsko-gemerského rudohoří, ústní sdělení J. H. Bernarda, 1962).

* Ve smyslu „mineralizační periody“ definované J. H. Bernardem (1961).

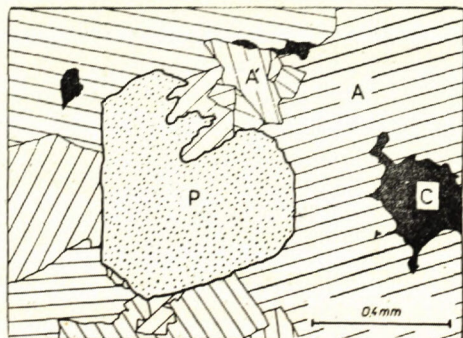
Pyrit I tvoří v ankeritu I metakrysty, které svým rozmístěním sledují hranice zrn a směry štěpnosti v ankeritových krystalech. Místy došlo i k impregnaci okolní horniny nebo jejích úlomků pyritem. Mladší je *ankerit II*, který způsobil místy korozi pyritu (obr. 5 a 6), nemá však velkého rozšíření. Přínos křemene znamená další rozrušení celistvosti ankeritových a pyritových akumulací. Následující sulfidy začínají *chalkopyritem I* a pokračují *tetraedritem*. Chalkopyrit I místy zatlačuje selektivně reliktky ankeritu I a II v křemeni za vzniku fosilní hranice I. stupně chalkopyrit-křemen (ve smyslu J. Kutiny, 1956). Vzácně tvoří



Obr. 3. Ankeritová výplň žíly (A) je pronikána křemenem (Q). Různě orientovaná zrna ankeritu I jsou šrafována odlišným směrem. P - akumulace pyritu v křemeni, T - tetraedrit, H - rozložená hornina u stěny žíly. Michael József.

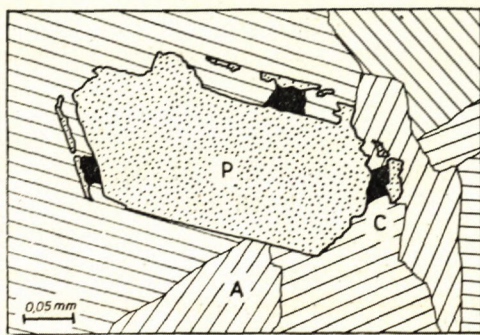


Obr. 4. Pronikání křemene (Q) ankeritem I (A) sleduje směry štěpnosti a hranice zrn (vyznačeno šrafovou). Michael József.



Obr. 5. Metakryst pyritu (P) je korodován ankeritem II (A'), který se od ankeritu I (A) liší jen menší velikostí zrna. Různá orientace krystalů ankeritu I je vyznačena odlišným šrafováním. C - chalkopyrit.

Michael József.



Obr. 6. Kostrovitý krystal pyritu I (P) vzniklý buď rychlým růstem nebo pozdějším zatlačením vnějších zón krystalu ankeritem II, který mohl rovnoběžně narůstat na krystaly ankeritu I (A). Různá orientace krystalů ankeritu I je vyznačena odlišným šrafováním. C - chalkopyrit. Michael József.

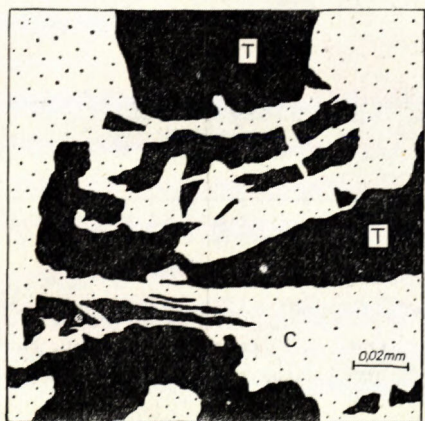


Obr. 7. Chalkopyrit (C) proniká turmalinem (T). Protože jsou zde přítomny obě generace chalkopyritu a ankerit I s ankeritem IV (označeno dohromady A), nelze z obrázku usuzovat na vzájemný poměr křemene (Q) k ankeritu. Michael József.



Obr. 8. Ankerit IV (A) proniká chalkopyrit I (C) — tetraedritovým (T) agregátem a zatlačuje jej. Tetraedrit mladší než chalkopyrit I. Q — křemen.

Michael József.



Obr. 9. Tetraedrit (T) je zatlačován chalkopyritem II (C). Michael József.



Obr. 10. Oxydy a hydroxydy železa (H) vzniklé rozkladem karbonátu (C), mají silné korozivní účinky na starší složky žiloviny. P-pyrit, Q-křemen. Halda č. 7. Vzorky rozložené žiloviny ze všech ostatních hald terénu jsou velmi podobné.

chalkopyrit I s křemenem a jinými minerály segmentované žilky v ankeritu I. Tetraedrit proniká chalkopyritem I v podobě sítiva drobných žilek a zatlačuje jej (obr. 8 a 11). Chalkopyrit a tetraedrit pronikají turmalinem (obr. 7; tab. I/2) bez zatlačování. Pyrit, křemen a ankerit I a II jsou zatlačovány jak chalkopyritem, tak tetraedritem. Následující *ankerit IV* zatlačuje všechny starší složky žiloviny (obr. 8). Tetraedrit a chalkopyrit I jsou zatlačovány *galenitem* (obr. 11); poměr ankeritu IV ke galenitu se nepodařilo jednoznačně vyřešit. *Mladší generace pyritu a chalkopyritu* sledují slabá místa v struktuře a jsou vzácné. Zajímavá je koroze tetraedritu chalkopyritem II (obr. 9). Pro nedostatek styků není závěr sukcese jednoznačně rozřešen. Rovněž *hematit*, *baryt* a *bornit* nejsou zařazeny do sukcese pro nedostatek styků s ostatními nerosty.

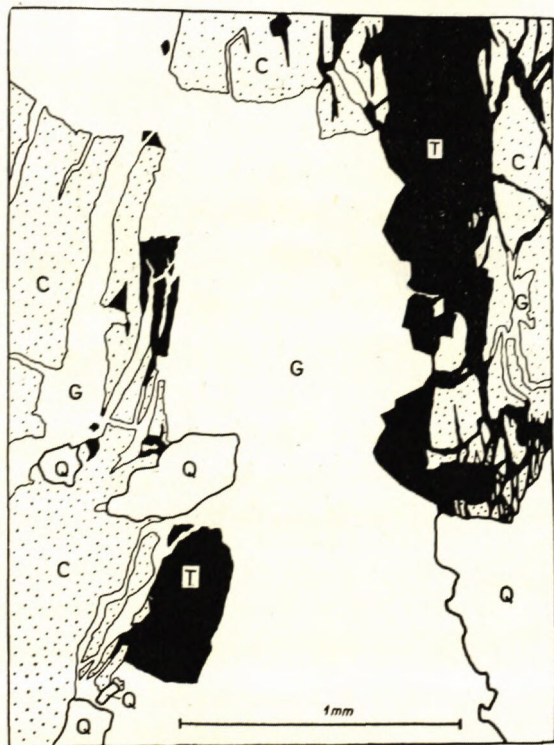
Bylo studováno 33 nábrusů. Vzájemné vztahy mezi nerosty z hald Michael József jsou obsahem tabulek 2 a 3.

Druhotné nerosty:

Malachit: vzácné tenké povlaky na chalkopyritu a tetraedritu.

Aragonit: kuličkovité modrobílé asi milimetrové útvary nasedající na tetraedritu. Identifikován rtg. práškovým diagramem.

Oxidy Fe jsou hojným produktem rozkladu rudních minerálů a zatlačují prakticky všechny složky žiloviny.



Obr. 11. Žilka mladšího galenitu proniká chalkopyrit I (C) — tetraedritovým (T) agregátem a zatlačuje oba minerály. Galenit (G) selektivně zatlačuje žilky tetraedritu v chalkopyritu I, ale téměř nepostihuje idiomorfní krystaly tetraedritu, které rostly pravděpodobně volně do dutiny (vpravo nahoře). Křemen (Q) není postižen žádným zatlačováním. Michael József.

Haldy 13. Je to rozlohou vůbec největší centrum starých hornických prací ve zkoumaném terénu. V mapce K. v. P a p p a (1919) jsou odsud uváděny práce Amália, József a Samu. Práce jsou rozmístěny S a SV od severního konce obce Havrania Dolina v nadm. výšce 760 až 925 m n. m. Terén je porostlý středně vysokým a vysokým lesem, místy je les už jednou vykácen. Na dvou haldách, které leží na levém břehu Havraního potoka, je situován místní hřbitov. Žíly pronikají jednak zelenou břidlicí, jednak verrukánem.

Nalezené minerály: *ankerit* (na nejvýše položené haldě *siderit*), *křemen*, *hematit*, *chalkopyrit*, *enargit*, *tennantit*, *bornit*, *pyrit*, *turmalin*.

Druhotné nerosty jsou zastoupeny *malachitem*, *covellinem*, druhotný je možná i *bornit II*, velmi hojně jsou *hydroxydy* a *oxydy železa*.

Stručná charakteristika některých minerálů

Bornit: jeho útvary jsou zřídka větší než 2–3 mm. Vyskytuje se výhradně v asociaci s ostatními minerály, nikdy netvoří monominerální akumulace. Charakteristickým průvodcem bornitu je chalkopyrit II a často i enargit.

Enargit: vyskytuje se výhradně spolu s tennantitem, se kterým velmi intimně prorůstá (pozorovatelné mikroskopicky). Makroskopicky se prozrazuje slabě modrofialovým nádechem proti nazelenalému tennantitu. Jak ukazuje spektrální analýza enargitu (viz. M. R i e d e r, 1963) je to téměř krajní arsenový člen řady enargit-stibioenargit. Je v materiálu hald vzácný.

Hematit tvoří velmi hojně výplně trhlinek v zelené břidlici a často je vyhlazen do tektonických zrcadel. Vyskytuje se téměř výhradně v zelené břidlici, ve verrukánu je vzácný. V žilkách, které vyplňují tyto trhlíny a trhlínky, je často doprovázen ankeritem II, s nímž tvoří někdy páskované žilky (v těchto žilkách se vyskytuje pravděpodobně nejen ankerit, ale i jiný karbonát, možná blízký dolomitu nebo kalcitu). Na těchto žilkách byly pozorovány velmi pěkné doklady pro postupné znovurozevírání trhlín. Podle trhlinek, které vznikaly odloupením žilné výplně od horniny, docházelo k přínosům nových a nových porcí roztoků, z nichž se vylučovaly karbonáty a hematit. Mnoho těchto po sobě jdoucích znovurozevření se dnes projevuje jako páskování těchto žil. Hematit je ve formě spekularitu a je často krvavě rudý. Spektrální analýza vzorku spekularitu z hladáku poskytla všechny prvky, které se uplatnily jako složky, skládající minerály nalezené v žilné výplni, nebo které mohly být v těchto nerostech přítomny jako příměsi (isomorfní?) (srv. tab. 1). Vzhledem ke značným obsahům hematitu v zelené břidlici není vyloučeno, že jeho nahromadění v žilách a žilkách spolu s jinými nerosty, nebo v trhlínách v zelené břidlici (zpravidla jen hematit) má alespoň zčásti sekreční charakter.

Siderit se nachází na nejvýše položené haldě jako prakticky jediný minerál žiloviny.

S u k c e s e

Sukcese na žilách, které pronikají jak zelenou břidlicí, tak verrukánem a byly otevřeny množstvím prací, které jsou koncentrovány kolem čočky zelené břidlice a v čočce samé, se zcela *shoduje se sukcesí Michael József až do krystalizace chalkopyritu I* (rozdíl je jen v tom, že sukcese *Michael József* je bohatší o některé vzácné složky, přítomné v bezvýznamných kvantech, např. rutil apod.). Odlišné podmínky krystalizace na žilách 13 dokazuje *pyrit*, který měl místy omezení, které svědčí o možnosti růstu do dutin (obr. 12). Po *chalkopyritu I* následuje *bornit I*, který zřetelně zatlačuje chalkopyritové útvary. Bornit tvoří

v chalkopyritu často žilky, které jsou později selektivně zatlačovány zejména ankeritem II (tab. II/3). Bornit I a chalkopyrit I a II často selektivně zatlačují zbytky ankeritu I v křemeni za vzniku fosilních hranic I. a místy i II. stupně (ve smyslu J. Kutiny, 1956) (tab. I/3; II/1 a 2). Mladší než bornit I je pak *enargit*, který v podobě žilek proniká chalkopyritem I a bornitem I. Enargit je zatlačován *tennantitem* a je jím pronikán velmi intimně.

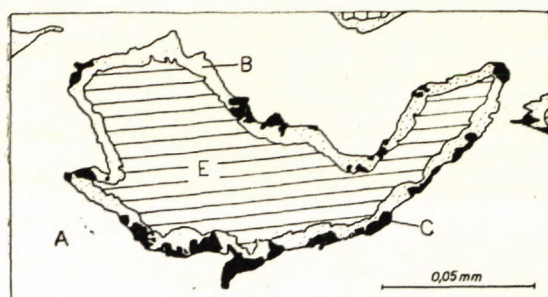
Skutečnost, že na některých Cu-As žilách na krystalizaci enargitu bezprostředně navazuje krystalizace tennantitu, nebo naopak, že vylučování tennantitu je následováno vylučováním enargitu, byla studována na různých světových ložiskách. Pro tento přechod krystalizace jednoho nerostu v druhý (oba mají prakticky tentýž poměr Cu:As:S) je podle výzkumů R. H. Salese a C. Meyera (1949) nutno hledat vysvětlení ve změnách *parciálních tlaků síry v matečném roztoku*. Krystalizace tennantitu nastává při nižších parciálních tlacích síry, při vyšších tlacích krystalizuje enargit. Tento závěr R. H. Salese a C. Meyera potvrdil experimentálně R. V. Gaines (1952) (obě práce citovány podle H. E. McKinstry — G. C. Kennedy)

Po krystalizaci enargitu následuje *ankerit II*, který má silné korozivní účinky na všechny starší složky žiloviny. Vzorek ankeritu II, který byl odebrán z bezprostřední blízkosti zatlačovaného chalkopyrit-tennantitového agregátu, má pestřejší chemické složení než vzorek ankeritu II, který byl odebrán ze sousedství křemene a ankeritu I, kde nebyly v blízkosti žádné minerály Cu, Sb, As apod. (viz tab. 1). Ankerit II zatlačuje selektivně žilky bornitu v chalkopyritu I; v bornitu tvoří síť žilek, které na první pohled působí dojmem, že je to drčený bornit tmelený ankeritem II, ale i zde se silně uplatňuje zatlačování (tab. II/4). Ankerit II zatlačuje selektivně i enargitové žilky v bornitu I. Po ankeritu druhé generace následuje *chalkopyrit II*, který obvykle v podobě filmu obklopuje reliktů starších minerálů v ankeritu II (tab. III/1) a proniká do bornitu I v podobě útvarů označovaných v literatuře „*Oleanderblätter*“ (tab. III/2 a 3). Nejmladší je pravděpodobně *hematit* (tab. III/2), který vroubí úlomky a zbytky starších minerálů už obklopené chalkopyritem II. Do sukcese se nepodařilo spolehlivě zařadit *pyrit II*. Krystalizace *karbonátů II* (viz výše v souvislosti s popisem hematitu) pravděpodobně pokračuje ještě dále za hematit, se kterým tvoří už zmíněné páskované žilky. Cementační je *covellin*, který vzniká z bornitu I a bornitu II (?);



Obr. 12. Pyrit I (P) tvoří útvary vzniklé pravděpodobně růstem do dutiny (směrem do horní poloviny obrázku). V pravém agregátu je hustějším tečkováním vyznačena páska tvořená uzavřeninami neznámého charakteru, která ukazuje určitou zonárnost pyritového agregátu. A-ankerit I, Q — křemen, C — chalkopyrit.

Haldy č. 13.



Obr. 13. Zbytek enargit-tennantitového agregátu (E) po zatlačení ankeritem II (A) je vrouben mladším chalkopyritem II (C) a bornitem II (B). Není znám poměr bornitu II k chalkopyritu II. Haldy č. 13.

není znám vztah covellinu k chalkopyritu II a enargitu (tab. III/3). Bornit druhé generace lemuje reliktu enargitu, a to i ty, které jsou již obklopeny více nebo méně chalkopyritem II (obr. 13). Část bornitu II je pravděpodobně mladší než chalkopyrit II, bornit II nemá však jednoznačně určené místo v sukcesi. Bylo studováno 28 nábrusů. Vzájemné vztahy mezi minerály a sukcese viz tab. 4 a 5.

	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
	BORNIT II.	PYRIT II.	HEMATIT	CHALKOPYRIT II.	ANKERIT II.	TENNANTIT	ENARGIT	BORNIT I.	CHALKOPYRIT I.	TURMALIN	KŘEMEN	PYRIT I.	ANKERIT I.
1							↑	↑	↑		↑	↑	
2	↑	↑		—	↑?	↑?	↑?	↑	↑		↑↑		
3	↑			↑	↑		↑	↑	↑	+			
4						↑?		↑?	↑?				
5			↑	↑	↑	↑	↑	↑					
6			↑	↑	↑	↑	↑						
7	↑	↑	↑	↑	↑	↑							
8			↑	↑	↑								
9			↑↑	↑									
10			↑										
11													
12													
13													

Tab. 4. Přehled vzájemných vztahů mezi nerosty, ze žil haldy č. 13 (vysvětlivky viz u tab. 2; — 1 → = mladší nerost nezatlačuje starší, ale nerost č. 1 za vzniku fosilní hranice).

	MINERALIZAČNÍ PERIODY:	
	1.	2.
ANKERIT	—————	—————
KŘEMEN		? —————
TURMALIN		————— ?
PYRIT	—————	————— ?
CHALKOPYRIT		————— ?
BORNIT		—————
ENARGIT		—————
TENNANTIT		—————
HEMATIT		—————

T a b. 5. Sukcese na žilách, haldy č. 13.

Nálezů rudních minerálů ve werfenu. Kromě zrudnění ve werfenském slínovci, o kterém pojednává samostatná zpráva, se ve zkoumaném terénu nachází i jedna hornická práce, kterou jsou otevřeny větší *akumulace spekularitu* ve werfenském břidličném souvrství. Na obr. 1 má tato halda číslo 9. Je to velmi malá haldička, která ukazuje svými rozměry, že práce bylo velmi záhy zanecháno. Halda obsahuje jen břidličný materiál. Je zde hojný spekularit spolu s *křemenem*, *chloritem* a *kalcitem*. Tyto minerály se nejčastěji vyskytují jako výplně trhlinek a vzácněji i jako výplně oválných dutin, které připomínají geody. Celkově připomíná toto „zrudnění“ spíše žily tzv. alpské nerostné asociace. Je to nejpravděpodobněji jen mobilizační nahromadění spekularitu přítomného ve větší nebo menší míře ve všech horninách werfenského břidličného souvrství.

Nálezů rudních minerálů v povrchových útvech. Rudní minerály se nacházejí často volně roztroušeny na povrchu, na území verrukánských hornin a zelené břidlice, nikoli v oblasti mesozoika (nepočítáme-li v to právě zmíněný spekularit z břidličného souvrství werfenu). Jinak není v jejich rozmištění možno pozorovat žádnou výraznější zákonitost. Nalezené minerály: *karbonát* (většinou *ankerit*), *křemen*, *hematit*, *baryt*.

Baryt: růžové nebo křídlově bílé vějířkovité agregáty centimetrových rozměrů. Díky své chemické rezistenci vyvětrávají z málo odolného karbonátu.

Hematit: kovově černé tabulky na plochách base (?) silně rýhované. Tloušťka tabulek je i přes 5 mm, tabulky jsou dlouhé i 3 cm. Bývá doprovázen kalným mléčně bílým křemenem.

Karbonát: velmi silně limonitizovaný, v řadě případů jen perimorfózy křemene po karbonátu. Kde se zbytky karbonátu dochovaly, byl to *ankerit* nebo podobný karbonát s obsahem železa.

T a b. 6. Některé důležitější údaje o ostatních haldách zkoumané oblasti

Středisko starých hornických prací	Přibližná nadmořská výška, počet a druh prací	Nalezené minerály		Poznámka
		primární	druhotné	
Ida	1010–1050 m n. m. 1 halda, 2 zavalené štoly, povrchové práce	ankerit, křemen, chalkopyrit, tetraedrit, turmalin	limonit, malachit, sádrovec X, covellin	v těsném sousedství zelené břidlice, otevřeny 1908–1913, na haldě býval milíř
Pod Glopelont	870–950 m n. m., víc než 6 hald, zavalené štoly k nim příslušné	křemen, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, baryt, turmalin	limonit, goethit	otevřeny v letech 1908–1913
1	800–870 m n. m., drobné průzkumné práce	křemen (kavernózní), karbonát (limonitizovaný)	limonit	asi v souvislosti se štolou č. 2
2	790 m n. m., 1 štola a velká halda	křemen, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit	limonit, povlaky bledě-modrého aragonitu, malachit	mocnost žíly kolem 20–80 cm, maximálně i 150 cm, žíla se často lomí, dvě zatopené úpadní dobývky, stáří nejméně 150 let
3	810 m n. m., 1 halda	ankerit, křemen, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, chalkopyrit II	malachit, azurit, covellin, kalcit	chalkopyrit II tvoří v tetraedritu tzv. „Oleanderblätter“, bývalý milíř
4	810–880 m n. m., několik větších hald a mnoho menších a povrchových prací	ankerit, křemen, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, enargit?, chalkopyrit II	limonit, malachit	na haldách mnoho bývalých milířů
5	830 m n. m. malá haldička	křemen, karbonát (limonitizovaný)	limonit	
6	900 m n. m. malá haldička	—	—	
7	840 m n. m. 1 halda	karbonát, křemen, pyrit	limonit	viz obr. 11
8	viz samostatný popis (M. RIEDER, v tisku)			
9	malá haldička	spekularit, křemen, chlorit, kalcit		nahromadění asi sekrečního charakteru
10	1030–1140 m n. m. mnoho velkých i malých hald a povrchových prací	ankerit, křemen, chalkopyrit, tetraedrit, pyrit, turmalin	malachit, sádrovec X, limonit	mnoho bývalých milířů
11	1050–1100 m n. m. dvě malé haldičky	ankerit, křemen, chalkopyrit, hematit?	limonit	malé stáří, několik desítek let
12	1070 m n. m., dvě nevelké haldy	ankerit, křemen, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, turmalin	limonit	ankerit z těchto hald byl analyzován; viz kap. o karbon. na spodnější haldě býval milíř
14	835 m n. m., malá haldička, přes kterou vede cesta	křemen, ankerit, chalkopyrit?	limonit	

Křemen bývá kalně bílý, celistvý, někdy jsou přítomny i krystaly omezené jednoduchými tvary, jindy je nažloutlý (Fe) a výjimečně i čirý. Jako rezistentní průvodce ostatních nerostů zachovává křemen pro vyvětralých minerálech tvar *perimorfóz*.

Sukcese těchto nerostů je pravděpodobně tatáž jako sukcese žil, které byly v tomto terénu průzkumně nebo těžebně otevírány (viz výše). Spektrální analýza hematitu z těchto nálezů a několika dalších vzorků hematitu ze zkoumaného terénu je uvedena v tabulce 1.

Údaje o rozmístění starých hornických prací byly kromě těch, které jsou uvedeny v mapce K. v. P a p p a, získávány od pamětníků těžby (průzkumu) a od lesních dělníků. Celá řada dalších hald byla autorem nalezena při mapování a při procházení terénu. Aby si tato práce mohla činit nárok na naprostou úplnost, bylo by třeba celou oblast prochodit podle sítě v pochůzkách vzdálených od sebe 20–30 metrů. Při téměř úplném zalesnění celého terénu je místy ztížena orientace a není tedy vyloučeno, že některé drobné práce byly přehlédnuty. Přehlédnutí nějakého rozsáhlého centra hornických prací je však velmi nepravděpodobné.

Chemický a mineralogický výzkum některých žilných karbonátů*

Autoři podrobili chemickému, rentgenometrickému a termálnímu výzkumu pět vzorků karbonátů ze zkoumané oblasti. Byly to čtyři vzorky karbonátu první generace (z toho tři vzorky ankeritu a jeden siderit) a jeden vzorek karbonátu druhé generace (tento vzorek je z haldy Michael József a vlastně náleží — díky dvěma mikroskopickým generacím — až generaci čtvrté).

Vzorek 1. Ankerit I, Michael József. Kalně bílý, na štěpných plochách perleťově lesklý. Velikost zrna je kolem 7 mm.

Vzorek 2. Ankerit I, Michael József. Kalný, smetanově nažloutlý, lesk má o něco slabší než bílý ankerit (vzorek 1). Velikost zrna je kolem 6 mm.

Vzorek 3. Ankerit I, haldy č. 12 ve svahu Haniskové. Kalně bílý, se slabým žlutým nádechem. Makroskopickým vzhledem leží přibližně mezi vzorky 1 a 2. Velikost zrna je kolem 5–7 mm.

Vzorek 4. Ankerit IV, Michael József. Žlutý, tvoří často porézní agregáty, velikost zrna je pod 2 mm. Na ovětralých kusech je barva sytější.

Vzorek 5. Siderit I, haldy č. 13. Pochází z nejvýše položené haldičky v západním svahu Viníčiaru. Světle hnědý, s perleťovým leskem. Velikost zrna okolo 5–10 mm, na štěpných plochách je často vidět doužkování. Značně limonitizovaný.

Tabulka 7 obsahuje výsledky chemických analýz, v tabulce 8 jsou uvedeny rtg. práškové diagramy těchto karbonátů spolu s mřížkovými konstantami a v tabulce 9 jsou křivky DTA.

* Tato kapitola byla vypracována ve spolupráci s Pavlem Povondrou.

Tab. 7. Kvantitativní chemické analýzy karbonátů z rudních žil severně od Mlynků.
Analyzoval P. Povondra, 1962.

I					
	1.	2.	3.	4.	5.
FeO	8,16 %	11,70 %	12,68 %	12,94 %	44,77 %
MnO	1,70 %	1,26 %	2,84 %	0,76 %	3,05 %
CaO	28,92 %	29,35 %	28,39 %	29,40 %	1,40 %
MgO	15,10 %	12,41 %	11,48 %	11,90 %	5,51 %
CO ₂	45,24 %	44,53 %	44,34 %	44,46 %	36,14 %
N. Z., Insol.	1,00 %	0,75 %	1,53 %	0,63 %	8,58 %
	100,12 %	100,00 %	101,26 %	100,09 %	99,45 %
II					
	1.	2.	3.	4.	5.
FeO	8,23 %	11,79 %	12,71 %	13,01 %	49,12 %
MnO	1,72 %	1,27 %	2,85 %	0,76 %	3,35 %
CaO	29,18 %	29,57 %	28,47 %	29,56 %	1,54 %
MgO	15,23 %	12,49 %	11,51 %	11,97 %	6,05 %
CO ₂	45,64 %	44,87 %	44,46 %	44,70 %	39,95 %
	100,00 %	99,99 %	100,00 %	100,00 %	100,01 %
III					
	1.	2.	3.	4.	5.
FeO	0,1146	0,1641	0,1769	0,1811	0,6836
MnO	0,0242	0,0179	0,0401	0,0107	0,0472
CaO	0,5203	0,5273	0,5075	0,5271	0,0274
MgO	0,3778	0,3098	0,2855	0,2968	0,1499
CO ₂	1,0370	1,0195	1,0102	1,0157	0,9079

I — analýza vysušeného materiálu, II — přepočet na 100 % po vypuštění nerozpustného zbytku,
III — molární kvocienty.

1. Ankerit I, bílý, Michael József. Ankerite I, white, Michael József; 2. Ankerit I, smetanově žlutý, Michael József. Ankerite I, yellowish, Michael József; 3. ankerit I, bílý, Haniskova. Ankerite I, white, Haniskova; 4. ankerit IV, žlutý, Michael József. Ankerite IV, yellow, Michael József; 5. siderit, západní svah Viničiaru. Siderite, western slope of Viničiar.

Chemický rozbor

Protože k částečné chemické analýze bylo k dispozici dostatečné množství homogenního materiálu, byla jednotlivá stanovení prováděna z oddělených navážek, většinou odměrnými analytickými metodami; před vlastní analýzou byl materiál vysušen při 110 °C.

Stanovení FeO bylo prováděno oxydimetricky, titrací odměrným roztokem dvojchromanu draselného v silně kyselém prostředí na difenylamin jako oxydačně-redukční indikátor. Rozklad vzorku byl prováděn v inertní atmosféře.

Tab. 8. Rentgenové práškové diagramy a mřížkové konstanty analyzovaných karbonátů a jejich srovnání s teoretickými hodnotami (D. L. GRAF, 1961).
(Cu— záření, $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$, Ni filtr, komora $2r = 114,59 \text{ mm}$).

Ankerit I, Michael József (bílý)		Ankerit IV, Michael József (žlutý)		Teoretické hodnoty (D.L.GRAF, 1961) počítané z mřížkových konstant uvedených dole Theoretical values (D. L. GRAF, 1961)			Siderit, Havrania Dolina	
Ankerite I, Michael József (white)		Ankerite IV, Michael József (yellow)		karbonát Ca ₅₀ Fe ₅₀ carbonate Ca ₅₀ Fe ₅₀	<i>hk.l</i>	FeCO ₃	Siderite, Havrania Dolina	
I	<i>d</i>	I	<i>d</i>	<i>d</i>		<i>d</i>	I	<i>d</i>
				5,4062 Å	00.3			
				4,0577	10.1			
				3,7233	01.2	3,5903 Å	5	3,60 Å
4	3,72 Å	4	3,73 Å				4	3,12
2	3,36*	1	3,43					
3	3,23 (β)							
1	2,99	1	2,99				1	2,97
10	2,91	10	2,91	2,9141	10.4	2,7912	10	2,80
1	2,83	1	2,84					
3	2,70	2	2,68	2,7031	00.6	2,5622		
3	2,56	2	2,55	2,5651	01.5			
5	2,42	5	2,42	2,4197	11.0	2,3443	4	2,353
		1	2,24					
7	2,21	6	2,20	2,2085	11.3	2,1318	5	2,137
1	2,17							
2	2,074			2,0782	02.1			
6	2,025	5	2,025	{2,0288	20.2	1,9629	4	1,967
				{2,0277	10.7			
							2	1,922
1	1,947						1	1,860
3	1,855	2	1,859	1,8616	02.4	1,7952	2	1,794
5	1,816	5	1,819	1,8250	01.8	1,7369	7	1,732
5	1,797	5	1,795	{1,8029	11.6	1,7296	1	1,699
				{1,8021	00.9			
				1,7601	20.5			
3	1,573	2	1,574	1,5765	21.1	1,5271		
5	1,554	5	1,552	{1,5547	12.2	1,5050		
				{1,5541	02.7			
							1	1,475
				1,4872	10.10	1,4377		
4	1,472	3	1,473	1,4754	21.4	1,4253	4	1,428
1	1,452			1,4570	20.8	1,3956	1	1,397
2	1,440			1,4453	11.9	1,3805	1	1,380
1	1,420			1,4234	12.5	1,3732		
4	1,394	5	1,396	{1,3970	03.0	1,3535		
1	1,371			{1,3908	01.11			
2	1,343	2	1,341	{1,3526	30.3; 03.3			
				{1,3515	00.12	1,2811		
1	1,301			1,3076	21.7	1,2580		
2	1,274	1	1,274	1,2826	02.10	1,2256		
3	1,242	2	1,244	{1,2482	12.8	1,1992	1	1,201
				{1,2410	30.6; 03.6	1,1968		

Tab. 8. (pokračování)

Ankerit I, Michael József (bílý)	Ankerit IV, Michael József (žlutý)	Teoretické hodnoty (D.L.GRAF, 1961) počítané z mřížkových konstant uvedených dole Theoretical values (D.L.GRAF, 1961)			Siderit, Havrania Dolina			
		Ankerite I, Michael József (white)	Ankerite IV, Michael József (yellow)	karbonát Ca ₅₀ Fe ₅₀ carbonate Ca ₅₀ Fe ₅₀		<i>hk.l</i>	FeCO ₃	Siderite, Havrania Dolina
<i>I</i>	<i>d</i>				<i>I</i>			
1	<i>1,205</i>	1	<i>1,209</i>	{ 1,2098 1,2058 1,1957 1,1806 1,1799 1,1594 1,1506 1,1332 1,1174 1,1166	22.0 20.11 10.13 22.3 11.12 13.1 31.2 21.10 13.4 01.14	1,1722 1,1427 1,1242 1,1232 1,1143 1,0861 1,0807 1,0600		
							4	<i>1,085</i>
<i>a</i> ₀ = 4,830 ± 0,014 Å	<i>a</i> ₀ = 4,845 ± 0,008 Å	<i>a</i> ₀ = 4,8393 Å		<i>a</i> ₀ = 4,6887 Å		<i>a</i> ₀ = 4,730 ± 0,02 Å		
<i>c</i> ₀ = 16,16 ± 0,05 Å	<i>c</i> ₀ = 16,14 ± 0,07 Å	<i>c</i> ₀ = 16,218 Å		<i>c</i> ₀ = 15,373 Å		<i>c</i> ₀ = 15,27 ± 0,10 Å		
<i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = 3,346 ± 0,020	<i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = 3,331 ± 0,020	<i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = = 3,3514		<i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = = 3,2787		<i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = 3,23 ± 0,03		

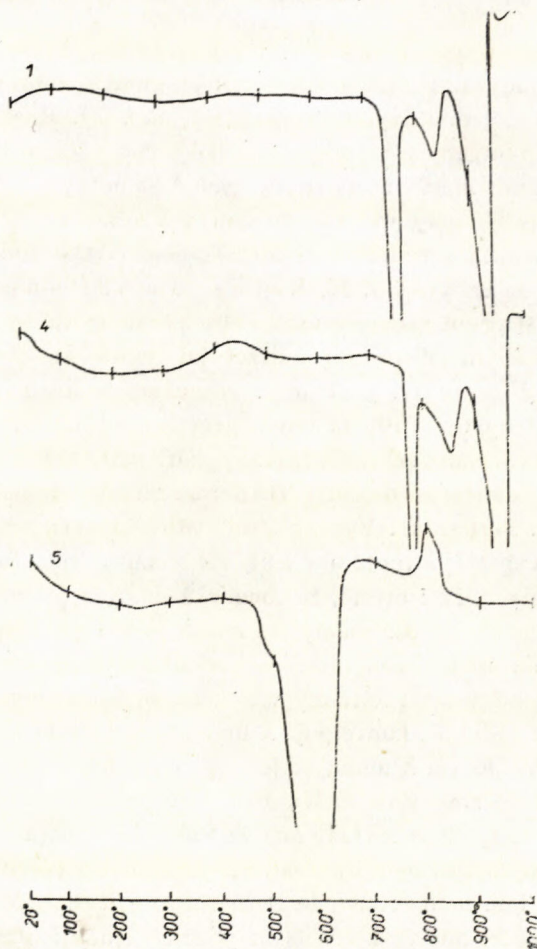
* příměs křemene — admixed quartz

Při výpočtu mřížkových konstant bylo použito indexování D. L. Grafy (sloupec *hk.l*). Hodnoty interferencí, kterých bylo užito k výpočtu, jsou tištěny kurzívou. — Protože hodnoty *d* práškových diagramů dvou zbývajících vzorků ankeritu jsou prakticky totožné s hodnotami uvedenými v sloupcích 1 a 2, jsou zde uvedeny jen konstanty z těchto hodnot *d* vypočtené (difrakční podmínky stejné jako pro ostatní vzorky. — *d* — spacings used for calculating *a*₀ and *c*₀ are printed in italic. The *d* — values for the two remaining ankerite samples were practically identical with those given in first and second column and therefore only lattice constants are given:

Ankerit I, Michael József (smetanově žlutý) Ankerite I, Michael József (yellowish)	<i>a</i> ₀ = 4,850 ± 0,016 Å <i>c</i> ₀ = 16,18 ± 0,06 Å <i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = 3,336 ± 0,023
Ankerit I, Haniskova (bílý) Ankerite I, Haniskova (white)	<i>a</i> ₀ = 4,838 ± 0,009 Å <i>c</i> ₀ = 16,13 ± 0,07 Å <i>c</i> ₀ / <i>a</i> ₀ = 3,334 ± 0,021

MnO byl stanovován nepřímou oxydimetrickou metodou. V silně kyslém prostředí kyseliny sírové, v přítomnosti kyseliny fluorovodíkové byl dvojmocný mangan oxydován pevným persíranem amonným na kyselinu manganistou, tato byla redukována známým nadbytečným množstvím iontů železnatých, jejichž přebytek byl stanovován postupem uvedeným při stanovení FeO.

Z větší navážky byl stanoven *nerozpustný zbytek (N. Z.) a alkalické zeminy*. Vzorek byl rozkládán (1+1) zředěnou kyselinou chlorovodíkovou a oxydován pevným chlorečnanem sodným. Po ukončení rozkladu byla směs odpařena do sucha a obvyklým způsobem vyloučen nerozpustný zbytek; filtrát po N. Z. byl přenesen do 500 ml odměrné baňky, kde byly hydrolyticky vyloučeny ionty železité a hlinité protřepáváním roztoku s právě dostačujícím množstvím vodné suspenze kysličníku zinečnatého. Po vyloučení hydrátu byl obsah baňky doplněn vodou po značku, promísen a z čirého podílu bylo pipetováno 10 ml k dalším stanovením:



T a b. 9. DTA křivky karbonátů z rudních žil sev. od Mlynků. 1 — ankerit I bílý — Michael Jozsef, 4 — ankerit IV žlutý, Michael Jozsef, 5 — siderit, záp. svah Viničiaru (haldy č. 13).

DTA křivky pro vzorky 2 a 3 jsou prakticky totožné s křivkami č. 1 a 4.

Stanovení CaO: k odměřenému roztoku bylo přidáno 5 ml 10 % roztoku triethanolaminu, 1 g kyanidu draselného a 20 ml 10 % roztoku hydroxydu draselného; po krátkém promíchávání byl vápník titrován odměrným roztokem chelatonu 3 (sodná sůl kyseliny ethylendiamin. N, N, N, N-tetraoctové) na fluorexon jako indikátor.

Stanovení sumy alkalických zemin: k odměřenému podílu byl přidán Schwarzenbachův tlumič pH 9, 3 g pevného kyanidu draselného a po 3 min. agitací na elektromagnetické míchače byla odměrným roztokem chelatonu 3 stanovena suma alkalických zemin titrací na eriochromovou čern T. Rozdíl spotřeb odměrného činidla při titracích e_2-e_1 udává množství hořtku.

Kysličník uhličitý byl vypočten z množství přítomných kysličníků kovů dvojmocných.

D i s k u s e

Nejcitlivější metodou pro rozlišování žilných karbonátů se zdá být kvantitativní chemická analýza. Přesnost stanovení je vysoká a tak na první pohled vynikají rozdíly mezi jednotlivými vzorky (srv. tab. 7). Rozdíly mezi vzorky, které poskytly buď rentgenové snímky na velké komoře ($2r=114,59$ mm) nebo DTA křivky jsou však menší nežli chyby metod samotných. Proto v tabulkách 8 a 9 jsou vynechány hodnoty a křivky po vzorky 2 a 3.

Rozdělením karbonátů z rudních žil Spišsko-gemerského rudohoří na základě chemických analýz se zabývají J. H. B e r n a r d a V. H a n u š (1961). Zkoumané karbonáty naší první generace však nelze paralelizovat se zmíněnými kategoriemi obou autorů, neboť mohou náležet jak jejich ankeritu tzv. „žilnému I. generace“, tak „žilnému II. generace“. Na námi sledovaných žilách chybějí starší nerosty, které by umožnily obě tyto generace odlišit. Ankerit IV (vzorek 4) představuje pravděpodobně mobilizovaný karbonát (?) I. generace a tato generace není ve zmíněném rozdělení J. H. Bernarda a V. Hanuše zahrnuta vůbec (ústní sdělení J. H. Bernarda). Vysoký obsah Mn v ankeritu z Haniskové (vzorek 3) může být anomální, a proto ani tento karbonát nelze zařadit.

Z uvedeného vyplývá, že i přesto, že chemická analýza je nejcitlivější metodou pro rozlišování variací mezi karbonáty na žilách, nemá pravděpodobně vyhlídek na to, že by se stala spolehlivou metodou pro určení generace. Geochemicky je jistě zajímavé, že poměry mezi kationty v ankeritech jednotlivých generací celého Spišsko-gemerského rudohoří konvergují k určitým hodnotám pro dancu generací charakteristickým. Vzhledem k tomu, že je těžko číselně vyjádřit místní anomálie, stejně jako i dodatečné změny na žilách (difuze v pevném stavu, některé cementační a oxydační procesy) a že metody analýz těchto karbonátů budou mít pravděpodobně každá jinou chybu, bylo by určování generace karbonátů podle chemické analýzy eklektické. Tím není řečeno, že Bernardovo a Hanušovo rozdělení neplatí (i když neuvádějí počet analýz k rozdělení použitých a jejich metodu), nelze ho však užívat inverzně, byť třeba jen ke kontrole zjištěné sukcese.

Shrnutí

Ve zkoumané oblasti se nachází množství průzkumných a těžebních prací (starých 15—150 let), které poskytly bohatý materiál ze žil, které jimi byly zastíženy. Mineralogický výzkum spolu s chemickými analýzami dokázal, že tyto žíly jak sukcesí nerostů, tak jejich složením náleží ke Spišsko-gemerskému rudohoří jako větší metalogenetické jednotce. Byla zde zjištěna větší koncentrace žil kolem tělesa zelené břidlice (na výchozy zelené břidlice nebo na její blízkost jsou vázány četné hornické práce), popřípadě se lze domnívat, že žíly zde byly bohatší rudou. O enargitu a o indiciích zrudnění ve werfenu, které byly rovněž v tomto terénu nalezeny, pojednávají samostatné zprávy.

Za řadu informací, které byly velmi důležité pro práci v této oblasti, vděčím doc. dr. J. H. Bernardovi a dr. V. Hanušovi z ÚÚG v Praze. Za údaje o rozmístění starých hornických prací a o historii dolování děkuji lesním dělníkům, zejména panu J. Šrenkelovi. Za připomínky při studiu mikrotextury a za podněty při laboratorní práci jsem zavázán členům katedry mineralogie, geochemie a krystalografie University Karlovy, přátelům doc. dr. J. Kutinovi, doc. dr. K. Paděrovi a Pg. F. Čechovi. Za jazykové korekce děkuji svému otci J. Riederovi.

*Katedra mineralogie, geochemie,
a krystalografie*

Lektoroval doc. dr. J. H. Bernard.

University Karlovy, Praha

LITERATURA

- [1] Bernard, J. H. (1961 a): Regional primary zoning of ore vein fillings in the metallogenic region of Spišsko-gemerské rudohoří (Czechoslovakia). — Acta Univ. Carol. Praga (Geologica) No. 1, 9—20. — [2] Bernard J. H. (1961 b): Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwespat-Gänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). — Geol. práce, Zošit 58, 1—222. — [3] Bernard, J. H. — Hanuš, V. (1961): Genetické vztahy žilného a metasomatického sideritu a ankeritu ve Spišsko-gemerském rudohoří. — Zprávy o geol. výzk. v r. 1960, 68—69. — [4] Biely, A. (1956): Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. — Geol. práce, Zprávy 7, 25—63. — [5] Gaines, R. V. (1952): Ph. D. thesis, Harvard University. — [6] Graf, D. L. (1961): Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. — Amer. Mineral. 46, 1283—1316. — [7] Hanuš, V. (1956): Zpráva o studiu Fe-metasomatosy ve Spišsko-gemerském Rudohoří. — Zprávy o geol. výzk. v r. 1955, 43—45. — [8] Hanuš, V. (1958): O výsledcích výzkumu ložiskotvorné metasomatosy ve Spišsko-gemerském rudohoří. — Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, 54—57. — [9] Hanuš, V. (1959): O výsledcích výzkumu hydrotermální ložiskotvorné metasomatosy. — Zprávy o geol. výzk. v r. 1958, 42—44. — [10] Ilavský, J. (1953): Geologické problémy Spišsko-gemerského rudohoria vo vztahu k rudným ložiskám. Geol. sbor. IV, 269—277. — [11] Ilavský, J. (1957): Geológia rudných ložisk Spišsko-gemerského rudohoria. — Geol. práce, Zošit 46, 51—95. — [12] Ilavský, J. (1958): Geologie der Erzlagerstätten des Zips-Gömörer Erzgebirges (Tschechoslowakei). — Geologie 7,

14—43. — [13] Kutina J. (1956): „Fossile Grenzen“, wichtige Erscheinung beim erzmikroskopischen Studium des relativen Alters von Mineralien in Anschliffen. — *Chemie d. Erde* 18, 1—13. — [14] Mahe I, M. (1956): K stratigrafii Stratenskej hornatiny, — *Geol. práce, Zprávy* 7, 25—63. — [15] Mahe I, M. (1957): *Geológia Stratenskej hornatiny*. — *Geol. práce, Zošit* 48 a, 1—201. — [16] Máška, M. (1956 a): Zpráva o studiu predneogenní metalogenese západních Karpat, zvláště Spišsko-gemerského Rudohoří. — *Zprávy o geol. výzk. v r. 1955*, 112—116. — [17] Máška, M. (1956 b): Některé problémy metalogenese a hledání rudních ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří, zpráva za rok 1953/1954. — *Geol. práce, Zprávy* 8, 95—109. — [18] Máška, M. (1957 a): Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoří (I. Perm.). — *Zprávy o geol. výzk. v r. 1956*, 113—120. — [19] Máška, M. (1957 b): Poznámky k předtercierní metalogenesi Západních Karpat, zvláště Spišsko-gemerského rudohoří. — *Geol. práce, Zošit* 46, 96—106. — [20] McKinsty, H. E. — Kennedy, G. C. (1957): Some suggestions concerning the sequence of ore minerals. — *Econ. Geol.* 52, 379—390. — [21] Papp, K. v. (1919): Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. — [22] Rieder, M. (1962): Rudní haldy v povodí Havraního potoka a Bílé vody severně od Mlynků ve Spišsko-gemerském rudohoří. — *Dipl. práce na přír. fak. University Karlovy, Praha*. — [23] Rieder, M. (1963): Enargit z Havraní Doliny severně od Mlynků ve Spišsko-gemerském rudohoří. — *Čas. pro min. a geol.* 5, 43—48. — [24] Rieder, M. v tisku: Nález spekularit-chalkopyritového zrudnění v mesozoiku severně od Mlynků ve Spišsko-gemerském rudohoří. — *Čas. pro min. a geol.* — [25] Sales, R. H. — Meyer, C. (1949): Results from preliminary studies of vein formation at Butte, Montana. — *Econ. Geol.* 44, 465—484. — [26] Vachtl, J. (1938): O karbonu mezi Dobšinou a Kotterbachy (Slovenské Rudohoří). — *Sbor. Stát. geol. úst. ČSR* XII, 65—98. — [27] Varček, C. (1957): *Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera*. — *Geol. práce, Zošit* 46, 107—131. — [28] Varček, C. (1959): Zum Problem der regenerierten Lagerstätten im Sinne H. Schneiderhöhns in der Westkarpaten. — *Zeit. f. angew. Geol.*, Heft 7, 289—293.

MILAN RIEDER

OLD ORE DUMPS NORTH OF MLYNKY IN SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MTS. (SLOVAKIA)

The area under investigation lies about one kilometer north of Mlynky (north-east of Dobšiná).

Ore minerals are found either as fragments distributed at random over the whole area of the Permian rocks and green schist, in soils, talus, etc. In the area occupied by Werfenian sandy-shale rocks, little scales of hematite are found, disseminated more or less regularly within the rock. At places hematite has the character of minute veins with quartz, calcite, and chlorite resembling the veins of the s. c. "alpine mineral association". In the area occupied by „verrucano“ rocks, fragments of vein fillings consisting of quartz and hematite can often be found. The thickness of the veins varies from 5 to 20 cm. Fragments of quartz-carbonate vein fillings also often occur.

Most important are the ore veins opened by mining works. The sequence of mineral deposition is very similar to that of other veins in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. They differ one from another usually by the presence or absence of some minerals. The veins penetrate through Permian ("verrucano") and green schist. It has been observed that more old mining works are concentrated near the outcrops of green schist. This mineralization can hardly be compared with ore occurrences in Werfenian marl since there is a reasonable possibility of chemi-

cal influence of the country rock on the ore-bearing fluids (further details see M. Rieder, in print).

Dumps Michael József and No. 13 are taken as representatives for the whole area.

In the succession of minerals in the veins Michael József an independent ankerite mineralization period can be distinguished from the second, which includes the crystallization of all other primary minerals. Ankerite I is the oldest mineral, being followed by quartz (\pm tourmaline and rutile) and by quartz with pyrite I. Quartz forms at places larger accumulations or penetrates along cleavage and grain boundaries. Younger ankerite II caused sometimes moderate corrosion of pyrite I and quartz. The precipitation of chalcopyrite I and tetrahedrite then followed. Chalcopyrite replaces selectively ankerite I remnants in quartz giving thus rise to the s. c. "fossil boundaries of the 1st order" (in the sense of J. Kutina, 1956). Chalcopyrite I is replaced by tetrahedrite which forms a beautiful network in it. Ankerite IV corrodes intensely all older minerals. Tetrahedrite and chalcopyrite I are replaced by galena. However, the mutual relation of ankerite IV to galena could not be definitely determined. Younger generations of chalcopyrite and pyrite are rare and penetrate along cracks in older minerals.

In dumps No. 13 chalcopyrite I is followed and replaced by bornite I. Bornite I veins in chalcopyrite I are selectively replaced by ankerite II. In turn, chalcopyrite I and II as well as bornite I replace ankerite remnants in quartz giving rise to fossil boundaries. Enargite and tennantite crystallize afterwards. Enargite is very intimately intergrown with tennantite. According to R. H. Sales and C. Meyer (1949) (confirmed experimentally by R. V. Gaines, 1952), the transition of crystallization of enargite into tennantite is governed by the reduction of partial pressure of sulfur in the ore-bearing fluids. Younger ankerite II (parallel with ankerite IV, Michael József) corrodes older vein minerals very intensely. The following chalcopyrite II forms microscopic fringes around the relics of bornite I, enargite, and tennantite in ankerite II. The youngest is most probably hematite, sometimes fringing relics of older minerals surrounded by chalcopyrite II. However, the crystallization of carbonate II (ankerite or some similar carbonate) seems to have continued forth, forming banded veins with hematite. Supergene covellite probably originated at the expense of bornite I. Also bornite II seems to be supergene.

The study of 102 polished specimens made it possible to arrange a scheme of succession common to all veins in this area:

Mineralization period No. 1: carbonate I (ankerite, in one case siderite).

Mineralization period No. 2: quartz with tourmaline-quartz with pyrite-chalcopyrite-tetrahedrite-carbonate II (ankerite).

No reversion of the succession, even in part, has been observed.

The author presents also the results of chemical, X-ray, and thermal study of five carbonates from the ore veins. Samples Nos. 1, 2, 3, 5 are carbonates (1, 2, 3-ankerite, 5-siderite) of the first generation, No. 4 is ankerite of the second generation. Ankerite I is yellowish-white, dull, coarse-grained (gn. size approx. 5–7 mm). Siderite is similar, the color is light brown. Ankerite II is yellow, medium-grained (gn. size 1–2 mm). The results of chemical analyses, d-values with unit-cell dimensions, and the DTA curves are given in tables in text.

Vysvětlivky k tab. I–III

Tab. I

Obr. 1. Metakryst křemene (Q) se zobákovitými výběžky do okolního ankeritu I (A). Michael József. — Obr. 2. Turmalin (T) je drčen a pronikán mladším chalcopyritem (C). Michael József. — Obr. 3. První stadium vzniku fosilních hranic: ankerit I (A) je silně zatačován křemenem (Q), který z něj ponechává jen relikt. Haldy č. 13.

T a b. II

O b r. 1. Druhé stádium vzniku fosilních hranic: chalkopyrit (C) (není známo, které generace) selektivně zatlačuje zbytky ankeritu I (A) v křemeni za vzniku fosilní hranice I. stupně. Haldy č. 13. — O b r. 2. Třetí stádium vzniku fosilních hranic: podle hranice bornitu I (B) s křemem (Q), která vznikala selektivním zatlačováním ankeritu I v křemeni a je tudíž fosilní hranicí II. stupně, proniká mladší chalkopyrit II (C) za vzniku fosilní hranice II. stupně. V místech, kde došlo ke korozi křemen sulfidy (došlo-li k ní vůbec), nelze tento úkaz označit jako fosilní hranici. Haldy č. 13. — O b r. 3. Žilky bornitu I (B) v chalkopyritu I (C) (bornit mladší než chalkopyrit) jsou selektivně zatlačovány ankeritem II (A). Ankerit koroduje silně pyrit I (P), méně pak enargit-tennantitový agregát (E) a chalkopyrit I. Haldy č. 13. — O b r. 4. Ankerit II (A) proniká podle trhlinek bornitem I (B) a intenzivně ho zatlačuje. Podle hranice ankeritu II s bornitem začíná pronikat chalkopyrit II (C). Haldy č. 13.

T a b. III

O b r. 1. Film chalkopyritu II (C) vroubí hranici enargit-tennantitového agregátu (E) s ankeritem II (A). Enargit-tennantitový agregát byl korodován ankeritem II a posléze podle hranice ankeritu II s enargit-tennantitovým agregátem pronikl v podobě tenkého filmu chalkopyrit II. Haldy č. 13. — O b r. 2. Bornit I (B) je proniknut žilkami mladšího ankeritu II (A). Podle hranice bornitu s ankeritem II proniká mladší chalkopyrit II (C), který od této hranice zatlačuje bornit I za vzniku tzv. „Oleanderblätter“. Nejmladší hematit (H) (se silným reliefem, šedý), podobně jako chalkopyrit II, sleduje hranici bornitu I s ankeritem II (resp. chalkopyritem II) a zatlačuje starší minerály. Haldy č. 13. — O b r. 3. Květákovité útvary covellinu (M) vznikají z bornitu I (B). Chalkopyrit II (C) proniká za tvorby tzv. „Oleanderblätter“ bornitem podle trhlinek. Poměr chalkopyritu II ke covellinu a poměr enargitu (E) ke covellinu není z tohoto obrázku jednoznačně patrný (covellin s největší pravděpodobností vzniká rozkladem bornitu I a nikoli rozkladem chalkopyritu I, II, nebo enargitu, které nezatlačuje; pak nelze pro možný velký časový rozsah tohoto procesu paralelizovat vznik covellinu s krystalizací enargitu nebo chalkopyritu II). P-pyrit. Haldy č. 13.

ŠTEFAN BAJANIK

VÝSLEDKY VALÚNOVEJ ANALÝZY PERMSKÝCH PSEFITOV ZÁPADNE OD V. KNOLY

Súvrstvie permu na liste Hranovnica predstavuje jeho najzápadnejšiu časť v severnom pruhu gemeríd. Vystupuje v oblasti Čiernej Hory (k. 1152,1) a v zúženom pruhu sa tiahne SV smerom k Bielym Vodám. Smerom na východ sa mohutne rozrastá a buduje masív Veľkej Knoly (k. 1265,6) a Muráňa (1259,7), v okolí Dobšinej vystupuje perm vo forme drobných denudačných zvyškov.

Nové názory na severogemeridný perm prináša M a h e l (1950), ktorý medzi Spišskou Novou Vsou a Krompachmi stanovil kritériá pre rozdelenie Štúrovej „rotliegende Serie“ (v r. 1927 označenej Zelenkom a Matějkom ako „červená séria“) na perm a werfen, pričom werfen preukázal i paleontologicky (pozri tiež J. K a m e n i c k ý 1951; M a h e l 1952; I v a n o v 1952). M a h e l (1953) rozlíšil v perme severogemeridnej synklinály tri výviny: 1. vývin bazálnych zlepcov s kremitými porfýrmi, 2. porfyroidový a 3. bridličnatý. I v a n o v (1954) v okolí Krompách, Kluknavy a Žakaroviec odlišil v perme: 1. spodný horizont zlepcový, 2. stredný horizont pelitický a 3. vrchný horizont zlepcový. B i e l y (1956) sa zaoberal permom Čiernej Hory, kde rozoznáva tiež tri výviny. Najnovšie delenie permu podáva F. J. Ž u k o v (1963), ktorý v západnej časti severogemeridného permu rozoznáva: 1. bazálne konglomeráty, 2. efuzívno-sedimentárne súvrstvie, 3. vrstvy pesterovrstvených konglomerátov, pieskovecov a aleuritov.

Podstatnú časť permu v nami študovanom území tvoria zlepenec. Pri valúnovej analýze sme študovali súvrstvie konglomerátov postupne od Z na V. Za smerodatné sme považovali neporušené odkryvy, prípadne rozpady in situ. U valúnov sme merali tri osi: *a*-najdlhšia os, *b*-stredná os (šírka valúna), *c*-krátka os (mocnosť valúna). Opracovanosť valúnov sme určovali vizuálne. Valúny sme zatriedili do štyroch tried v zmysle L. V. P u s t o v a l o v a (1940). Zistené hodnoty (petrografické zloženie, veľkosť a opracovanosť valúnov) sme zanášali do

tabuliek a po ukončení valúnovej analýzy odkryvu sme vypočítali priemery hodnôt. Osobitnú pozornosť sme venovali tmelu zlepcov; určovali sme mikroskopicky jeho zloženie a stupeň metamorfózy. Hodnoty získané meraním sme znázornili v kruhových diagramoch, pričom diagramy blízke (susedné) sme spojili a vytvorili tak diagramy združené.

Bazálne zlepence vystupujú po celej dĺžke permu, len pri Mlynkách a medzi Dedinkami — Bielymi Vodami bezprostrednú bázu permu tvoria pieskovce a drobové bridlice. Súvrstvie bazálnych zlepcov reprezentujú polymiktné zlepence, ktorých sfarbenie sa mení podľa zloženia valúnového materiálu, tmelu, intenzity metamorfózy a hydrotermálnych procesov. Na zložení zlepcov sa podieľa cca 15 petrografických druhov, avšak ich stálou zložkou sú len fialové kvarcity a kremeň, ktoré sú regionálne rozšírené. Ostatné horniny sú zastúpené len lokálne. Opracovanosť valúnov je nedokonalá a stúpa mierne od bázy smerom k vrchným častiam súvrstvia. Podľa jej intenzity môžeme celé súvrstvie rozdeliť na tieto typy: brekcia-brekciokonglomerát-konglobrekcia-konglomerát. Konglomerát, resp. konglobrekcia sa vyskytuje vo vrchných častiach súvrstvia; spodnejšie partie tvoria brekcie až brekciokonglomeráty.

Zloženie bázy zlepcov v oblasti Čiernej Hory je ovplyvnené súvrstvím, na ktoré perm transgreduje; v západnej časti Čiernej Hory je to na karbóne. Bezprostredná báza permu tu obsahuje ostrohranné, prípadne slabo zaoblené karbónske pieskovce a tmavé bridlice, ktoré predstavujú asi 20 % valúnového materiálu. Východnejšie, pri Lányiho Hute, kde sa perm stýka s rakoveckou sériou, nachádzajú sa na báze permu brekcie zelenej farby, zložené z jemnozrnného až celistvého, sýto zeleného diabázu, hráškovozeleného diabázového tufu a amfibolitu (až 50 %). Časť valúnového materiálu (cca 15 %) patrí fialovým jemnozrnným kremencom, ktoré spôsobujú fialový odtieň brekcií. Celková mocnosť brekciových vrstiev je cca 10 m. Smerom k nadložiu horeuvedený materiál ubúda a valúnový materiál tvoria kvarcity, kremeň a fialové bridlice. Vertikálne a laterálne pomery na Čiernej Hore v súvrství zlepcov možno najlepšie pozorovať z litologických profilov A—B a C—D.

Z analýzy valúnového materiálu vyplývajú niektoré závery o lokalizácii určitých petrografických variet. V spodných častiach súvrstvia pristupujú k valúnovému materiálu iba v úzkom horizonte metamorfované kremité porfýry (šedozelenej farby, silne bridličnaté s výraznými S-plochami, výrastlice kremeňa sú šošovkovito vyťahnuté, živce intenzívne sericitizované) a ich tufy. Ich veľkosť (až 12 cm), ostrohrannosť, viazanie na úzky horizont bez pozvoľných prechodov, svedčí o prudkej denudácii blízkeho vulkanického komplexu. Vo vyšších častiach súvrstvia bazálnych zlepcov sme ich nepozorovali. Na SV svahu Čiernej Hory objavujú sa vo valúnovom materiáli najvyšších častí zlepcov svetlé strednozrnné a jemnozrnné kvarcity so šedým odtieňom.

Opracovanosť materiálu je intenzívnejšia vo vyšších častiach súvrstvia (teda

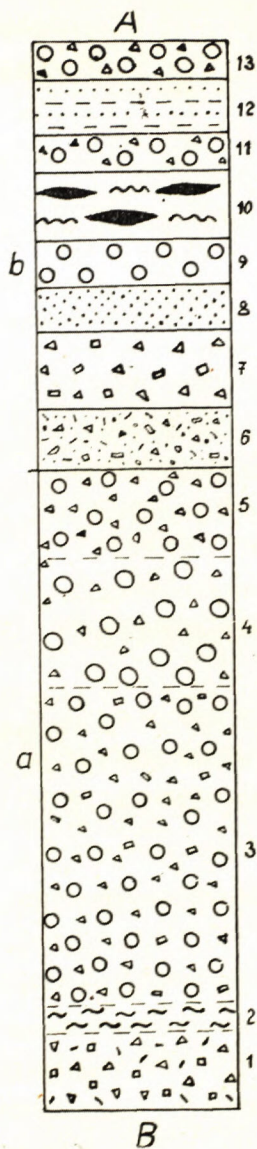
od brekcie cez prechodné členy až po konglomeráty, resp. konglobrekcie). Súvislé sledovanie opracovanosti valúnov je sťažené zdvihovými pohybmi počas sedimentácie. Usudzujeme na ne z vložiek hrubopiesčitých až drobových bridlíc, ktoré sa tu objavujú ako valúnový materiál v nadložných brekciokonglomerátoch. Opracovanosť valúnov možno sledovať iba u stálych zložiek, ktoré majú rigidný charakter a morfológia ich valúnov je ovplyvnená tektonickou deformáciou iba nevýrazne. Sú to fialové jemnozrné kvarcity a vodobiely kremeň. Diagram na obr. 5 znázorňuje zvyšovanie opracovanosti od bázy k najvrchnejším častiam; tu vidieť, že aj dĺžky osí valúnov fialových kvarcitov sa postupne skracujú od bázy po vrch súvrstvia.

Celková mocnosť súvrstvia bazálnych zlepcov sa východným smerom od Čiernej Hory rapídne znižuje; v území Dedinky—Biele Vody začína perm pieskvcami a drobovými bridlicami. Profil vhodný na štúdium je v záreze hradskej Palcmanská Maša—Dedinky. Bázu permu tu tvoria fialové, jemne piesčité bridlice s vložkami kvarcitov. Drobové bridlice prechádzajú pozvoľne do fialových brekcií, nad ktorými sú zelené brekcie tohto zloženia: diabázové tufy, ambifolity, vzácnejšie sericitické fylity (materiál z rakoveckej série), fialové bridlice a žltosedé kremence (materiál z bezprostredného podložja). Vyššie sa materiál rakoveckej série postupne vytráca, hornina nadobúda charakter konglobrekcií fialovej farby, a má takéto zloženie: fialový kvarcit, vodobiely a mliečne biely kremeň a fialová bridlica.

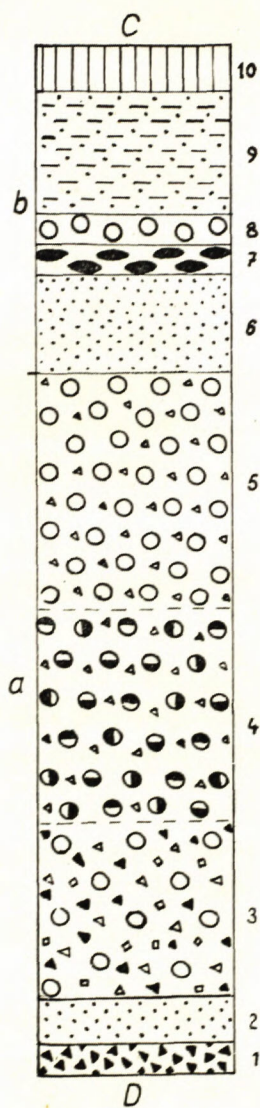
V Bielovodskej doline bázu permu tvoria žltosedé a hnedé strednozrnité kremence, nad ktorými je cca 10 m mocná poloha šedozelených brekcií. Nad hrubopiesčitémi, silne sludnatými fialovými bridlicami je mocný komplex brekciokonglomerátov. V najvyšších častiach súvrstvia pristupuje vo valúnovom materiáli fialový kemitý porfýr a slabo stlačený kemitý porfýr. V oblasti Mlyniak má perm na styku s karbónom charakter dislokačne metamorfovaných brekciokonglomerátov. Vplyv bázy sa prejavuje prítomnosťou tmavých až grafitických a kemitých bridlíc; tak východne od V. Knoly na báze sú brekcie zelenej farby, tvorené hlavne diabázovými tufitmi, tufmi, zrnitými diabázmi a chloriticko-sericitickými fylitmi, ostrohrannými, až 8 cm veľkými. Zbytok valúnového materiálu patrí fialovým kremencom a vodobielemu kremeňu.

Litologický profil medzi Havraniou dolinou a Veľkou Knolou dokumentuje vertikálne zmeny v súvrství bazálnych zlepcov. Na základe profilu K—L uvedieme nižšie niektoré spoločné a odlišné znaky predmetnej časti súvrstvia bazálnych zlepcov so súvrstvím v oblastiach západnejších (Čierna hora). Valúnový materiál sa tu podstatne líši prítomnosťou svetlých a šedých jemnozrných kremencov v celom profile od bázy až po najvyššie súvrstvia (v Čiernej hore je tento materiál zastúpený iba vo vrchných častiach súvrstvia). Asi 300 m od podložja objavujú sa náhle vo valúnovom materiáli zelené stlačené kemité porfýry až 20 cm veľké, totožné s metamorfovanými kemitými porfýrmi (valúnmi)

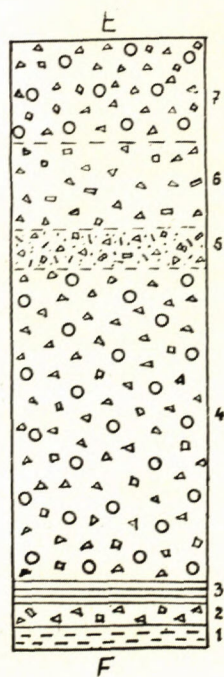
Litologické profily študovaných územím (obr. 1–4)



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.

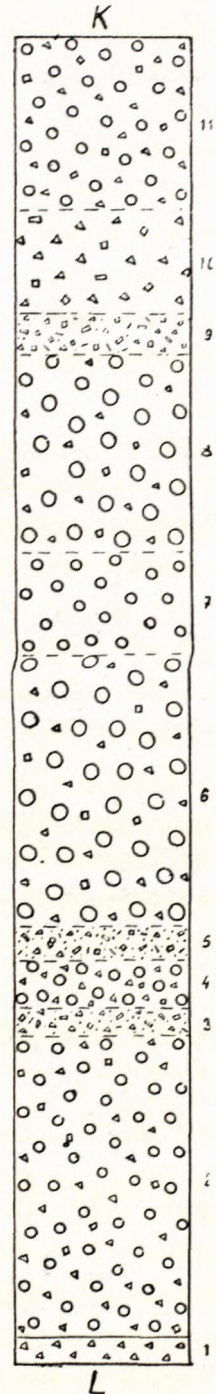


Obr. 1. Litologický profil permom — Čierna hora (A—B). a) *súvrstvie zlepcov*: 1-brekcie (fialové kvarcity, kremeň, pieskovce, tmavé bridlice); 2-fialové bridlice; 3-brekcikonglomerát (fialové celistvé a hrubozrnné kvarcity, vodobiely kremeň, tuť kremitého porfýru, fialové bridlice); 4-konglobrekcie; 5-brekcikonglomerát (fialové celistvé kvarcity, šedé jemnozrnné kvarcity, kremeň s hematitom); b) *súvrstvie vulkanicko-sedimentárne*: 6-drobové bridlice; 7-brekcie; 8-hrubopiesčité bridlice; 9-konglobrekcie (fialové a svetlošedé jemnozrnné kvarcity); 10-bridlice s vložkami fialových a zelených kremitých porfýrov a ich tufov; 11-konglobrekcie (fialové a svetlošedé kvarcity, fialový kremitý porfýr, kremeň, tuť kremitého porfýru); 12-šedožlté pieskovce a kremence; 13-konglobrekcie (fialové a svetlošedé kvarcity, fialový kremitý porfýr, kremeň).

Obr. 2. Litologický profil permom — Čierna hora (C—D). a) *súvrstvie zlepcov*: 1-bazálne brekcie (diabáz, diabázový tuť, amfibolit); 2-hrubopiesčité bridlice; 3-brekcikonglomerát (fialové strednozrnné a celistvé kvarcity, vodovobiely a mliečnobiely kremeň, fialové bridlice); 4-konglobrekcie (fialové jemnozrnné kvarcity, vodovobiely, kremeň, fialové bridlice, svetlozelený metamorfovaný kremitý porfýr a tuť kremitého porfýru); 5-konglobrekcie (fialové jemnozrnné kvarcity, vodovobiely a mliečnobiely kremeň, hematit) b) *súvrstvie vulkanicko-sedimentárne*: 6-hrubopiesčité bridlice a droby; 7-fialové kremité porfýry; 8-konglobrekcie (fialové a šedé kvarcity, fialový kremitý porfýr, vodovobiely kremeň); 9-šedožlté pieskovce a kremence; 10-tuť kremitého porfýru.

Obr. 3. Litologický profil súvrstvím zlepcov — Biele Vody (E—F). 1-žltohnedé kremence; 2-brekcie (amfibolit, diabázový tuť, žltohnedé kremence); 3-hrubopiesčité sludnaté bridlice; 4-brekcikonglomerát (jemnozrnný fialový kvarcit, kremeň, svetlý kvarcit, fialový kremitý porfýr); 5-drobové bridlice; 6-brekcie; 7-brekcikonglomerát (vodovobiely kremeň, slabofialový jemnozrnný kvarcit, svetlý kvarcit, zelený kremitý porfýr).

Obr. 4. Litologický profil súvrstvím zlepcov Cyriacka — V. Knota — Muráň (K—L). 1-brekcie (kremeň, sericitický fylit); 2-brekcikonglomerát (fialové jemnozrnné kvarcity, svetlé a tmavošedé jemnozrnné kvarcity, mliečnobiely a vodovobiely kremeň, zelené metamorfované kremité porfýry); 3-drobové bridlice; 4-brekcikonglomerát; 5-drobové bridlice; 6-konglobrekcie (fialové svetlé a svetlošedé jemnozrnné kvarcity, fialové bridlice, mliečnobiely a vodovobiely kremeň, fialový a zelený kremitý porfýr); 7-brekcikonglomerát (fialové jemnozrnné kvarcity, fialové bridlice, vodovobiely a mliečnobiely kremeň, hematit); 8-konglobrekcie (fialové a svetlé jemnozrnné kvarcity, vodovobiely a mliečnobiely kremeň); 9-drobové bridlice; 10-brekcie; 11-brekcikonglomerát (fialové jemnozrnné kvarcity, svetlé a šedé jemnozrnné kvarcity, vodovobiely kremeň, fialové bridlice).



Čiernej hory. Fialový a zelený kremitý porfýr, ktorý sa v Bielovodskej doline vyskytuje v valúnoch najvyššej časti súvrstvia, v oblasti V. Knoly je prítomný asi v strede súvrstvia. Valúny sú menej opracované ako na Čiernej hore, s mierne stúpajúcou tendenciou od bázy k vrchu súvrstvia. Aj v prípade svetlých a šedých kvarcitov sa stretávame so zaujímavou skutočnosťou. Kým v profile K—L svetlé kvarcity podieľajú sa podstatnou mierou na zložení konglobrekcií a ich opracovanosť dosahuje I.—II. stupňa, na Čiernej hore sa vyskytujú sporadicky a sú lepšie opracované (II.—III. stupeň). Domnievame sa, že rozšírenie svetlých a šedých kvarcitov v študovanom území môže byť prejavom určitej zákonitosti, odzrkadľujúcej smer prínosu materiálu do permského sedimentačného priestoru.

Záverom môžeme povedať, že zloženie valúnového materiálu je v podstate dosť monotónne. Niektoré horninové zložky sú zastúpené v zlepencoch v regionálnom meradle (fialové kremence, kremeň a sčasti svetlé a šedé kvarcity), iné iba lokálne (ako odraz bázy, na ktorú perm transgredoval a vyskytujú sa hlavne v bazálnej časti súvrstvia, alebo ich výskyt súvisí s intersedimentárnou tektonikou). Vo vrchných častiach súvrstvia bazálnych zlepenčov pristupujú fialové kremité porfýry, pochádzajúce zo stratigraficky nižších permských výlevov, ktoré podľahli erózii. Opracovanosť valúnov vo všeobecnosti je nízka; mierne stúpa od bázy k vrchným častiam súvrstvia, pričom v západnej časti územia je vyššia ako vo východnej. Na viacerých miestach v súvrství bazálnych zlepenčov vystupujú konkordantne uložené telesá jemnozrnných až celistvých diabázov, ktoré lokálne majú charakter diabázových tufitov.

Nad zlepenkami nasleduje *súvrstvie pestrých bridlíc, pieskovcov* (rôznej zrnitosti), drobových bridlíc, drôb a kremencov s vložkami brekcií až konglobrekcií a so syngenetickými polohami kremitých porfýrov, ich tufov a tufitov. Mocnosť tohto súvrstvia je veľmi premenlivá (medzi Gápľom a Dobšinskou Mašou iba niekoľko desiatok metrov, alebo úplne chýba). Pre štúdium tohto súvrstvia je najvhodnejšia Čierna hora. V litologických profiloch A—B a C—D je tento stratigrafický sled: spodnú časť súvrstvia tvorí pestrý komplex sedimentov: droby, drobové bridlice, bridlice a pieskovce. Droby majú v podstate podobné zloženie ako zlepenca, iba ich úlomky sú menšie a spravidla v nich pribúda svetlá sluda. Bridlice sú ílovité, miestami majú kremitejší charakter a často nepravidelne prechádzajú do piesčitých facií. Polohy brekcií a konglobrekcií sú zložené prevažne z fialových a svetlošedých kvarcitov, kremeňa a fialových bridlíc.

Vyššie v pestrom súvrství bridlíc, drôb a pieskovcov sa vyskytujú kremité porfýry, ich tufy a tufity — prvé aj v najvyššej časti súvrstvia zlepenčov S od Gápľa. Sú najčastejšie fialovej, vzácnejšie zelenkavej farby. Nad kremitými porfýrmi (SV od k. Čierna hora) nasledujú konglobrekcie. Valúny sú pomerne značne opracované, len fialové a zelené kremité porfýry, pochádzajúce z podložného výlevu kremitých porfýrov, sú ostrohranné, prípadne slabo zaoblené. Nad konglobrekciami nasledujú šedožlté pieskovce až kremence v pruhu premenlivej

mocnosti po celej dĺžke od Z až po Dedinky. Východnejšie sa objavujú S od Haniskovej; sú šedej až svetlohnedej farby, často s limonitovými povlakmi. Prevládajú variety jemnozrnné, avšak v bazálnych častiach možno pozorovať zväčšenie zrna (až 3 mm). Kremence sú často preniknuté nepravidelnou sieťou epigenetických žiliek kremeň-karbonátových.

Najvyšším členom permského súvrstvia SZ od Čiernej hory sú *konglobrekcie s valúnnymi kremitých porfýrov*; SV od Čiernej hory nad kremencami je menšia poloha zelených kremitých porfýrov, na ktoré naväzujú fialové bridlice. Nevylučujeme možnosť ich priradenia k mladšiemu útvaru, no pre jednoznačné pričlenenie k mezozoiku nemáme presvedčivé dôkazy.

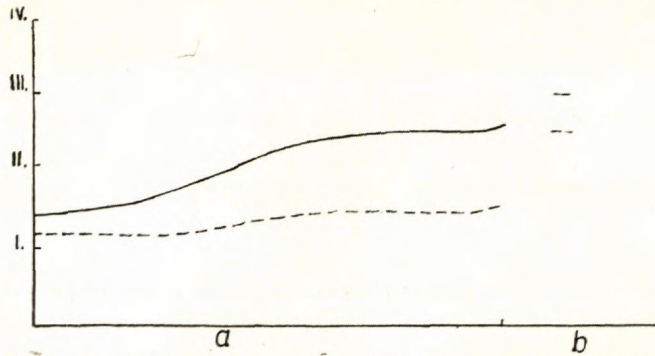
Petrografické zloženie valúnového materiálu

Na zložení permských psefitov sa zúčastňuje cca 15 horninových typov; niektoré z nich v meradle regionálnom, iné iba lokálne a sporadicky. Prevládajúcou horninou sú kvarcity; dominujú fialové, svetlošedé a žlté. Sú veľmi húževnaté, prevažne jemnozrnné, menej strednozrnné. Tvar kremenných zŕn je väčšinou ostrohranný. U jemnozrnných kvarcitov sa oproti strednozrnným zvyšuje podiel v podstate izometrických zŕn. Deštrukcie sa prejavujú porušením mriežky (undulózne zhášanie), až úplným popraskaním zŕn. Tlakový fenomén je doložený jemnozrnným agregátom kremeňa na hraniciach zŕn, ktoré vznikli drvením okrajov. Metamorfnú orientáciu kremenných zŕn, ktorá sa prejavuje v prednostnom usporiadaní zŕn, pozorujeme výraznejšie iba miestami. Kvarcity sú prevažne nerovnomerne zrnité, zrnká bývajú 0,050 až 0,80 mm veľké. Zrná väčších rozmerov sú buď nepravidelne roztrúsené v jemnejšej frakcii, alebo sa jednotlivé frakcie zoskupujú do určitých polôh s pozvoľnými prechodmi. U polymiktného tmelu kvarcitov je stálou súčiastkou kremeň a sericit, u fialových kvarcitov pristupuje hematit, u žltošedých limonit. Hematit sa vyskytuje vo forme práškovitého pigmentu, jemných zrníčok, alebo i väčších indivíduí alotriomorfného obmedzenia. Limonit vytvára šmuhovité formy. U polymiktného tmelu pozorujeme výrazné paralelné usmernenie (tmel rešpektuje formu kremenných zŕn a často má zvlnený priebeh). Sýtosť fialového kvarcitu závisí od množstva hematitu. Z ďalších súčiastok v tmele je prítomný chlorit a biotit, vytvárajúci jemné lištičky (cca 0,05 mm), čiastočne baueritizované. Biotit sme pozorovali iba u fialových kvarcitov. Z akcesorických minerálov pristupuje izometrický zirkón.

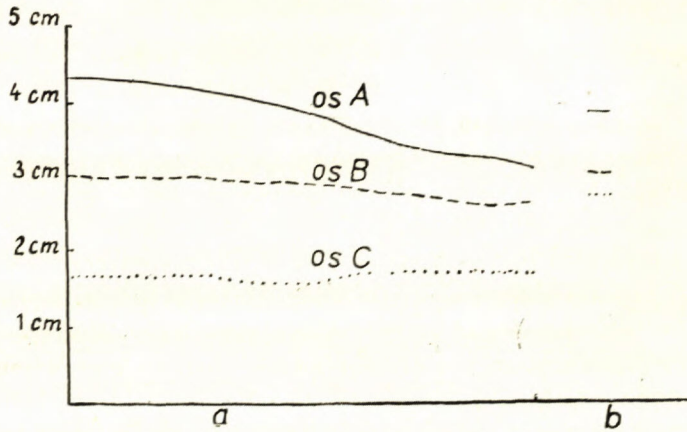
Osobitnú pozornosť sme venovali *porfýrom*, ktoré tvoria buď samostatné polohy, alebo sú prítomné ako valúnový materiál. Výlevy permských kremenných porfýrov nachádzame v najvyššej časti súvrstvia zlepcov a v súvrství vulkanicko-sedimentárnom. Ich valúny sa vyskytujú ojedinele vo vyšších častiach súvrstvia zlepcov a hojne v konglobrekciách vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia.

Na základe mikroskopického štúdia môžeme permské kremenné porfýry rozdeliť podľa stupňa metamorfózy na: temer nemetamorfované a slabo metamor-

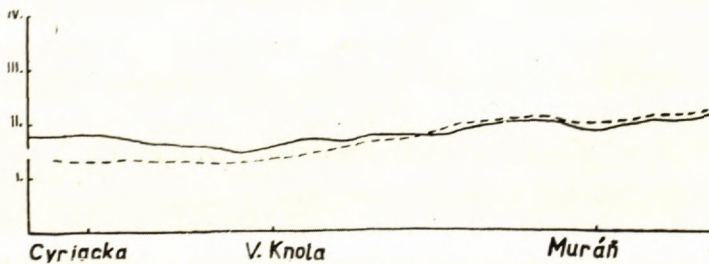
fované. Do prvej skupiny priradujeme porfýry z vrchnej časti súvrstvia zlepcov a z valúncov, sčasti aj z vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia (tieto sú však už relatívne viac metamorfované). Porfýry slabo metamorfované sa nachádzajú



Obr. 5a. Stupeň opracovania fialového kvarcitu (—) a kremeňa (— —) v profile C—D: a) súvrstvie zlepcov; b) súvrstvie vulkanicko-sedimentárne.



Obr. 5b. Rozmery fialového kvarcitu v profile C—D: a) súvrstvie zlepcov; b) súvrstvie vulkanicko-sedimentárne.



Obr. 6. Stupeň opracovania fialových (—) a svetlých (— —) kvarcitov v profile K—L.

v súvrství vulkanicko-sedimentárnom. Tento fakt je asi odrazom odlišnej plasticity hmoty.

Kremenné porfýry v najvyšších častiach súvrstvia zlepcov majú fialovú farbu a sú celistvé. Megaskopicky majú výraznú porfyrickú štruktúru, s jemnozrnnou základnou hmotou. Ako porfyrické výrastlice vystupujú kremeň, ortoklas, menej biotit. Výrastlice kremeňa (0,3–0,7 mm) sú zvyčajne intenzívne magmaticky korodované, zriedkavé sú aj tvary idiomorfne, prierezy hexagonálnej bypiramídy, typické pre výlevné horniny. Undulózne zhášanie u nich v podstate nepozorujeme. Výrastlivce ortoklasu sú zriedkavejšie, iba sčasti podliehajú premene — sericitizácii. Ide o počiatkové štádium, ktoré prebieha od okrajov a po štiepných trhlinách výrastlíc. Zriedkavý biotit pozdĺžnych prierezov je čiastočne baueritizovaný. Základnú hmotu tvorí hlavne kremeň (veľkosť zrna 0,01–0,03 mm), len nepatrne sericit a nepravidelne roztrúsený hematit (vo forme zrníčok a prášku). Štruktúra základnej hmoty je granitická až mikrogranitická, paralelné usporiadanie nepozorujeme.

Valúny kremenných porfýrov vykazujú niekedy aj vyššie štádium premeny ortoklasov a nevýrazné usmernenie základnej hmoty, zjavné hlavne v súvrství vulkanicko-sedimentárnom. Valúny majú makroskopicky masívny vzhľad, avšak už s náznakmi paralelnej textúry. Primárne minerálne zloženie sa nemení, rozdiel je iba v intenzite premeny a vzniku deuterogénnych minerálov. Undulózne zhášanie výrastlíc kremeňa je častejšie, rozpukanie vzácne. Intenzívnej premene podľahli výrastlice ortoklasu, často sa zachovali iba relikty ortoklasu, prípadne celá výrastlica je nahradená agregátom jemne šupinkovitého sericitu. Biotit je čiastočne chloritizovaný. V základnej hmote pozorovať zvýšené množstvo sericitu a čiastočne orientáciu minerálov základnej hmoty.

Kremenné porfýry slabometamorfované sú viazané na súvrstvie vulkanicko-sedimentárne. Makroskopicky majú zelenošedú farbu. Výrastlice kremeňa, uložené v jemnozrnnnej základnej hmote, sú šošovkovito vyťahnuté, lokálne slabo pigmentované Fe, izometrické, niektoré sú pretiahnutého tvaru, undulózne zhášajúce; rozpukanie výrastlíc nepozorujeme. Prítomné sú i prierezy hexagonálnej bipyramídy. Výrastlice sú intenzívne magmaticky korodované, pričom zálivky a kanály sú vyplnené jemnozrnným agregátom bázy. Výrastlice živcov (ortoklasy) sú asi 3× zriedkavejšie ako výrastlice kremeňa. Ortoklasy sú intenzívne sekundárne premenené. V miestach preexistujúcich výrastlíc sú pseudomorfózy sericitu. Zriedkavé výrastlice biotitu (pozdĺžne rezy) sú chloritizované. Minerály základnej hmoty sú premenené na minerály skupiny sericitu, chloritu a hematitu. Základná hmota je výrazne usmernená; rovnako ako limonit, zoskupujú sa šupinky sericitu do paralelných prúžkov, lokálne jemne sprehybaných (hlavne pri styku s výrastlicami kremeňa). Metamorfne usporiadanie deuterogénnych minerálov základnej hmoty je rovnobežné. S kremennými porfýrmi vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia vystupujú aj ich tufity šedej, prípadne šedozelenej farby, celistvého vzhľadu.

Minerálne zloženie vulkanickej zložky je rovnaké ako u kremenných porfýrov. Sedimentárnu zložku tvorí klastický kremeň (0,01—0,16 mm) a jemné šupinky sericitu. Pod mikroskopom vidíme striedanie sedimentárnej a vulkanickej zložky, ktorá prevláda.

Tektonické poznámky

Ako sme už uviedli, v miestach, kde perm transgreduje na rakoveckú sériu, v bazálnych valúnoch permských zlepcov vyskytujú sa horniny rakoveckej série. Bezprostrednú bázu súvrstvia permu tvoria v podstate brekcie šedozelenej farby. Valúnový materiál sa skladá asi na 80 % z hornín rakoveckej série (zrnité diabázy, diabázové tufy a tufity a chloriticko-sericitické fylity). Bridličnatosť diabázových tufitov a chloriticko-sericitických fylitov je totožná s vrstevnatosťou, vzácne vidno drobné zvráskovanie vrstvej bridličnatosti. Pri mikroskopickom pozorovaní minerály zo skupiny sericitu a chloritu sú výrazne lineárne usporiadané. Dlhšie osi sú paralelné, kolmé na výsledný vektor tlaku. Ak je hornina drobno zvrásnená, sú minerály v exponovaných miestach prehýbané. U zrnitých diabázov pozorujeme iba puklinovú bridličnatosť. Usmernenie metamorfných minerálov v hornine odpovedá plochám bridličnatosti, pozorovaným megaskopicky. Iné tektonické prvky sme na valúnoch rakoveckej série nepozorovali. Vznik vrstvej bridličnatosti pripisujeme hercýnskym vrásnivo-metamorfným pochodom. Alpínsky pôvod bridličnatosti vylučujeme, pretože priestorová orientácia valúnov a vrstvej bridličnatosti v zlepcoch je rôzna a nerešpektuje vrstevnatosť, resp. bridličnatosť zlepcov. Vo valúnoch z rakoveckej série nepozorujeme priečnu bridličnatosť (vzhľadom na vrstevnatosť), súvisiacu s alpínskymi vrásnivo-metamorfnými pochodmi.

O existencii predpermšej metamorfózy svedčia i valúny kvarcitov v permských zlepcoch. Polymiktný tmel kvarcitov (zloženia kremeň-sericit-chlorit a rudný pigment) má výraznú paralelnú štruktúru s lineárne usmernenými komponentmi. Asociácia metamorfných minerálov svedčí o epizonálnych podmienkach metamorfózy.

Obdobie po karbóne a pred transgresiou permu sa vyznačovalo intenzívnou denudáciou, o čom svedčí pestrá členitosť podkladu, na ktorý perm sedimentuje i niektoré znaky valúnového materiálu bazálnych častí permu. Valúny zlepcov (valúnový materiál) sú málo opracované, smerom do nadložia intenzívnejšie. Vytriedenie valúnov je nedokonalé a zvrstvenie nepravidelné. Iba zriedkavo pozorujeme nevýrazné gradačné zvrstvenie. Tieto i ďalšie znaky dokazujú, že ide o materiál preplavený na menšiu vzdialenosť. Z veľkosti a opracovanosti valúnov (od bázy k nadložiu) i z litologickej charakteristiky usudzujeme, že ide o kontinentálno-limnickú sedimentáciu. Terigénna sedimentácia (vo vyšších častiach súvrstvia zlepcov sa materiál usadzoval už ďalej od okrajov sedimentačnej panvy) prechádza asi do lagunárnej (sedimentácia jemnejšieho detritu). Z celko-

vého charakteru súvrstvia zlepcov (striedanie rôzne opracovaného materiálu s vložkami bridličnato-piesčitými, s valúnmi permských fialových bridlíc a kremenných porfýrov vo vyšších častiach súvrstvia) usudzujeme, že sa tu uplatnila intersedimentárna tektonika zdvihového charakteru, intenzívnejšia vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství. V celom permskom súvrství pozorujeme teda niekoľko erozívnych cyklov. Vrstevnatosť v pefitickom komplexe bolo možné skúmať len tam, kde v zlepcoch je piesčitá zložka. Plochy bridličnatosti v celom území sa ukláňajú k J, JV a JZ pod uhlom 20–40° (iba v dislokačne metamorfovanej zóne medzi Mlynkami cez Prostredný Hámor po Palcmanskú Mašu až 70°). Vrstevnatosť býva totožná s bridličnatosťou; iba v bani Mlynky (štôľňa Ján I. a šachta František, kde má bridličnatosť úklon cca 70° (na styku karbón—perm), vrstevnatosť má úklon miernejší. Úklon bridličnatosti sa smerom do tektonického podložia (perm) znižuje (až na 20°). Systém puklín v permských zlepcoch má prevažne smer SZ—JV s úklonom k JZ, úklon 70 až 90°

V súvrství zlepcov sa v značnej miere uplatnila dislokačná metamorfóza, hlavne v bazálnych častiach na styku s podložnými horninami. Perm je dislokačne metamorfovaný pozdĺž karbónu a dá sa súvisle sledovať od Hoptgartenbergu po Mlynky a ďalej na južných svahoch Veľkej Knoly. Relatívne slabšiu dislokačnú metamorfózu pozorujeme na styku permu s amfibolitom od Bielych Vôd smerom ku Gápľu. Dislokačne metamorfované zóny sa nachádzajú i vo vyšších častiach súvrstvia zlepcov. Ich dislokačné pásma majú rovnaký charakter; generálny smer je V—Z, s úklonom generálne k J. Dislokačné pásma na báze súvrstvia zlepcov majú úklony strmšie ako pásma vo vrchnejších častiach súvrstvia. Permské zlepenice v miestach dislokačne metamorfovaných podľahli intenzívnej premene, sú výrazne usmernené podľa *s*-plôch. Vplyvom metamorfózy bol tmel sericitizovaný, takže zlepenice strácajú svoje typické červenohnedé sfarbenie. Epizodálnu premenu tmelu sme lokálne pozorovali i mimo týchto zón. Metamorfnú asociáciu minerálov predstavuje sericit, sporadicky aj chlorit, ktorých obsah závisí od charakteru tmelu, ktorý býva v permských pefitoch kremitý, kremito-ílovitý, kremito-jemne drobovitý, prípadne s ílovitou prímесou. Podiel tmelu a valúnového materiálu, resp. jeho zloženie je veľmi variabilné. V zásade však smerom od bázy k nadložíu sa mierne zvyšuje podiel tmelu a v najvyšších častiach súvrstvia zlepcov prevláda tmel kremitý a kremito-drobovitý, ktorý nadobúda charakter bazálneho tmelu.

Záver

Súvrstvie permských zlepcov reprezentujú polymiktné konglomeráty; na ich zložení sa podieľa cca 15 typov hornín, z ktorých väčšina sa vyskytuje len lokálne, iba fialové kvarcité a kremeň sú regionálne rozšírené.

Opracovanosť valúnov mierne stúpa od bázy k nadložíu a od východu na západ. Podľa stupňa opracovanosti delíme permské pefity na brekie-brekciokonglome-

ráty-konglobrekie-konglomeráty. Intersedimentárna tektonika spôsobuje, že vo vyšších častiach súvrstvia zlepcov sa vyskytujú podložné horniny permu. Permské psefity vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství sa líšia od zlepcov lepším opracovaním valúnov a zvýšeným podielom valúnov kremenných porfýrov. Tmel zlepcov v spodných častiach súvrstvia zlepcov je prevažne jemne drobovitý, pórový. Vo vyšších častiach pribúda kemitá substancia, vyššie je tmel kemitý, bazálny.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval inž. R. Marschalko.

LITERATÚRA

- [1] Biely A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geologické práce, Zprávy 5, Bratislava. — [2] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. Geologické práce, Zošit 55, Bratislava. — [3] Chabakov A., 1933: Kratkaja instrukcija dlja polevovo issledovanija konglomeratov. Gosud. nauč.-tech. geol. razv. izd. Moskva. — [4] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zborník IV/1–2, Bratislava. [5] Ivanov M., 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geologické práce, Zošit 45, Bratislava. — [6] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. VII/1–2, Bratislava. — [7] Maheľ M., 1950: Príspevok ku stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zborník I/1, Bratislava. — [8] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemerídnej synklynály, Geol. zborník IV/1–2, Bratislava. — [9] Ruchin L. B., 1953: Osnovy litologii. Leningrad–Moskva. — [10] Sarkisjan S. G. — Klimova L. T., 1950: Orientirovka galek i metody ich izučeniija dlja paleografických postrojenij, Moskva. — [11] Unrug R., 1957: Współczesny transport i sedimentacja zwirow w doline Dunajca. Acta geologica polonica, Vol. 7, Warszawa. — [12] Žukov F. J., 1963: Perspektivy vyhladávania vzácnych kovov v efuzívno-sedimentárnych komplexoch permu v Slovenskom rudohorí. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava.

ŠTEFAN BAJANÍK

DIE GERÖLLENANALYSE DER PERMISCHEN PSEFFITE AUF DEM BLATT HRANOVNICA

Im Zusammenhang mit der geologischen Kartierung auf dem Blatt Hranovnica im Zips-Gömörer Erzgebirge wurden auch Geröllanalysen durchgeführt, deren Ergebnisse in diesem Artikel veröffentlicht sind. In studierten Schichten ist folgende Schichtenabfolge der Permschichten: a) Konglomeraten-Schichtfolge (überwiegend Pseffite); b) sedimentar-vulkanische Schichtfolge (Sandsteine, Schiefer, mit Pseffiteinschaltungen und mit Horizont der Quarzporphyre und deren Pyroklastika).

Permische Pseffite stellen eine Fazies der polymikten Konglomerate dar. Auf deren Zusammensetzung beteiligen sich etwa 15 verschiedene petrographische Gesteinstypen, von welchen der wesentliche Teil nur im lokalen Masse verbreitet ist (als Einfluss der Basis). Die Dimensionen einzelner Gerölle schwanken zwischen 4 mm und 5 cm (vereinzelt auch darüber). Dem Hangenden zu reduzieren sich die Dimensionen einzelner Gerölle und steigt ihre Abrundung. Gleichzeitig steigt auch der Anteil der Bindemasse, die sich in dieser Richtung auch verfeinert.

Die in der sedimentar-vulkanischen Schichtfolge auftretenden Pseffite sind noch mehr abgerundet, mit viel höherem Anteil der Quarzporphyr-Gerölle.

ŠTEFAN BAJANÍK

CHARAKTERISTIKA ZÁKLADNÝCH TEKTONICKÝCH PRVKOV RAKOVECKEJ SÉRIE V SZ ČASTI GEMERÍD

Rakovecká séria predstavuje svojráznu vulkanogénno-sedimentárnu formáciu v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Vhodné litologické zloženie série (prevaha diabázových tufitov, vhodných pre tektonické štúdium) i pomerne dostatočný počet odkryvov dovoľuje presnejšie charakterizovať jej stavbu.

Prvotná bridličnatosť rakoveckej série (prevažne totožná s vrstevnatosťou — symbol S_1 , resp. $V = S_1$) je produktom hercýnskych vrásnivo-metamorfných pochodov a charakterizuje ju epimetamorfná minerálna asociácia. Plochy prvotnej bridličnosti majú generálny smer $V-Z$ so stáčaním sa na SV až V , resp. JZ až Z vo východnej časti územia. Úklon bridličnosti je k severu i k juhu (s menšími odchýlkami) v intervale $30-80^\circ$. Tento v podstate monotónny priebeh prvotnej bridličnatosti potvrdzuje, že vrásy malých polomerov v rakoveckej sérii sú len jediným zjavom (R o z l o ž n í k 1961).

Pri štúdiu prvotnej bridličnosti sme zistili vrásovú stavbu rakoveckej série s jednotlivými synklinálnymi a antiklinálnymi pásmami. Vyhodnotením reálnych osí vrás i ostatných lineárnych tektonických prvkov spresnil sa priebeh jednotlivých štruktúrnych pásiem.

Synklinálne pásmo Babinej (B a j a n í k 1962) pokračuje cez Holičky smerom na Pálenicu (k. 1114,6), kde dochádza k jeho elevácii. Os syklinály má generálny priebeh $V-Z$. Objavuje sa opäť v oblasti Čiernohorských kúpeľov, stáčajúc sa do $SVV-JZZ$ smeru, a pokračuje na Krivé Pole a Holý vrch (k. 1015,6). Paralelne s touto syklinálou prebieha severnejšie hnilecká antiklinála (B a j a n í k 1962), ktorá V od obce Hnilec prechádza tiež do elevácie a objavuje sa opäť S od Nálepkova; jej ďalší priebeh nie je nám zatiaľ známy.

Vrásová stavba rakoveckej série (ako vyplýva z rozdielnych hodnôt prvotnej bridličnatosti v jednotlivých ramenách vrás, z ich odlišnej dĺžky a zo štúdiá vrás malých polomerov) má severnú vergenciu. Reálne osi vrás generálneho smeru

S—J, ktoré možno ojedinele (cca 30 meraní v predmetnom území) pozorovať v rakoveckej sérii, svedčia o tom, že pri celkovom pohybe od J na S sa uplatnili i stesňovacie pohyby V—Z smeru.

Prvotná bridličnatosť (ako sme už spomenuli) je produktom hercýnskych tektonických pochodov, najpravdepodobnejšie bretónskej fázy. Nasvedčuje tomu (okrem iného) i valúnový materiál v bindt-rudňanských zlepenkoch. Analýzou tohto materiálu zo severných svahov Gugla a južných svahov V. a M. Knoly sa zistilo, že horniny rakoveckej série majú vrstevnú bridličnatosť, prejavujúcu sa usmerenými metamorfnými minerálmi epizóny; ich priestorové usporiadanie odpovedá plochám vrstvej bridličnatosti, pozorovanej megaskopicky. Valúnový materiál je usporiadaný „chaoticky“.

Druhotná bridličnatosť (S_2) je významný tektonický element v rakoveckej sérii, má transverzálny priebeh voči prvotnej bridličnatosti. Je vyvinutá v regionálnom meradle, pričom nerešpektuje hercýnsku vrásovú stavbu, ale má monoklinálny charakter a generálne upadá k juhu. Jej plochy majú V—Z smer s menšími odchýlkami; avšak západne od Mlyniek (Rozložník 1961) sa stáčajú k JZ. Pri orientačnom meraní V od Nálepkova sme konštatovali pozvoľnú zmenu V—Z smeru na SVV—JZZ. Úklon priečnej bridličnatosti sa pohybuje od 25 do 40°, ojedinele (napr. prešmykové zóny) i viac. Pozoruhodné je, že v južnejších častiach série sú úklony plytšie ako v severnejších.

Pomer plôch bridličnatosti S_2 k $V = S_1$ je podmienený pozíciou $V = S_1$; má zväčša transverzálny ráz (so širokou škálou uhlových hodnôt, niekde sa blíži až k nulte hodnote, resp. k prekryvaniu plôch $V = S_1$ a S_2). Vývoj druhotnej bridličnatosti závisí hlavne od fyzikálno-mechanických vlastností hornín, zvýšenej tektonickej exponovanosti v určitých častiach územia (napr. prešmykové zóny v samotnej sérii, prípadne na styku s inými útvarmi), ako i od pozície plôch $V = S_1$ (duplicita plôch a tým ich zvýraznenie mladšou deformáciou). Preto u diabázových hornín, teda u rigidných členov série, má druhotná bridličnatosť skôr charakter puklinový, prípadne vôbec nie je vyvinutá. Niekde však, napr. v oblasti dislokačných pásiem sa druhotná bridličnatosť uplatnila veľmi intenzívne, čo sa odráža i vo výslednom pometamorfnom litologickom zložení hornín (napr. fylitizácia diabázov). Plastickejšie členy série, najmä diabázové tufity s prevahou sedimentárnej (pôvodnej pelitickej) zložky a niektoré druhy fylitov, sú prestúpené často hustým radom plôch druhotnej bridličnatosti (až v mm intervaloch).

V závislosti od spomenutých faktorov (napr. južne od Rakovca) môže druhotná bridličnatosť zastierať až zotierať bridličnatosť prvotnú, pričom máva strižný charakter (Bajaník 1962). Z uvedeného vyplýva, že prvotná a druhotná bridličnatosť nie sú geneticky späté, a teda nie sú výsledkom jedného tektonického cyklu. Na základe analýzy valúnov rakoveckej série v bindt-rudňanských zlepenkoch, ďalej morfológického vzťahu $V = S_1 : S_2$ i vzťahu S_2 a s nimi spätých lineárnych prvkov usudzujeme, že sú výsledkom alpínskych tektonických pochodov.

Z lineárnych prvkov na plochách S_2 sme zistili drobné vráskovanie. Osi vrás, geneticky späté s druhotnou bridličnatosťou, sa nám nepodarilo zistiť. Vzťah lineárnych prvkov hercýnskych a alpínskych, je nateraz predmetom štúdia; miestami sa zistila medzi nimi jemná smerová diskordancia. V oblasti Rakovca sme na plochách S_2 v niekoľkých prípadoch zistili veľmi drobné vráskovanie, ktorého smer je totožný s úklonom plôch S_2 . V súhlase s Rozložníkom (1961) predpokladám, že súvisí s priečnym vrásnením S_2 plôch. Sporadicky pristupuje v rakoveckej sérii bridličnatosť S_3 (napr. Hnilec, Nálepkovo), spätá prevažne s plastickými členmi série.

Nakoniec ešte niekoľko poznámok o vzťahu niektorých tektonických prvkov mladšieho paleozoika k tektonickým prvkom rakoveckej série. Plochy vrstevnatosti karbónu a permu upadajú (hlavne J od čiary Závadka—Sosninka) k JV, lokálne až JVV, v intervale od 30 do 60°. Druhotná bridličnatosť sa vyskytuje sporadicky a upadá k juhu až JV. Namerané hodnoty vrstevnatosti svedčia o symetrii karbónu a permu. Naproti tomu medzi priebehom a úklonom vrstevných plôch karbónu a permu a prvotnou bridličnatosťou rakoveckej série (J od Závadky má smer V—Z, resp. SVV—JZZ, úklon generálne k S), je azimutálna i uhlová diskordancia.

Zo symetrického priebehu karbónu a permu vyplýva, že oba útvary boli spolu vrásnené. Pritom treba zdôrazniť, že určité genetické vzťahy existujú medzi plochami S_2 u rakoveckej série a u permu a karbónu (Rozložník 1961). Že karbón nepodľahol vrásnivo-metamorfným pochodom pred permom, potvrdzujú i nasledovné skutočnosti: valúnový materiál karbónu v permských zlepencoch (na báze permu, ak transgreduje na karbón napr. na Čiernej hore a pri Mlynkách) nemá žiadne tektonické prvky, ktoré by prechádzali z obdobia pred jeho sedimentáciou; v karbone medzi Lányiho Hutou a Závadkou lokálne vystupujú útržky permských pselitov, menej psamitov, prevažne dislokačne metamorfovaných; ich tektonické prvky sú paralelné s karbónom. Vlastný komplex permu vystupuje severnejšie. Pozícia týchto útržkov by sa dala ťažko vysvetliť, keby sme pripustili zvrásnenie a metamorfózu karbónu pred sedimentáciou permu. Proti existencii osobitnej horotvornej fázy medzi karbónom a permom svedčia i výsledky drobnotektonických štúdií z okolia Dobšinej a Radzima (Šnoppko 1962).

Porovnaním tektonických prvkov rakoveckej série, karbónu a permu vidíme, že medzi plochami prvotnej bridličnatosti rakoveckej série na jednej a karbónu a permu na druhej strane, ako aj druhotnej bridličnatosti všetkých útvarov, existuje tektonická disharmónia. Stretávame sa tu s dvoma tektonickými cyklami — hercýnskym a alpínskym.

Záver

Plochy vrstevnatosti rakoveckej série a karbónu a permu v predmetnom území sa vyznačujú smerovou a uhlovou diskordanciou. Naproti tomu celkom iný je vzťah druhotnej bridličnatosti v rakoveckej sérii a v mladšom paleozoiku. Symetria

druhotnej bridličnatosti vykazuje určité genetické vzťahy v uvedených útvaroch.

Štúdiom valúnového materiálu, ktorý sa nachádza v permských zlepenkoch, najmä v báze permu, ak transgreduje na karbón (napr. oblasť Čiernej hory, Mlyniek), sme zistili, že neobsahuje žiaden tektonický prvok, ktorý by bol získal pred sedimentáciou. Na základe tejto skutočnosti možno potvrdiť názor, ktorý vyslovili už aj iní autori (Rozložník 1961; Snopko 1962), že medzi karbónom a permom sa neuplatnili vrásnivo-metamorfné pochody. Tento názor podporujú i útržky permu, vystupujúce lokálne v karbone medzi Lányiho Hutou a Roztokmi, ktoré vykazujú paralelnosť tektonických prvkov s karbónom. Lektoroval dr. Oto F u s á n.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Ažgirev G. D., 1956: Strukturnaja geologija, Moskva — [2] Bajaník Š., 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou Horou a Hnilcom. Geologické práce, Zošit 61, Bratislava. — [3] F u s á n O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. Geologické práce, Zošit 55, Bratislava. — [4] Rozložník L., 1961: Tektonické postavenie rudných ložísk medzi Dobšinou a Mlynkami. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] S n o p k o L., 1957: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geologické práce, Zprávy 11, Bratislava. — [6] S n o p k o L., 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zošit 61, Bratislava. [7] V a c h t l J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy. (Slovenské rudohoří). Sborník SGÚ XII, Praha.

ANTON BIELY

K PALEOGEOGRAFII SPODNÉHO TRIASU CHOČSKÉHO PRÍKROVU

Na II. celoslovenskej geologickej konferencii v Bratislave som predniesol schému stratigrafického členenia melafýrovej série, ktorú som vypracoval na základe jej výskumov v Nízkych Tatrách. V roku 1962 som túto problematiku (rozšírenú o Štiavnický ostrov, Tribeč, Strážovskú hornatinu) a závery z toho plynúce rozviedol v kandidátskej práci, výťah z ktorej je predmetom tejto publikácie.

Okrem spodného triasu bolo v melafýrovej sérii možné odlišiť aj sedimentárne a vulkanické komplexy, zastupujúce perm a karbón. Jej vrstevný sled je tento:

1. V najvyššej časti série vystupuje do 50—100 m mocné súvrstvie pestrofarebných slienitých a ílovitých sludnatých bridlíc a vápencov, ktorých vek podľa početných skamenelín odpovedá hlavne vrchnému kampilu;

2. pod nimi je 100—200 m mocné súvrstvie svetlých ružovkastých a žltavých kremencov s polohami pestrých ílovitých bridlíc. Bridlice sú hlavne vo vrchnej časti a sprostredkovávajú prechod do kampilu. Stratigraficky odpovedajú (podľa polohy) seisu a spodnému kampilu;

3. pod kremencami leží hlavná masa melafýrov. Medzi oboma týmito členmi je miestami slabá poloha pestrých pelitov a psamitov, niekde priamo na melafýroch ležia kremence. Bližšie určenie veku hlavnej masy melafýrov je obťažné, najlepšie podmienky v tomto smere poskytujú Malé Karpaty. Z výskumu vrtu v Lošonci (S n o p k o v á 1963) možno predpokladať, že ide o vrchný perm.

4. v podloží melafýrov je mohutná masa (do 500 m i viac) pestrých bridlíc, pieskocov, arkóz a zlepcov so slabými polohami melafýrových vulkanitov. Vo vrchnej časti v oblasti Malužinej sú šošovkovité polohy pestrých, viac alebo menej piesčitých vápencov. Pestré bridlice a pieskovce pozvoľne prechádzajú do podložných sedimentov karbónu, a preto súdim, že aspoň časť tohto súvrstvia patrí spodnému permu.

5. Najspodnejšiu časť melafýrovej série tvorí súvrstvie sivých ílovitých, piesčitých a drobových bridlíc, arkóz a zlepcov s vulkanickými a subvulkanickými bázickými vyvrelinami. Na základe litologickej podobnosti s karbónskymi sedi-

mentmi považujeme toto súvrstvie za karbón, bližšie za vrchný karbón, prechádzajúci bez diskordancie do permu.

Táto stratigrafická schéma nie je paleontologicky doložená; logicky však vyplýva z porovnávacej litologickej analýzy a zásadne mení doterajšie predstavy o charaktere sedimentačnej panvy spodného triasu chočského príkrova a čiast. aj tektonogenetické názory M á š k u (1961) na hranicu hercýnskej a alpínskej etapy.

Z uvedeného rozdelenia melafýrového súvrstvia vyplýva, že k spodnému triasu patrí len jeho menšia časť. Preto treba revidovať predstavu o mocnosti spodného triasu chočskej jednotky a s tým súvisiace paleogeografické vývody.

Veľkou mocnosťou 1000—1500 m (A n d r u s o v 1959) sa podstatne líšil „werfen s melafýrami“ od spodného triasu ostatných jednotiek tatroveporíd. Vzťah „werfenu s melafýrami“ ku krížňanskému a tatridnému spodnému triasu sa preto chápal tak, že druhý laterálne prechádzal smerom na juh od prvého a že veľká mocnosť bola zapríčinená vývojom čiastkovej geosynklinály s náhlym poklesom a sedimentáciou za doprovodu mohutného podmorského iniciálneho vulkanizmu (A n d r u s o v 1959). Zoubek (1953) túto čiastkovú geosynklinálu porovnával s ortogeosynklinálou v zmysle Stilleho (1940) a A n d r u s o v (1959) s eugeosynklinálou v zmysle K a y a (1955). M a h e l (1961) predpokladal, že „werfen s melafýrami“, miestami mocný cez 1000 m, mohol vzniknúť i v pásme tatrid v čiastkových geosynklinálach, alebo v priekopových prepادلínach. K týmto predpokladom treba poznamenať, že mocnosť a litologický charakter spodného triasu chočskej jednotky, hlavne spodnej časti (kremencov a kremitých pieskovcov) sa podstatne nelíši od spodného triasu tatridného alebo krížňanského. Chcem tým povedať, že spodný trias vznikol zhruba za podobných paleogeografických podmienok s jednakou intenzitou klesania sedimentačnej panvy a bez väčšej magmatickej činnosti. V spodnom triase v pásme tatroveporíd a chočskom nevznikali žiadne význačnejšie orto- a eugeosynklinály, alebo priekopové prepadliny (v zmysle Zoubka, Andrusova, Maheľa). Bazálny kremenec a werfenské vrstvy chočskej jednotky majú mocnosť do 200 m a vedľa vrstiev kampilu pravdepodobne i kremence predstavujú morský sediment. Mocné súvrstvie v podloží kremencov, ktoré má charakter molasových sedimentov a je doprevádzané produktami intenzívneho vulkanizmu, patrí permokarbónu; preto tektonickú aktivitu — monutnú subsidenciu treba v chočskom príkrove vidieť v mladšom paleozoiku, rovnako ako v ostatných jednotkách Karpát. Vedľa mocnosti sa tektonická mobilita prejavuje i petrografickým charakterom permokarbónskych hornín.

V chočskom pásme teda v spodnom triase žiadna významnejšia subsidencia nebola. Z celkovej mocnosti, litologického a petrografického charakteru kremencov možno usudzovať, že oblasť chočská, tak ako tatridná, krížňanská a veporská, sa vyznačovala v spodnom triase pomerne značnou tektonickou stabilitou, pričom sedimentácia tu prebiehala za podmienok pevného kontinentálneho šelfu.

Názory o stratigrafii melafýrového súvrstvia nie sú v súlade ani so syntézou

historicko-geologického vývoja centrálnych Karpát v mladohercýnskej etape, ktorú vyložil M á š k a (1961). Podľa tejto syntézy astúrske tektonické pohyby, majúce už len ráz vertikálnych pohybov, spôsobili pomalé, ale trvalé dvíhanie slovenského bloku, výsledkom čoho bol vznik horskej pevniny (bez sedimentácie) a ukončenie hercýnskeho vývojového cyklu centrálnych Karpát. Saalské tektonické pohyby znamenajú už počiatok neoidnej geosynklinálnej subsidencie, rozhranie hercýnskeho a alpínskeho geotektonického cyklu. Táto syntéza je logická, avšak založená na predpoklade, že melafýrové súvrstvie patrí do triasu a všetky uloženiny mladšie ako karbón a staršie ako spodný trias do vrchného permu (sú posaalské). Za jediného reprezentanta vrchnokarbónskeho-spodnopermského štruktúrneho podstupňa, i to s výhradami, sa uznáva len paleozoikum v Zemplínsko ostrove. Dôsledok toho je, že geotektonický mladovarísky vývoj v Karpatoch sa javí bez molasových panví a subsekventného magmatizmu.

Veľkú časť melafýrového súvrstvia pričleňujeme k vrchnému karbónu a spodnému permu; to znamená, že molasoidné sedimenty mladovaríske predsaalské sú v Karpatoch dosť rozšírené. Z toho vyplýva, že v období medzi astúrskeho a saalským tektonickým nekludom okrem Zemplínskeho ostrova prebiehala sedimentácia molasového typu so súčasným intenzívnym klesaním, ešte prinajmenšom v chočskom pásme. Ani ostatné výskyty kontinentálneho permu — verukána nie sú všetky bezpečne vrchnopermské. Pomery v ľubietovskom pásme napovedajú, že medzi porfýrovými efuzivami a uložením ich nadložnej polymiktnej klastickej formácie došlo k hydrografickým zmenám (Z o u b e k 1930). J. K a m e n i c k ý (1961) kremité porfýry v ľubietovskom pásme považuje za prejav saalských tektonických pohybov, klastiká v ich podloží za spodný a v nadloží za vrchný perm. Rannopfalcký predvojový neklud predpokladá M á š k a (1957) i v severných gemeridách. Vrchný konglomerátový horizont severogemerídneho verukána môže byť odrazom saalských pohybov, najmä keď nie je istý spodotriasový vek nadložných psamiticko-pelitických hornin so sadrovcami a anhydritmi.

Čo sa týka vulkanizmu, nie sú zatiaľ vyriešené mnohé problémy. Pri porfýrovom vulkanizme nie je vyvrátený jeho subsekventný charakter a príslušnosť k hercýnskeho cyklu. Melafýrový vulkanizmus je tiež permský a chemizmom i formou odpovedá v podstate subsekventnému vulkanizmu hercýnskeho cyklu. To by potom znamenalo, že alpínsky cyklus zastupuje iníciaľny vulkanizmus len v gemeridách (i to neistého stratigrafického postavenia), lebo magmatické horniny, ktoré sa k nemu v chočskej jednotke počítajú, nepatria spodnému triasu.

Dôvody, ktoré M á š k a (1961) uvádza v prospech rozhrania alpínskeho a hercýnskeho cyklu do polovice permu, nie sú plne opodstatnené. V centrálnych Karpatoch je bežný vývoj molasoidných sedimentov vrchnokarbónskeho a spodnopermského štruktúrneho podstupňa subsekventného vulkanizmu. Aj vrchnopermské sedimenty sotva možno považovať za začiatok neoidnej subsidencie, keď v spodnom triase okrem južných gemeríd význačnejšej subsidencie nebolo.

V Západných Alpách sú známe zjavy inverzie subsidencie, ktorá v spodnom a strednom triase prebiehala v tých zónach, kde k nej došlo v mladohercýnskej etape. Vo vrchnom triase a jure sa tieto oblasti stali konsolidovanými platformami (Ellenberger 1958; Trümpy 1960). Naproti tomu v oblastiach, kde mladohercýnske až stredotriasové uloženiny sú málo mocné, subsidencia začína vo vrchnom triase. Preto prechod ladinu do karnu sa kvalifikuje ako kritický moment v histórii Západných Álp, ktorý znamená ukončenie vývoja posledných zvyškov hercýnskych a vznik alpínskych paleogeografických jednotiek. Nebude bez zaujímavostí pripomenúť na tomto mieste, že na základe širšieho faciálneho a paleogeografického rozboru Ronov a Chain (1961) považujú spodný trias za pokračovanie permu a za hranicu — prelom — medzi paleozoickou a mezozoickou érou — hercýnskou a alpínskou etapou považujú stredný trias (pričom stredný trias konverguje ešte k hercýnskej etape). Nechcem tým povedať, že i v Karpatoch treba rozhranie hercýnskej a alpínskej etapy klásť na hranicu ladin-karn. Spomínam to z toho dôvodu, že je viac údajov o rozhraní týchto etáp. Máškovo poňatie alpínskeho geotektonického zvratu líši sa od Stilleho i od ďalších spomínaných autorov tým, že sa kladie nižšie — do stredného permu, do oblasti, ktorá je okrem útvarov predkarbónskych stratigraficky najmenej prepracovaná. Nie je preskúmaný ani priestorový, t. j. tektogenetický vzťah mladohercýnskych subsidenčných zón k mezozoickým; napr. u západných jadier sa ukazuje divergencia štruktúr, orientácia mladohercýnskych sedimentačných priestorov nezávislá od predpokladaných alpínskych panví. Preto je dnes ťažko povedať, kde končí jeden a začína druhý geotektonický cyklus.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval dr. Ján Bystričný.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II, Bratislava. — [2] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nizkých Tatier a Tribča. Geologické práce, Zošit 62, Bratislava. — [3] Cambel B. — Kamenický J. — Krist E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribča a západnej časti Vepora. Sjazdový sprievodca XII. sjazdu ČSSMG, Bratislava. — [4] Ellenberger F., 1958: Etude géologique du pays de Vanoise. Carte géol. France. [5] Maheľ M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát. Geologické práce, Zprávy, Bratislava. — [6] Máška M., 1957: Zpráva o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria I. Zprávy o geologických výskumoch z roku 1956, Praha. — [7] Máška M., 1961: Tektonický vývoj Československa (vývoj predneoidného slovenského bloku) in Tektonický vývoj ČSR; Praha. — [8] Ronov A. B. — Chain V. E., 1961: Triasovyje litologičeskije formacii mira. Sovjetskaja geologija 1, Moskva. — [9] Trümpy R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. of the geol. soc. of America, Vol. 71, New York. — [10] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon j. od Podbrezové. Věstník SGÚ VI, Praha. — [11] Zoubek V., 1953: II. zpráva o výskumu východní části nízkotatranského jaderního pohoří. Zprávy o geol. výzk., Praha.

ROBERT MARSCHALKO

SEDIMENTÁRNE TEXTÚRY A PALEOPRÚDENIE V OKRAJOVÝCH FLYŠOVÝCH LITOFÁCIÁCH

Úvod

Sedimentologický výskum vo flyši centrálnych Karpát je významný najmä preto, že sa uskutočňuje vo flyšových litofáciách, neporušených tekton. transportom. Kým totiž flyšové litofácie mnohých geosynklinál boli v paroxysmálnom štádiu vyvrásnené a rozrušené najmä v okrajových (prikordiliérových) častiach, flyš centrálnych Karpát nebol postihnutý vrásnením. Vďaka tomu bolo možné podrobne definovať zdrojovú oblasť a skúmať litofácie v jej blízkosti, ktoré nazývame *okrajové litofácie*.

Zachované prechody litofácií od okraja zdrojovej oblasti až po os panvy umožňujú sledovať diferenciaciu a triedenie, opracovanie a rozptyl klastík, gravitačné sklzávanie, resp. stanoviť hĺbkové a topografické rozdiely v profile vyvíjajúcej sa panvy.

Prítomnosť bazálnej transgresívnej litofácie a neritické prostredie jej vzniku, dokázané makrofaunou, dáva základ pre porovnávanie sedimentárnych textúr s textúrami flyšových okrajových litofácií, ktorých prostredie vzniku sa neponíma jednotne. Takýmto porovnávaním sme dokázali, že i keď vrstvy týchto litofácií majú morfológicky výraznú, podobnú formu a hrúbku, nevznikli rovnakým mechanizmom transportu. Mnohé znaky, ktoré má plytkovodná transgresívna litofácia, chýbajú u okrajových litofácií. Z toho usudzujem, že okrajové flyšové litofácie vznikali v odlišnom prostredí, v ktorom sa uplatňovali vplyvy gravitačného transportu doprevádzaného vznikom kalových prúdov a sklzov.

Gravitačný transport, postupujúci od rôzne situovaných centier, mal za následok rozdielnú rýchlosť sedimentácie v panve a laterálne zmeny litofácií, sledovateľné najmä v rezoch kolmých na smer depozície klastík. Určoval nielen nerovnomerné narastanie litofácií, ale v miestach maximálneho vstupu zapríčinil aj lokálne erozívne zjavy, ktoré sa pri zbežnom geologickom výskume môžu preceňovať,

resp. považovať za diskordancie, doprevádzané prerušením sedimentácie. Sedi-mentologickým výskumom sme zistili, že zaplňovanie sedimentačnej panvy vo vrchnom eocéne a spodnom oligocéne sa nedialo len z bočného zdroja, ale aj pozdĺžne, zo zdrojov vzdialených, ktoré nie sú dnes známe, resp. prístupné štúdiu.

Študované litofácie tvoria súčasť Šarišských hôr v pásme S od Čiernej hory, ktoré je na západe tektonicky obmedzené od masívu Braniska, na východe od miocénu a neovulkanitov Košickej kotliny a na severe siaha až po údolie Torysy. Stratigraficky ich študoval M a r s c h a l k o (1961, 1962) a M a r s c h a l k o — S a m u e l (1960).

Priestorové vzťahy a kritériá pre členenie litofácií

Okrajové flyšové litofácie sa líšia svojím zložením jednak v podnoží zdrojovej oblasti čiernohorsko-gemerskej a jednak od okraja k osi panvy. Kým pri okraji sa skladajú prevažne z hrubých konglomerátových vrstiev, smerom k osi sa postupne redukuje ich mocnosť, hrúbka zrna, erozívne a iné prúdové prejavy; triedenie sa zlepšuje. Vrstvy v podobe plochých vyťahnutých jazykov siahajú 15—20 i viac km k osi panvy a dajú sa obťažne sledovať. Ak sa vrstvy rýchle, periodicky striedajú, vytvorila sa séria často značnej hrúbky, v ktorej prevládajú komplexy klastík a môžeme ju mapovať, ako konglomerátový flyš. Pomer klastických zložiek: konglomerát—pieskovec—ílovec sa smerom do panvy v takýchto sériách mení rýchlo v prospech pieskovcov a ílovcov. Ak sa v konglomerátovej vrstve zjemňuje zrnitosť a zrná sa progresívne triedia, znižuje sa jej mocnosť, vrstva zaniká ako jazyk pieskovca alebo siltovca v ílovcoch. Medzi hrubými konglomerátovými vrstvami pri okraji panvy ílovce zvyčajne nie sú vyvinuté, avšak smerom k osi pribúdajú a vrstvy hrubých mikrokonglomerátov a pieskovcov ležia oddelene v ílovcoch a siltovcoch. Svedčí o tom erozívny spodný povrch vrstiev, ich samostatnosť v ílovcoch a kvantitatívny pomer klast. zložiek konglomerát—pieskovec—ílovec (od zdroja smerom do panvy). Čím je pomer pieskovec—ílovec menej vyrovnaný, tým ľahšie sa dá ohraničiť stredný prevládajúci litologický komplex hornín, ako sú napr.: ílovcová litofácia, alebo konglomerátový flyš.

V rôznej vzdialenosti od okraja zdrojovej oblasti sa nachádzali v normálnych flyšových postupnostiach izolované vrstvy veľkej rozlohy a hrúbky, odlišujúce sa nápadnou zmenou granulometrického zloženia a hlavne vývojom svojráznych interných sklzových textúr, poukazujúcich na vznik podmorského sklzávania. Vzhľadom na hromadný výskyt sklzových vrstiev veľkej mocnosti mohli sme pri mapovaní vyčleniť litofáciu divokého flyša, analogického výskytom z Álp (K a u f m a n n 1870 in R. T r ü m p y 1960) a Kaukazu (N. B. V a s s o j e v i č 1948).

Z toho vidieť, že jednotlivé litofácie nemožno vyčleniť len na základe mapovania

prevládajúceho litologického komplexu hornín a ich korelácie, ale aj podľa rozdielnych sedimentárnych textúr, ktoré boli základom pre litologické rozlišovanie facií. Pomocou mapovania svojráznych textúrnych a vektorových znakov flyšových klastík, látkove a morfológicky nápadne zhodných, sme vyčlenili jednotlivé litofácie a bližšie objasnili ich vývojové vzťahy v panve. Pomocou mikropaleontologického výskumu sme určili vrchnoecénny a spodnooligocénny vek súvrství (Marschalko — Samuel 1960) a vyčlenili stratigrafický interval na základe objavenia sa mladšej oligocénnej mikrofauny. Tento výskum potvrdil, že oddelené, v priestore nestále litofácie vytvárajú obrovské, postupne zanikajúce prstovité telesá (Weller 1958), ktoré nemajú stratigraficko-korelačnú hodnotu, a preto v širšom území môžu byť použité pre koreláciu iba v obmedzenej miere. Makropaleontologické dáta z bazálnej transgresívnej litofácie a asociácie planktonických a bentonických foraminifer z okrajových litofácií poukazujú na výlučne morské prostredie vzniku, bez náznakov brakičnosti. Hojný rastlinný detritus v okrajových litofáciách predstavuje resedimentované zvyšky.

Pri stratigrafickom výskume sme sa pridržiavali čiastočne delenia flyša, zavedeného Vassojevičom (1948) a vyčlenili sme tieto hlavné litofácie: 1. bazálna transgresívna litofácia; 2. ílovcová litofácia a subflyš; 3. konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš; 4. typický a netypický divoký flyš; 5. prechodný flyš. Ich rozšírenie podáva prehľadná mapka (obr. 1) a laterálne vzťahy znázorňuje stratigraficko-faciálna schéma (obr. 2).

Toto litofaciálne členenie iba čiastočne odpovedá členeniu, zavedenému Chmelíkom (1959) a Píchom (1964) v oblasti Levočského pohoria, ktorí pre centrálnokarpatský paleogén vymedzili nasledovné súvrstvia: 1. ílovcové súvrstvie s prevahou ílovcov nad pieskovecami, ktoré odpovedá čiastočne našej ílovcovej litofácii; 2. pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (ílovce v prevahe alebo v rovnováhe s pieskovecami) ktoré je ekvivalentné subflyšu, prechodnému flyšu v našom členení; 3. pieskovcové súvrstvie s vložkami zlepcov a prechodné pieskovcové súvrstvie (pieskovce v prevahe nad ílovcami), ktoré odpovedajú mikrokonglomerátovému, konglomerátovému a netypickému divokému flyšu v našom poňatí. Tieto litologicko-faciálne rozdiely vo vekove ekvivalentných súvrstviach paleogénu Šarišskej hornatiny boli podmienené blízkosťou zdrojovej oblasti, rôznou rýchlosťou sedimentácie a subsidencie, rôznou hĺbkou sedimentačného priestoru a ďalšími faktormi.

Typy zvrstvenia a ich priestorové rozšírenie v litofáciách

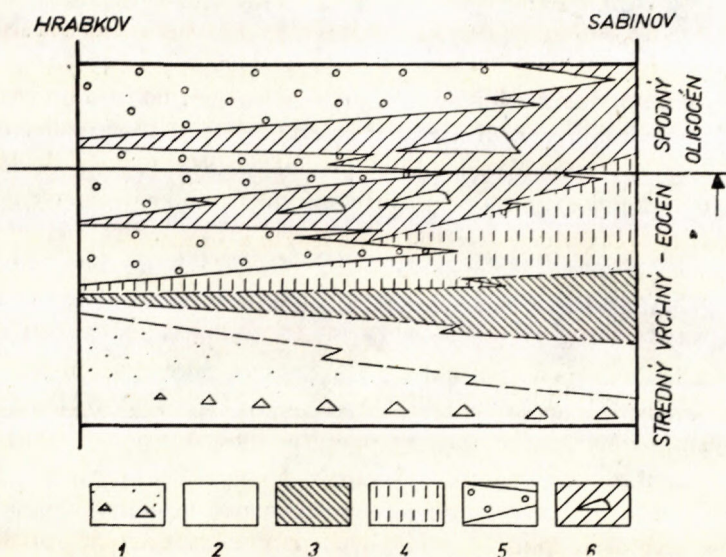
Bazálna transgresívna litofácia. Transgresívna litofácia sa vytvárala v Západných Karpatoch po kriedovom orogéne. Preto leží diskordantne na podložných horninách kryštalinika a mezozoika Čiernej hory, na severnom okraji ktorých vychádza na povrch; predstavuje jeden cyklus, zastúpený v podstate 2 hlavnými lytotypmi s prísnuou následnosťou. V spodnej časti sú to *bazálne konglomeráty*

Obr. 1. Litofaciálna mapa flyša centr. Karpát.



1 — mezozoické podložie vcelku; 2 bazálna transgres. litofácia; 3 — ílovcová litofácia; 4 — subflyš; 5 — prechodný flyš; 6 — divoký flyš; 7 — konglomerátový flyš; 8 — zosuvné telesá v divokom flyši; 9 — tektonické línie; 10 — predpokladané hranice litofácií.

a brekcie, vo vrchnej časti drobové pieskovce a siltovce, s ojedinelými zosuvmi s makrofaunou, ktorá je odlišného zloženia ako v bazálnych sériách. Konglomeráty a brekcie odrážajú stavbu miestneho podložia, na ktoré transgresia postupuje. Väčšinou ide o homogénne dolomito-vápencové brekcie a konglomeráty s dolomito-vápencovou pieskovcovou matrix. Bohatý skrasovatený reliéf tlmil účinky trakčných prúdov. Preto sa u valúnov nepozorovala orientácia dlhých osí, imbrikácia, vytriedenie je zlé a vrstevnatosť nezreteľná.

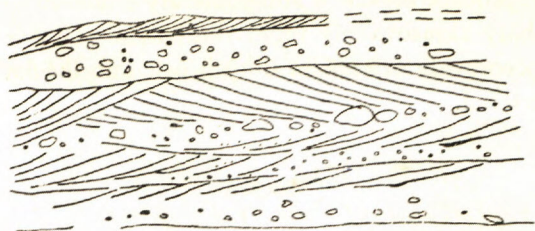


Obr. 2. Stratigraficko-faciálna schéma okraj. flyšových litofácií: 1 — bazálna transgresívna litofácia, 2 — ílovcová litofácia, 3 — subflyš, 4 — prechodný flyš, 5 — konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš, 6 — divoký flyš s rozsiahlymi zosuvnými telesami.

Odišný vývoj sa pozoroval u dobre triedených heterogénnych konglomerátov, ktoré alternovali vo vrstvách šošovkovitého tvaru. Vrstvy hrubé 20–300 i viac cm mali rozpätie sotva 250 m; ak horný povrch vrstiev bol náhle zrezaný prúdovou eróziou, rozpätie vrstiev nedosiahlo ani 60–80 m. Spodný povrch vrstiev s hojnými eróznymi kanálmi, často až 150–200 cm hlbokými a 4–10 m širokými, bol veľmi nerovný. Triedenie valúnov vo vrstvách je zreteľnejšie a merania ukázali (Marschalko 1961), že valúny boli otáčané dlhou osou kolmo k smeru priebehu trakčného prúdu.

Vo vrstvách s malými valúnmi, častejšie v hrubozrnných pieskovcoch, je časté šikmé zvrstvenie v 2–3 otvorených sériách (10–80 cm hrúbky). Ak odkryvy rezali zvrstvené telesá kolmo na smer prúdu, bolo vidno v reze oblúkovité tvary lamín a tzv. krížové zvrstvenie. V rezoch rovnobežných so smerom prúdu vystu-

pujú lopatkovité tvary lamín, konkávne ohnuté (obr. 3; tab. V/1). Podľa klasifikácie Niehoffa (1958) ide o šikmé zvrstvenie oblúkovitého typu, vznikajúce pohybom veľkých čerín pri súčinnosti rytmicky pulzujúcich prúdov.



Obr. 3. Striedanie niekoľkých sérií šikmého zvrstvenia, doprevádzané rytmickým prínosom hrubých klastík. Konkávne prehnuté lopatkovité tvary lamín v rezoch rovnobežných so smerom prúdu — Štefanovská Huta

Priestorový obraz šikmého zvrstvenia oblúkovitého typu nebol dlho známy; štatistické metódy merania a vyhodnocovania smeru a sklonu šikmo zvrstvených lamín boli chybné. Zo štúdií Niehoffa (1958) a Würstera (1958) vyplýva, že až po správnom pochopení tvaru a symetrie šikmo zvrstvených telies možno stanoviť správny smer uloženia a pristúpiť k masovému meraniu.

Z našich štúdií vyplýva, že smer trakčných prúdov prednostne postupoval na SVV, SV a SZ, s malou polárnou zmenou a krížením prúdových systémov. Podľa Niehoffa (1958) maximálny smer prúdov indikuje sklon, nakoľko v tomto smere zistil optimálne sklzávanie vrstiev. Tento názor potvrdzujú u nás rozsiahle zosuvy hrubých klastík s makrofaunou (Marschalko — Volfová 1960), prítomné v jemnozrnných siltovcoch vrchnej časti transgresívnej litofácie S od čerínových polí. Aj zmena veľkosti a tvaru konglomerátových vrstiev, postupné redukovanie ich hrúbky a veľkosti zrn severným smerom a najmä látkové zloženie konglomerátov z výlučne epimetamorfovaných hornín kryštalinika Spišsko-gemerského rudohoria, rozprestierajúceho sa na juhu, súhlasia s nameraným postupom prúdov. Prehľbovanie oblasti sedimentácie severným smerom oslabovalo mechanizmus erózie a prenos klastických častíc, t. j. regulovalo intenzitu prínosu materiálu. Prúdy, ktoré roznášali a triedili hrubý klastický materiál od JV, J a JZ, zanikali smerom k S v dôsledku batymetrických podmienok.

V tejto súvislosti treba posudzovať aj litologické zmeny transgresívnej litofácie vertikálnym smerom na všetkých známych profiloch; pozorujeme postupný prechod z hrubozrnných do jemnozrnných drobových pieskoviec a siltovcov v rozpätí 20—50 m nad transgresívnou plochou. Zmenou *Md* zrnitosti sa mení aj hrúbka sérií šikmého zvrstvenia, jeho morfológická výraznosť a ostrosť (Schwarzacher 1953). Vertikálnym smerom sa hojnejšie vyskytuje horizontálna laminácia, často porušená rastom pyritových konkrécií a sklzovými prejavmi. Vo vyšších častiach zanikajú úplne morfológické znaky vrstevnatosti, nastáva pozvoľný prechod do ílovcov; makrofauna sa definitívne stráca a nasadzuje pelagický biotop s asociáciou foraminifer.

Pozvoľným vertikálnym granulometrickým zjemňovaním zrn končí zánik trans-

gresívneho cyklu. Laterálne granulometrické zjemňovanie od južného rozptylového centra k S a od bázy k nadložiu, bolo podmienené postupom transgresie na vyzdvihnutú oblasť na juhu, zvýšenou abrazívnou činnosťou v tomto pásme a prehlbovaním severného pásma panvy. Tento predpoklad potvrdzuje postupný vývoj ílovcovej litofácie, subflyša a divokého flyša v jej nadloží, narastanie mocnosti týchto litofácií severným a západným smerom i rozšírenie bazálnej litofácie na juhu, patrné z mnohých zachovaných ostrovkov bazálneho konglomerátu J od dnešného súvislého výskytu. Južným a JV smerom sa zväčšuje aj mocnosť transgresívnej litofácie (od 60 do 160 m) a tým aj primárny úklon. Výskyt zosuvov s makrofaunou vo vrchnej časti transgresívnej litofácie a v divokom flyši potvrdzuje rozdielnu hĺbku počas jej vzniku. Predpokladáme preto, že transgresia pokračovala na J v nevelkej vzdialenosti na už vyzdvihnutý horský reliéf. Zosuvy postupovali z úzkeho pásma šelfovej terasy, zloženej prevažne z hrubých štrkov, pieskov, siltov, miestne obývaných makrofaunou.

Ílovcová litofácia a subflyš sa vyvíjajú pozvoľne z vrchnej časti transgresívnej litofácie; ide o vápňité ílovce svetlosivomodrej farby s nepatrnou lamináciou svetlejších odtieňov. Miestami pozorovať koncentráciu lamín karbonátov s vysokým podielom Mn oxid. karbonátových minerálov. Vo vyšších členoch litofácie sedimentácia ílovcov bola prerušovaná vytváraním 0,7–8 cm mocných súborov lamín a vrstiev drobových glaukonitických pieskovcov s gradačným zvrstvením (K u e n e n — M i g l i o r i n i 1950). V JZ časti územia bola prevaha horizontálnej laminácie, v severnej časti zas šikmé zvrstvenie (cm rozmerov), ktoré slúžilo k štúdiu prúdového smeru. Uloženie šikmo zvrstvených lamín má smer zhodný s postupom jedného prúdu. Protichodné smery uloženia v jednej vrstve sa dosiaľ nepozorovali. Rozdielnym lyžicovým, alebo periklinálne zahnutým tvarom lamín odpovedali príslušné povrchové tvary čerín (tab. V/2), asymetrické alebo pozdĺžne prúdové čeriny, z ktorých najmä periklinálne čeriny T e n H a a f (1958) považuje za výsledok depozície rýchlych kalových prúdov. Nenašli sa symetrické oscilačné čeriny vlnového pôvodu, z čoho usudzujem, že na vzniku vrstiev sa podieľali prúdy.

Gradačné zvrstvenie v ílovcovej litofácii a subflyši je zriedkavé. Vytriedenie hrubej frakcie je náhle, niekedy málo pravidelné. Našli sa aj úlomky ílovcov. Drobové pieskovce s gradačným zvrstvením mali výraznú spodnú plochu s prúdovými stopami a nebadateľný, laminovaný prechod do nadložných ílovcov. *Sklzové textúry* sa vyskytovali len v určitých oblastiach; hojnejšie na J a JZ, menej na S. Sklzy postihli celé súbory siltovcových lamín spolu s ílovcami. Pozorovali sa všetky štádiá prechodu: od natiahnutia, stlačenia až po roztrhanie a premiestnenie v zložitých tvaroch. Sklzávanie, ktoré postihlo celé súbory vrstiev, vysvetľujeme ako následok uloženia a pohybu vrstiev na sklone (K u e n e n 1952), ku ktorému došlo dlho po sedimentácii.

Z dnešného rozšírenia ílovcovej litofácie, subflyša a z porovnania s ekvivalentnými litofáciami v susednom území sa potvrdilo, že narastanie mocnosti severným smerom (600 m), SZ smerom (200—300 m) je dôsledkom rýchleho poklesávania tohto pásma pri súčasnej pomalej sedimentácii ílovcov vo vrchnom eocéne; JV smerom po okraji Čiernej hory sa postupne redukuje ich mocnosť a zanikajú. Tento jav môže byť spôsobený: 1. nesedimentáciou ílovcov v južnej oblasti; 2. laterálnym zastupovaním vrchnou časťou transgresívnej litofácie a typickým divokým flyšom; 3. erozívnou činnosťou, rozsiahlymi kalovými prúdmi, najmä v mieste ich maximálneho vstupu do panvy, počas depozície konglomerátového flyša a vzniku rozsiahlych podmorských zosuvov. Splnenie všetkých alternatív predpokladá existenciu zdvihnutého pásma na J.

Konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš. Dobré odkrytie konglomerátového a mikrokonglomerátového flyša na širokej ploche v stálych profiloch usnadnilo nám štúdium sedimentárnych textúr, ktoré naznačovali smer transportu, charakter transportného činiteľa, jeho dynamiku a pomohli objasniť otázku pozície zdrojovej oblasti. Už pri geologickom mapovaní sa zistilo, že hruboklastické vrstvy konglomerátového flyša vo všeobecnosti vytvárali tri väčšie súvrstvia, až 80 m mocné, uložené v netypickom divokom flyši a prstovito zanikajúce vo smere JV—SZ; smerom na S—SV je styk konglomerátového flyša s typickým divokým flyšom faciálny, vклиňuje sa do neho v niekoľkých málo mocných súvrstviach.

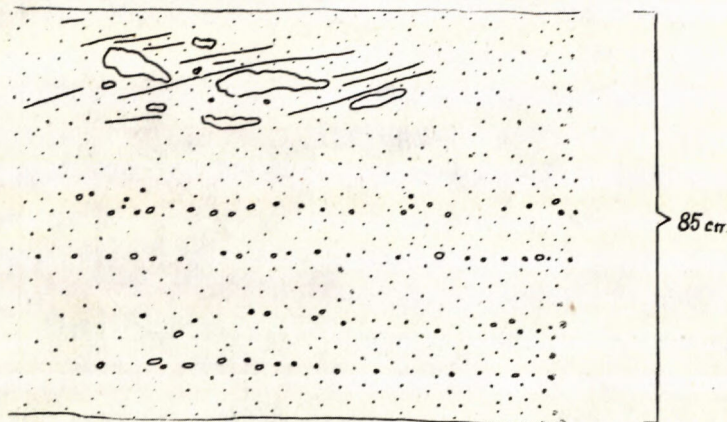
Konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš sa vyznačuje niekoľkými základnými typmi zvrstvenia. Základným typom je *gradačné zvrstvenie*, v ktorom sa našlo vytriedenie hrubej frakcie v niekoľkých obmenách odspodu nahor. Pri pozvoľnom triedení hrubej frakcie odspodu nahor vzniká gradačné zvrstvenie, *jednoducho stupňované* (K u e n e n 1953; K s i a z k i e w i c z 1954) s charakteristickým asymetrickým tvarom (tab. V/3). Priemerná veľkosť hrubej frakcie nepresahovala 6 cm, ojedinele až 1×2 m. (tab. V/4). Granulometrické rozbory potvrdili pozvoľné prechody do nadložných siltovcov a ílovcov. Alternácia vrstiev v ílovcoch je v postupnostiach konglomerátového flyša u Čiernej hory vzácna. Hrúbka vrstiev spolu s ílovcami sa pohybovala od 1—10,5 m.

Pri niekoľkonásobnom triedení hrubej frakcie v jednej vrstve vznikalo gradačné zvrstvenie *opakované, viacnásobné* (K u e n e n 1953; K s i a z k i e w i c z 1954), ktoré mohlo vznikáť zdanlivo aj vtedy, ak nový kalový prúd oderodoval po odstupe času časť ílovcov, alebo vrchnú časť postupne zvrstvenej vrstvy a redukoval jej mocnosť. Keďže medzi vrstvami s postupným opakovaným zvrstvením neboli vyvinuté ílovce (hoci sa nachádzali húfne v úlomkoch v rôznych polohách vrstvy), predpokladám, že kalové prúdy spôsobili plošnú eróziu a vznik zdanlivého opakovaného zvrstvenia, ktoré je v konglomerátovom flyši dosť časté; je však rozdielneho vzniku, a preto je potrebné ho geneticky presne odlišiť. Vo vrstvách sa našli aj neobvyklé typy zvrstvenia s náhlym ukončením

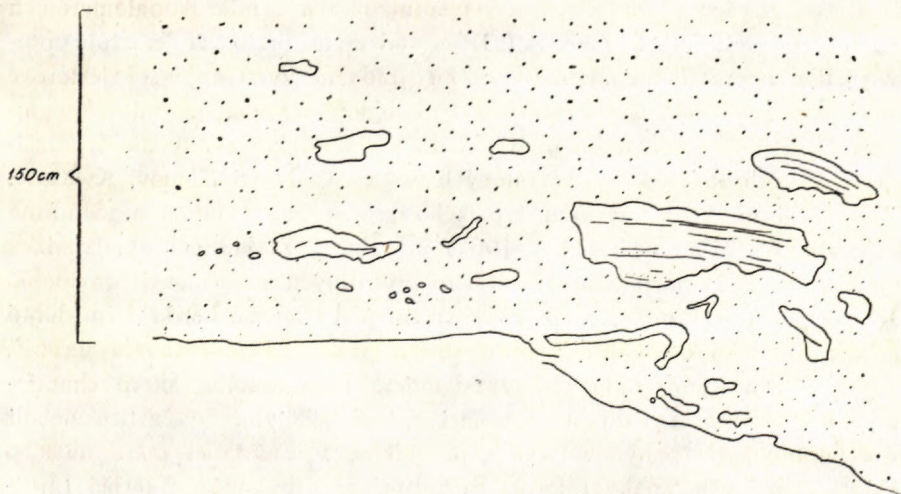
triedenia hrubej frakcie, ostrým oddelením od jemnozrnnejšej frakcie (tab. VI/1). Aj v hornej polohe je vrstva ostro ukončená. Pritom vzájomný pomer hrúbky oboch frakcií sa mení. Vrstvy dosahovali hrúbku od 0,5–8 m.

Gradačné zvrstvenie opisovaných typov nie je plošne rovnako vyvinuté, maximálne v miestach, vzdialených 10–15 km SZ–SZZ od terajšieho okraja konglomerátového flyša a cca 20–25 km od predpokladaného vzniku kalového prúdu.

Úplne rozdielny typ predstavuje *nepravidelné zvrstvenie* (Birkenmajer 1959), ktoré nemá horizontálne vytriedenie frakcií, ani výraznejšiu vnútornú orientáciu stavebných častíc. Časté sú v ňom ílovcové a pieskovcové úlomky

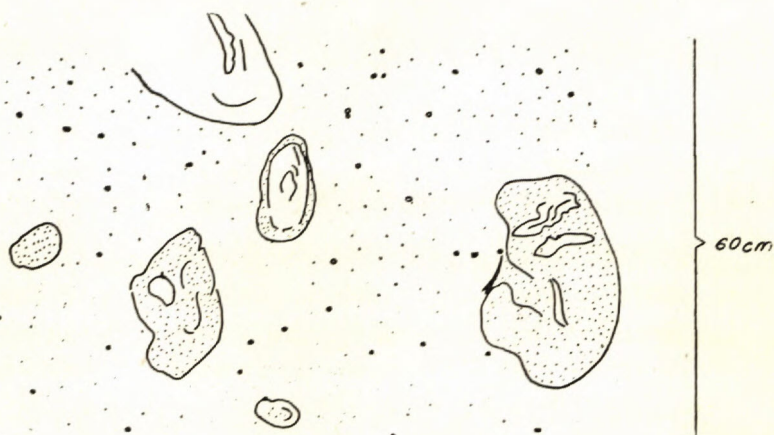


Obr. 4. Niekoľkonásobné triedenie hrubej frakcie s úlomkami ílovcov a šikmým zvrstvením — Ovčie.



Obr. 5. Ostrohranné bloky a úlomky ílovcov, nepravidelne rozložené vo vrstve. Útržky ílovcových vrstiev v počiatočnom štádiu deformácie — Kvačany.

a závalky rovnakého zloženia ako u série v podloží (obr. 5). Tvary úlomkov a závalkov nasvedčujú, že ílovcy boli v čase pohybu prúdu plastické (obr. 6), lebo boli deformované a prijímali tvar okolia. Na povrchu mnohých nespevných zaguľatených ílovcových úlomkov sa nalepili valúny a „obrnili“ ich (tab. VI/2). Spodná a vrchná plocha vrstiev s nepravidelným zvrstvením je nápadne hladká. Vrstvy sú až 8,5 m mocné a nelíšia sa tvarom od vrstiev s gradačným zvrstvením. Ich vnútorná štruktúra však nasvedčuje, že vznikli podmorským sklzávaním.



Obr. 6. „Plávajúce“ závalky ílovcov a siltovcov v neprevidelne zvrstvenom pieskovci — Ovčie.

Ílovcové úlomky, závalky i opracované bloky rovnakého zloženia ako vrstva sama sú aj vo vrstvách s gradačným zvrstvením, najmä v mikrokonglomerátoch a hrubozrnných pieskovcoch (tab. VI/3). Usudzujem preto, že existujú prechody z vrstiev nepravidelne zvrstvených ku gradačne zvrstveným. Priestorové rozmiestnenie nepravidelného zvrstvenia v konglomerátovom a mikrokonglomerátovom flyši potvrdzuje tento predpoklad. Nepravidelné zvrstvenie je rozšírené u 60—70 % hrubých konglomerátových vrstiev v oblasti Klenov, Kvačany, Suchá Dolina, J a JV od výskytu typického gradačného zvrstvenia. Štúdium orientácie valúnov (Marschalko 1961) v týchto 2 základných zvrstveniach konglomerátového flyša naznačuje, že väčší rozptyl dlhých osí a menej pravidelná imbrikácia sa pozoruje v nepravidelnom zvrstvení pod Čiernou horou, kým dobrá imbrikácia s úklonom osí valúnov proti smeru prúdu sa vyskytovala na SZ, v oblastiach s typickým gradačným zvrstvením. Táto nestála, skoro chaotická priestorová orientácia valúnov bola asi spôsobená tým, že častice neboli triedené selektívne, ale pohybovali sa nepravidelne v zmiešanej mase hustého prúdu, ktorý nemá ešte znaky internej turbidity. S pribúdaním internej turbidity a prechodom do kalového prúdu (Kuenen 1956) sa zlepšovalo vytriedenie, orientácia častíc a imbrikácia

V nepravidelne zvrstvených konglomerátových vrstvách sa často našli okrem závalkov a úlomkov ílovcov a pieskovcov, identických s podložnými vrstvami, aj siltovcové a pieskovcové útržky a bloky značných rozmerov ($1 \times 1 \times 1,5$ m), nepravidelného tvaru, málo opracované, často ostrohranné, pochádzajúce z bazálnej transgresívnej litofácie (tab. VI/4). Keďže táto litofácia je spojená iba s bázou formácie a ponára sa k severu pod konglomerátový flyš, nepozorovalo sa jej zubovité spojenie s konglomerátovým flyšom; preto pôvod sklzových ílovcových závalkov spolu s blokmi bazálnej litofácie nemôžeme vysvetlovať sklzávaním vrstiev vzniklých v panve, ale abráziou prudko uklonených svahov kontinentálnej terasy, budovaných ílovcovou a bazálnou litofáciou a dvíhaných na juhu panvy počas rozsiahlych zosuvov konglomerátového flyša. Ostrý erozívny styk konglomerátového flyša s bazálnou ílovcovou litofáciou na juhu v pásme Kleinov—Suchá Dolina (6—8 km širokom) potvrdzuje vrezanie a erozívnu silu postupujúcich zosuvov.

Nízke opracovanie blokov a úlomkov vzdialených až 10 km od JV okraja konglomerátového flyša nasvedčuje, že transport v zosuvoch sa dial rýchle a uložený materiál nebol ďalej premývaný. Ak postupujúci zosuv dosiahol v hlbšej časti panvy pásmo nespevnených ílovcovo-pieskovcových hornín, strhával podložné vrstvy, stláčal, hnietil a deformoval ich do sklzových tvarov a prenášal ich v zosuvnej mase z miesta ich pôvodného uloženia (tab. VIII/1 a 2). Sklzné textúry vznikali ako následok doľahnutia, brázdzenia a vlečenia postupujúcich mäs po dne, a nie pozdejším sklzávaním už sformovaných vrstiev v panve samotnej (C r o w e l l 1957). Na takéto spôsoby vzniku poukazujú rôzne textúry (rozťahnutie, zhrubnutie vrstiev, pull apart a sklzné vrásky; Marschalko 1963).

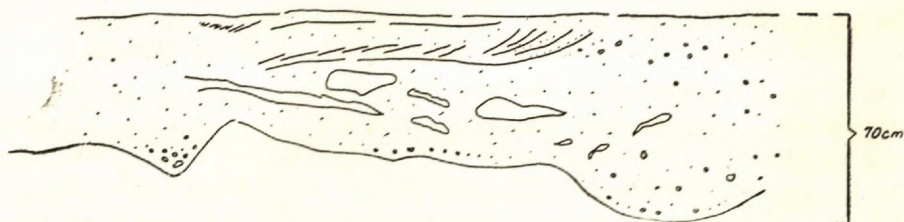
Slabnutie erozívnej sily zosuvov a kalových prúdov od miesta maximálneho vstupu smerom do panvy sa potvrdilo výskumom rozmyvov na báze vrstiev konglomerátového flyša.

Na báze nepravidelne zvrstvených vrstiev sa našli 0,5—2 m hlboké kanály, vyplnené klastikami, s nepravidelným triedením valúnov, s úlomkami i závalkami ílovcov a plošne zrezané prúdom, ktorý prechádzal bez depozície ďalej alebo deponoval vrstvy s jemnozrnnejším materiálom. *Rozmyvy* tohto typu sa zachovali len zriedkavo, vo väčšine prípadov sa pozoroval rovný a ostrý spodný povrch vrstvy. Predsa časté bloky a úlomky ílovcov a karbonátov v rozmyvoch a konglomerátových vrstvách boli v nápadnom kontraste s neprítomnosťou ílovcov medzi vrstvami s nepravidelným zvrstvením a viedli ma k názoru (M a r s c h a l k o 1961), že úlomky ílovcov vznikali hlbokou plošnou eróziou podložných ílovcových vrstiev, čím nepriamo poukazovali na značnú erozívnu silu prúdov, pôsobiacich prerušovane. Avšak asymetrické tlakové stopy na báze týchto vrstiev naznačujú, že podložné ílovce neboli ešte spevnené; v takýchto prípadoch úlomky nevznikli v tomto mieste eróziou, ale pochádzajú z miest, kde rozsiahle zosuvy na naklonenom svahu erodovali podložné ílovce pod miernym uhlom. Predpo-

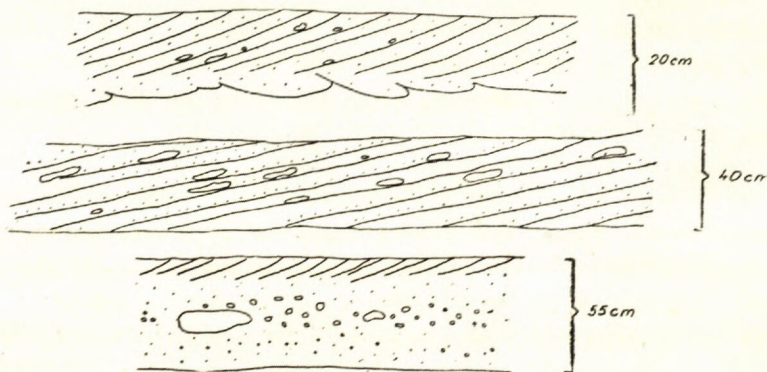
kladám, že veľká časť ílovcových úlomkov a blokov pochádza z ílovcovej litofácie, ktorá bola u severného okraja zdrojovej oblasti dvíhaná a erodovaná rozsiahlymi sklzmi, postupujúcimi do panvy.

Druhý, častý typ rozmyvov vytváral prúd, ktorý vzápätí deponuje materiál (obr. 7). Rozmyvy tohto typu sprevádzali gradačne zvrstvené vrstvy menšej hrúbky a vyskytovali sa na SZ od predošlého typu. S redukovaním hrúbky vrstiev sa zmenšovala aj hĺbka rozmyvov, ktoré nadobúdajú menšie erozívne formy, opisované ako *flute casts*. Toto sme pozorovali vo smere JV—SZ spolu s inými prejavmi (zjemňovanie granulometrického zloženia, zlepšenie vytriedenia častíc) a v súvislosti s narastaním hrúbky medzivrstevných ílovcov.

Dôkazy o prednostnom jednosmernom pôsobení kalových prúdov v konglomerátovom flyši podáva šikmé zvrstvenie, v hornej polohe vrstiev vždy len v jednej sérii (obr. 8). Rovným tvarom lamín sa približuje prívalovému typu *torrential bedding* (S h r o c k 1948), avšak z mnohých pozorovaní vyplýva, že v jednej sérii v rovnobežnom reze s rovinou súmernosti sa môžu vytvárať na okrajoch tvary sigmoidálne, lopatkovité a v osovej časti rovné tvary lamín (tab. VII/1). Zriedkavý bol výskyt v izolovanej vrstve tabuľovitého tvaru v ílovcoch.



Obr. 7. Rôzne tvary rozmyvov, vyhlbených prúdov, ktorý deponoval hrubý piesok, úlomky ílovcov a vytváral šikmé zvrstvenie v hornej polohe vrstvy — Ovčie.



Obr. 8. (a) séria šikmého zvrstvenia s konkávne prehnutými laminami. Prúdové stopy na báze vrstvy deformované vo smere prúdu — Chmín. Jakuboviany. (b) rovné tvary lamín šikmého zvrstvenia prívalového typu. Na plochách lamín ploché ílovcové valúniky — Rokycany. (c) gradačné zvrstvenie pensymetrické, uzatvorené v hornej ploche sériou šikmého zvrstvenia — Križovany.

Na základe sledovania hrúbky šikmého zvrstvenia a vrstiev, v ktorých sa vyskytovalo, dospeli sme k záveru, že so zmenšovaním hrúbky vrstvy sa zmenšovala aj hrúbka šikmého zvrstvenia. Nakoľko sme to pozorovali vo smere JV—SZ, predpokladáme v tomto smere aj vstup prúdov, postupné slabnutie nosnej sily prúdov až ich postupný zánik.

Ani v jednom prípade sa nenašlo etážovité striedanie mnohých sérií šikmého zvrstvenia, tak typické u aluviálnych sedimentov (Botvinkina a kol. 1954; Timofejev 1954) a rebrovitý typ šikmého zvrstvenia, ktorý vzniká v dôsledku rôznosmernej migrácie prúdov na plážach (Shrock 1948). Krížové zvrstvenie, tak hojné v bazálnej litofácii, sa nenašlo. Jedna séria je viazaná na jednu vrstvu s gradačným zvrstvením, pričom všetky textúry vo vrstve (orientácia dlhých osí valúnov, orientácia rozmyvov) majú zhodnú orientáciu. Predpokladáme preto, že opisované šikmé zvrstvenie vznikalo iba pri nepretržitom širokom postupe kalového prúdu.

Tieto štúdiá naznačujú, že v konglomerátovom flyši prevládala diferenciácia klastík od zdrojovej oblasti, situovanej J od dnešného rozšírenia konglomerátového flyša. Analýzou látkového zloženia valúnov sme konfrontovali smer starých prúdov s pozíciou zdrojovej oblasti. V konglomerátovom flyši na rozdiel od bazálnej fácie sú zastúpené iba heterogénne konglomeráty asociáciami hornín kryštalínika Čiernej hory, Spiško-gemerského rudohoria (tab. VII/2) a mladších hornin jury a spodnej kriedy západokarpatského a krížňanského vývoja (Mahel 1959).

Katazonálne a mezozonálne metamorfované kryštalínikum Čiernej hory a epimetamorfované kryštalínikum Spiško-gemerského rudohoria tvoria na juh od konglomerátového flyša 2 pásma, prebiehajúce od SZ na JZ. Južné pásmo epikryštalínika je nasunuté k SV. Presunová línia bola počas vrchného eocénu a oligocénu oživovaná, čím sa vytvárali predpoklady pre nové formovanie reliéfu a zmenu tokov, ktoré transportovali klastický materiál na šelfové plošiny.

Obsah nestabilných úlomkov hornín (vápence, báziká, žuly) v priemere dosahuje až 40—50 %. Pettijohn (1957) klasifikuje takéto horniny ako nezrelé drobové konglomeráty, ktoré mohli vzniknúť v zdrojovej oblasti s vysoko členitým reliéfom a s hojnými vodnými zrážkami, ktoré účinne podporovali mechanickú eróziu, doprevádzanú okamžitým transportom.

Typický a netypický divoký flyš. Litofácia divokého flyša tvorí spojovací článok medzi troma hlavnými sériami: konglomerátového a mikrokonglomerátového flyša, ktoré v ňom vyznievajú, a stratigrafickú matrix rozsiahlym zosuvným telesám. Podľa hojnosti zosuvných telies vyčleňujem *typický divoký flyš* s hojným a *netypický divoký flyš* (Z od čiar Rokycany, Ondrašovce) so zriedkavým výskytom zosuvných telies. Samotné flyšové série typického divokého flyša sa líšia od netypického divokého flyša najmä tým, že ich tvoria homogénne zvrstvené stredozrné pieskovce a hrubozrné siltovce vo vrstvách (0,20—5 m) s po-

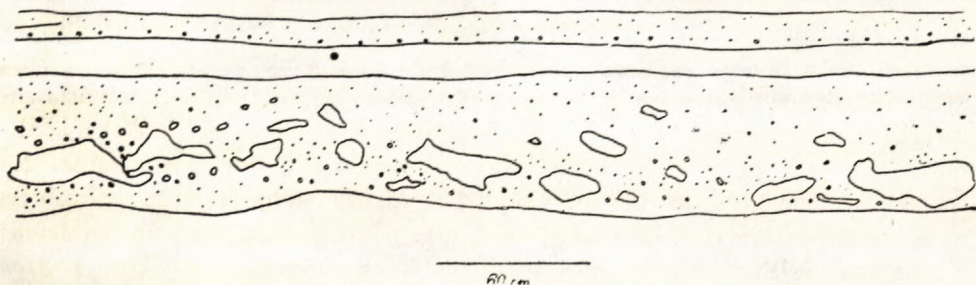
zoruhodným výskytom ílovcových úlomkov a závalkov, nepravidelne rozmiestnených a rôzne orientovaných voči vrstevným plochám. Homogénne zvrstvenie tvorí 70 % všetkých známych typov.

Veľmi nízky (10–22 %) je podiel gradačného zvrstvenia, prerušovaného (opakovaného s ostrohrannými úlomkami a závalkami ílovcov) horizontálnou lamináciou alebo šikmým zvrstvením v hornej polohe vrstvy. Hrúbka frakcie nepresahuje stredozrnný pieskovec. Podiel nepravidelného zvrstvenia v typickom divokom flyši je malý. Sklzávanie vrstiev a štruktúry *pull apart* nie sú známe. Medzivrstevné ílovce a pelokarbonáty (1–4 max. 30 cm hrubé) sú silne vápnité až slienité, s pelagickým biotopom planktónnych foraminifer.

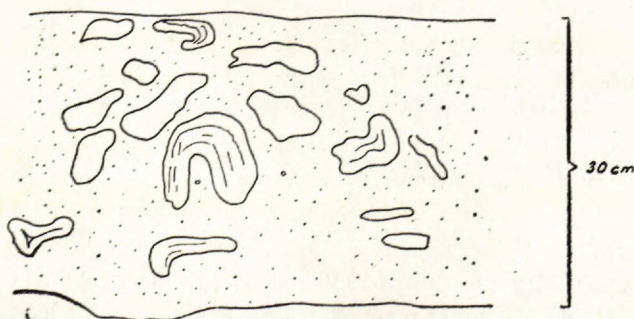
V postupnostiach typického divokého flyša vystupujú *gigantické zosuvné telesá*, ktorých zloženie nápadne kontrastuje s opísanými flyšovými postupnosťami. Hrúbka telies je niekedy až 12–15 m, rozloha telies presahovala až 30 km². U prevažnej väčšiny zosuvov sa pozoruje ostré oddelenie telies na spodu a konkordantné uloženie. Základnú hmotu telies tvorí zmes piesku, siltu a ílu. Valúny a bloky hornín sú až chaoticky rozmiestnené v stojatej polohe v základnej hmote spolu s mäkkými zložkami — synsedimentárnymi útržkami deformovanými do typických tvarov *slump ball* (K u e n e n 1948), *roll ball* (K s i a z k i e w i c z 1958). Niektoré bloky vápencov (1,5×2×3 m veľké) navrátené lastúrnikmi pochádzali z príbojovej zóny. Ostrohranné útržky a bloky (2×6,3×4,5 m veľké), zložené z hornín ílovcovej litofácie a siltovcov vrchnej časti bazálnej litofácie, predstavujú strhnuté súvrstvia. V šelfových terasách rýchlo nahromadené nespevnené štrkové násypy sa z rozličných príčin neudržali a ako zosuvné masy sa hlboko vrezávali do podloží, v ceste stojacich sedimentov a strhávali ich. Pôvod sklzových úlomkov a závalkov obdobného zloženia ako podložné flyšové vrstvy je asi podobný ako v nepravidelnom zvrstvení konglomerátového flyša. Ich rozmery, tvar a usporiadanie v zosuvoch závisí od vzdialenosti, ktorú zosuvy v panve prekonali. Rovnomernejšie rozdelenie so znakmi vytriedenia a zaoblenia sa pozoruje v zosuvoch, ktoré prekonali dlhšiu vzdialenosť v panve. Keďže v zosuvných telesách nemožno pozorovať resedimentáciu a povrch mnohých telies bol „vyhojený“ ílom, usudzujem, že flyšové postupnosti, v ktorých alternujú zosuvy, vznikali nezávisle vo väčších hĺbkach pod hranicou silného vlnenia a prúdov. Podľa zloženia valúnový materiál pochádzal z disperzného centra, situovaného J od pozdĺžneho SZ—JV priebehu panvy. Ako zdroj slúžili podobne ako v konglomerátovom flyši kryštalinické jadrá Čiernej hory a Rudohoria a ich sedimentárny plášť. Keďže postupovali najkratšou cestou do panvy, predpokladané zosúvanie prebiehalo od juhu na sever.

Mierne odlišný vývoj sedimentárných textúr sa pozoroval u *netypického divokého flyša*. Podiel gradačného a nepravidelného zvrstvenia so závalkami a úlomkami ílovcov tvorí až 60–80 % a klesá význam homogénneho zvrstvenia. Max. veľkosť zrn v gradačnom zvrstvení presahuje hrubozrnný pieskovec,

miestami až mikrokonglomerát. U nepravidelného zvrstvenia je rozloženie hrubých zŕn bez zákonitosti. Hrúbka vrstiev (0,2–5 m) je podobná ako u iných typov zvrstvenia. Miestami obsahujú hojné ílovcové úlomky (obr. 9) a závalky, takže bolo možné vymedziť aj horizonty s ílovcovými brekciami. I keď v súvrstviach sú časté textúry *pull apart* (tab. VII/3) a sklzové vrásky, vznik ílovcových brekcií sklzávaním a plazením už utvorených vrstiev v panve (L o m b a r d 1956) je nepravdepodobný. Výskyt ílovcových brekcií je častý, možno povedať sústavný; ich vznik by preto predpokladal rýchle zmeny sklonu dna po uložení každej vrstvy a sústavné sklzávanie by muselo zanechať sklzové stopy (K u e n e n 1956), ktoré sa vôbec nepozorovali. Prúdové stopy na báze týchto vrstiev poukazujú, že stekajúce prúdy mali internú turbiditu. Predpokladám, že brekcie predstavujú depozitá sklzov, uložené pod prudko ukloneným svahom. Sklz, ktorý erodoval rôzne spevnené ílovce na prudkom svahu, nemohol nadobudnúť v krátkom čase charakter typického kalového prúdu. Po prekonaní kritického uhlu sklonu nastala rýchla depozícia časti sklzu vo forme plochého náplavového kužeľa. Takto vytvorené vrstvy mali nepravidelné zvrstvenie, zlé vytriedenie, vývoj chaoticky „plávajúcich“ ílovcových úlomkov a závalkov v piesčitej matrix (obr. 10). Tá časť prúdu, ktorá postupovala ďalej dopredu, nadobudla vysokú

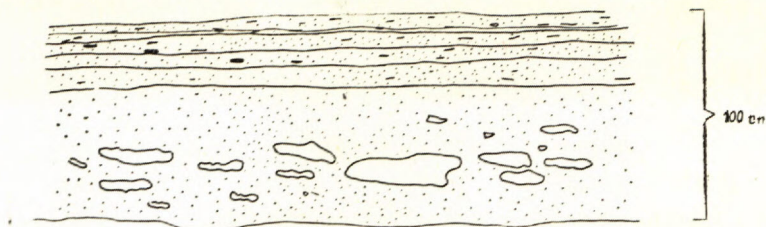


Obr. 9. Vrstva s ostrohrannými blokmi ílovcov, nepravidelne rozmiestnenými, pripomínajúca ílovcovú brekciu — Hrabkov.



Obr. 10. Úlomky a závalky ílovcov v rôznom štádiu deformácie, chaoticky plávajúce po celej mocnosti vrstvy — Prešov kameňolom.

turbiditu. Preto SZ od výskytov ílovcových brekcií sa pozoroval vývoj ílovcových valúnov, ktoré vznikli dlhotrvajúcim obrusovaním úlomkov. Ílovcové valúny sú miestami izolované, alebo v skupinách s orientáciou dlhej osi (obr. 11).



Obr. 11. Triedenie ílovcových úlomkov a valúnov paralelne s vrstevnými plochami, umožnené dlhším transportom v prúde — Bertotovce.

Zosuvy v komplexoch netypického divokého flyša sú síce menej časté, ale neubýva na ich veľkosti; na ceste do hlbšej časti panvy strhávali podložné vrstvy a skrúcali ich do vrás pripomínajúcich tektonické deformácie. V súvrství sa zistili aj počiatkové štádiá sklzávania ako „napuchnuté“ a zhrubnuté vrstvy, *pull apart* a sklzové vrásy. Vrstvy s konvolútnou lamináciou sa nepozorovali.

Prechodný flyš predstavuje vzdialený ekvivalent divokého a konglomerátového flyša v panve. Má 75–90 % gradačne zvrstvených pieskovcov a siltovcov s konvolútnou lamináciou (tab. VII/4). Hrubá frakcia má max. veľkosť štrkov; hrúbka vrstiev je v priemere 60–80 cm, max. 350 cm. Konvolútna laminácia zaberala strednú, zriedkavejšie vrchnú polohu vrstiev (v nezmenenej hrúbke) a kontinuita lamín je zachovaná. Nenašli sa skrútené vložky ílovcových lamín. Na spodnej vrstevnej ploche nie sú tlakové a sklzové stopy, pretože konvolúcia nejaví vzťah ku gravitačnému sklzávaníu, ale je spojená so vznikom len jednej vrstvy ako výsledok primárneho synsedimentárneho procesu.

Smer prúdov, primárny a sekundárny sklon dna

Rozbor vrstevnatosti, granulometrické analýzy a štúdium zvrstvenia neumožňujú utvoriť si úplnú predstavu o procesoch, prebiehajúcich počas transportu klastického materiálu od zdroja do panvy. Pre tento účel, najmä aby sme určili smer pohybu klastík v priestore, rast flyšových litofácií a ich vzťah k zdrojovej oblasti, skúmali sme vektorové vlastnosti klastík, predovšetkým výskumom sedimentárnych textúr lineárne orientovaných vo smere pôsobenia prúdov, ktoré umožňujú určiť silu a smer prúdu a sklon dna, po ktorom prúd prechádzal. Vďaka prácam Kuenena (1953, 1958), Vassojeviča (1953), Kopssteina (1954), Dzulinského a Radomského (1955), Książkiewiczza (1954), Birkenmajera (1958) a ďalších poznáme množstvo príznakov, determinujúcich postup prúdu, jeho silu ako i depozitá, ktoré vytvoril.

Pri indikácii prúdového smeru v jednotlivých litofáciách nemohol som prirodzene použiť textúrne dáta rovnakej hodnoty. V konglomerátovom flyši meral som dlhé osi valúnov, šikmé zvrstvenie, osi kanálov a kontroloval som všetky hodnoty v 1 vrstve. V divokom, prechodnom a subflyši skúmal som hlavne stopy na vrstevných plochách, ako sú: prúdové stopy, stopy po vlečení, úderové, tlakové stopy, šikmé zvrstvenie, lineácie zrn, rastlinných zvyškov. Osobitný význam malo štúdium orientovaných sklzových vrás.

Výskum orientovaných sedimentárnych textúr v litofáciách bol zameraný na riešenie: 1. smeru prúdov, vytvárajúcich subflyš a prechodný flyš, ďalej typický a netypický divoký flyš, vložený medzi súvrstvia konglomerátového flyša a zosuny a ich vzťah k južnej zdrojovej oblasti; 2. na dokázanie laterálneho vstupu hrubých klastík, ktorý sa prejavil pri vzniku vrstiev konglomerátového flyša; 3. objasnenie sklonu dna panvy, najmä v okrajovej časti blízko zdrojovej oblasti.

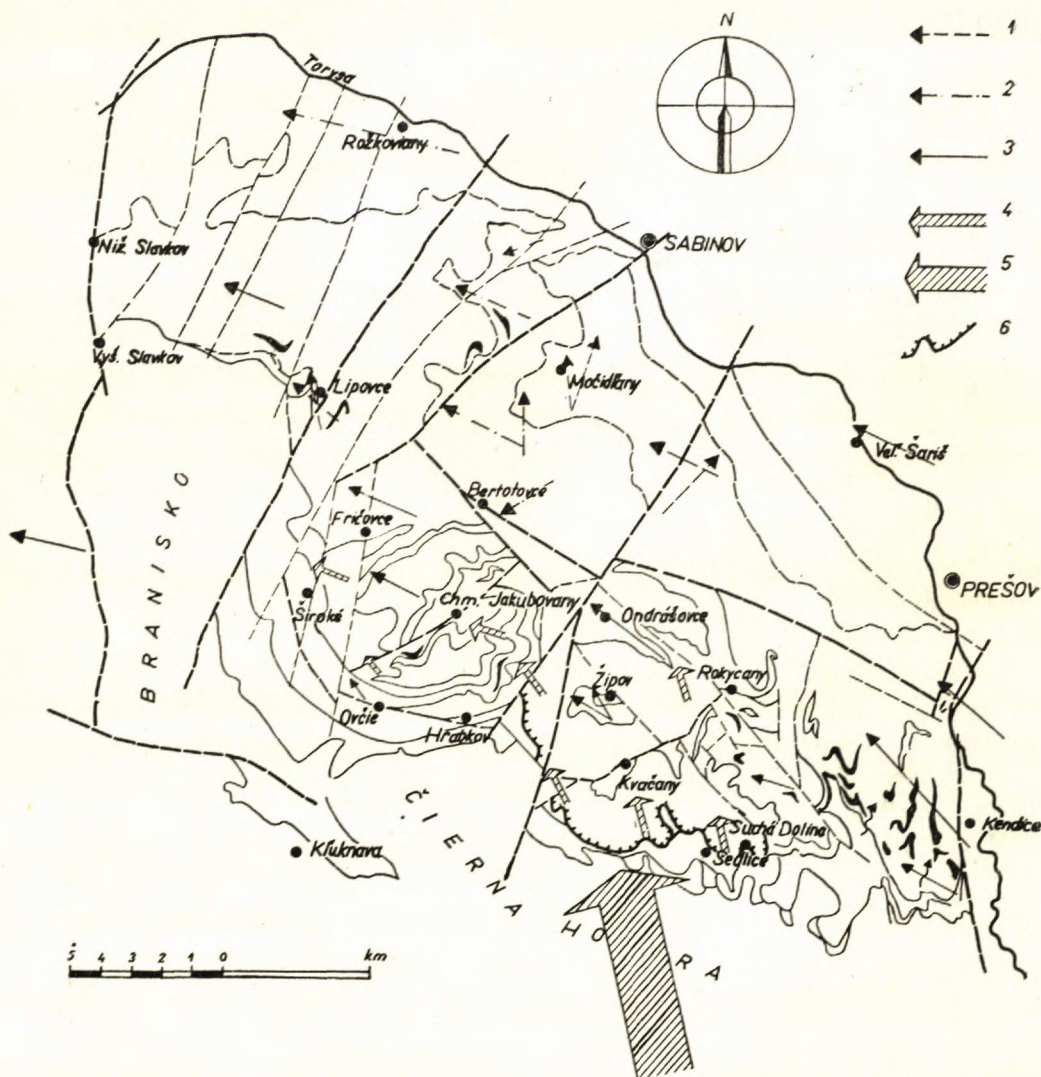
Mapovanie prúdových lineácií sme robili vo všetkých litofáciách (M a r s c h a l k o 1961) a na mapu litofácií sme vyhodnotili (šípkami) (obr. 12) iba výsledný smer transportu, získaný prepočtom z meraní v litofácii. Avšak získané dáta, najmä z ílovcovej litofácie a subflyša sú neúplné pre nedostatok prirodzených odkryvov a pokrytie mladšími litofáciami. Distribúciu prúdov v subflyši naznačujú dve šípky, z ktorých prvá (JV od Močidlan) reprezentuje smer prúdov v spodnej časti a druhá (J od Močidlan) v strednej a vrchnej časti subflyša.

V spodnej časti prevládali dva výraznejšie prúdové systémy, ktoré sa križujú. Prvý prebiehal od JV na SZ a druhý z JZ na SV s náznakom polárneho striedania (proti smeru). Vo vyššej časti subflyša sme pozorovali J od Močidlan silný rozptyl prúdov. Na vzdialenosť cca 300 m sme namerali v 2 vrstvách pomocou žliabkových stôp uhol rozptylu až 70°. Predpokladáme, že prúdy postupovali z J a stáčali sa na SSV, a to na základe štúdia šikmého zvrstvenia prednostne orientovaného k SVV, ktoré potvrdzuje južný vstup prúdov. Preto bol zaznamenaný široký azimut rozptylu po celej ružici (M a r s c h a l k o 1961) bez výraznejšieho prevládajúceho prúdového smeru.

V styčných sériách subflyša s prechodným flyšom sa pozoroval opäť silnejší vplyv prúdového systému z J na S a SSZ (Lipovec, obr. 12), i postupné stáčanie z JV na SZ, najmä v mladších vrstvách prechodného flyša. Vejárovité rozšírenie prúdov vo vrchnej časti subflyša a v prechodnom flyši v oblasti Lipovec, Močidlany a Svinia je veľmi nápadné. I keď ich priebeh k J sa nedal sledovať pre prekrytie litofácií mladšími súvrstviami, podľa šírky polomeru rozptylu predpokladáme, že prúdy do tejto časti panvy vstupovali z juhu.

V stredných a vyšších častiach prechodného flyša je smer prúdového systému úplne zhodný s mladším systémom v postupnostiach konglomerátového typického a netypického divokého flyša a má priebeh od JV na SZ (Rožkoviany, obr. 12). Iba výnimočne sme pozorovali polárnu zmenu smeru prúdov, od SZ na JJV. V niekoľkých postupnostiach pri Sabinove a Bertotovciach sme našli

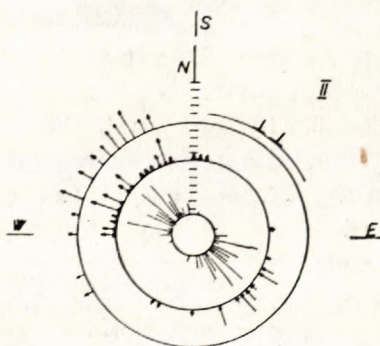
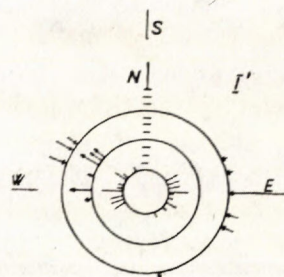
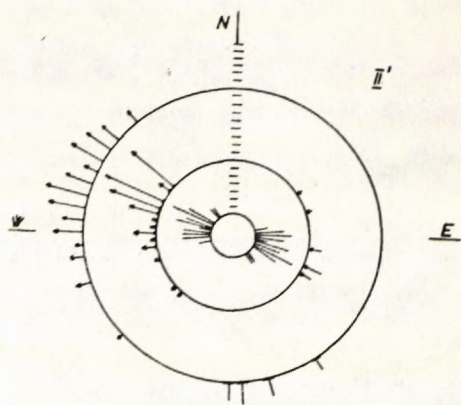
smery, ktoré prebiehajú pod šikmým uhlom od SV na JZ. Orientácia tohto systému je anomálna vzhľadom na prevládajúci systém (od J na S, JV a na SZ); je známa v oblasti Sabinov—Bertotovce a naznačuje, že v prechodnom flyši (prechodnú dobu) klastiká postupovali do panvy od zdroja situovaného odtiaľ na S a SV (Marschalko — Radomski 1960).



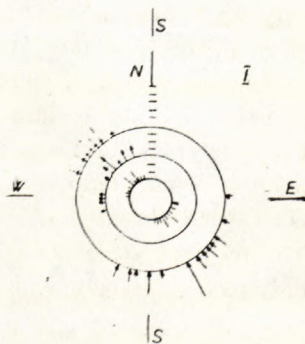
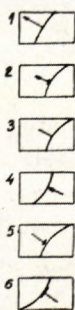
Obr. 12. Náčrt okrajových litofácií a výsledných smerov transportu: 1 — subflyš, 2 — prechodný flyš, 3 — divoký flyš, 4 — konglomerátový flyš, 5 — smer laterálneho zaplňovania konglomerátového flyša, 6 — načrtnutý erozívny styk konglomerátového flyša s vrchnými členmi bazálnej litofácie, s ílovcovou litofáciou a subflyšom. Podmorské údolie predpokladané vo smere vstupu zosúvajúcich sa mäs do panvy.

Najväčší význam pre zaplňovanie panvy klastikami mala južná čiernohorsko-gemerská zdrojová oblasť. Náhle prenikanie obrovského množstva hrubých klastík z južného zdroja k S sa prejavilo najmä pri vzniku konglomerátového flyša a rozsiahlych zosuvných telies divokého flyša. Je otázka, aký je vzťah medzi prevažne jemnozrnnými homogénne zvrstvenými pieskovecami typického divokého flyša a južnou zdrojovou oblasťou, ktorá produkovala klastiká s vysokým obsahom štrkov.

Pri štúdiu prúdového systému vo flyšových postupnostiach, v ktorých alternujú zosuvy, sme zistili prekvapujúcu stálosť smeru prúdov na rozsiahlej ploche (160 km²) a pozdĺž celého priebehu tektonickej línie hornádskej (Kendice, Prešov), ktorý postupuje od JV na SZ. Nakoľko tento prúdový systém bol nameraný aj v najjužnejšej časti divokého flyša, na styku s Čiernou horou (Radačov) a bol dokázaný SZ odtiaľ (Ondrášovec), domnievam sa, že pokračuje od JV v sukcesii typického divokého flyša, oddeleného tektonickou líniou hornádskou a pokrytého sedimentmi a vulkanitmi miocénu. Tento konštantný prúdový systém predstavuje pozdĺžne zaplňovanie panvy (*longitudinal filling*; K u e n e n 1957), ktoré prebiehalo zhodne s osou panvy, nezávisle na bočnom zaplňovaní (konglomerátový flyš a veľ-



Obr. 13. Prúdové ružicové diagramy 2 súvrství konglomerátového a mikrokonglomerátového flyša (I—II), alternujúce s 2 súvrstviami netypického divokého flyša (I'—II'); 1 — žliabkové stopy (erozívne), 2 — úderové stopy, 3 — stopy po vlečení a dotyku, 4 — stredný azimut smeru šikmého zvrstvenia, 5 — stredný azimut dlhých osí valúnov (50 ks), 6 — smer predpokladaného sklzávania, určený podľa merania pozdĺžnych osí sedimentárnych vrás.



ké zosuvné telesá). Preto súvrstvia jemnozrnných, homogénne zvrstvených siltovcov a pieskovecov medzi zosuvnými telesami nemajú genetický vzťah k južnej zdrojovej oblasti a sú zaplňované kalovými prúdmi, postupujúcimi od JJV zo zdrojovej zóny Michaľany—Zemplín (SV okraj Maďarska), pokrytej sedimentárno-vulkanickou formáciou neogénu.

Typický bočný vstup klastík do panvy (*lateral filling*; Dzulyński — Książkiewicz — Kuennen 1958) sme zistili petrografickým a sedimentologickým výskumom konglomerátového a mikrokonglomerátového flyša. Orientácia dlhých osí valúnov, šikmého zvrstvenia a orientácia osí rozmyvov v konglomerátových vrstvách na profiloch Kvačany, Suchá dolina, Rokycany a Chminianske Jakuboviany poukazuje na jednotný smer transportujúcich prúdov od JJV na S v starších (Kvačany, Suchá dolina) a na SZ a SZZ v mladších členoch konglomerátového flyša (Chminianske Jakuboviany, Široké).

Smer prúdov v konglomerátovom flyši v oblastiach vzdialených 15—20 km od JV okraja naznačuje koincidenciu s prednostným pozdĺžnym zaplňovaním typického divokého flyša; preto sme podrobne skúmali 2 samostatné súvrstvia netypického divokého flyša (so zosuvmi), alternujúce s dvoma súvrstviami konglomerátového flyša (na ploche 15×10 km) za účelom odlíšenia bočného a pozdĺžneho zaplňovania panvy v typickom divokom flyši (v oblasti Žipov, Ovčie, Široké, Bartotovec) s centrom v Cheminianskych Jakubovianoch. Prúdové smery v najspodnejšom konglomerátovom súvrství I (obr. 13) a v nadložnom netypickom flyši I' sú podľa orientovaných textúr súhlasné. Navyše interné textúry konglomerátového flyša sú zhodné s lineáciami netypického divokého flyša. Charakteristický bočný prínos klastík od JJV sa dal sledovať v mnohých vrstvách netypického divokého flyša na okraji Čiernej hory (Ovčie, Žipov; Marschalko 1961). V konglomerátovom súvrství II a v nadložnom netypickom divokom flyši II' zistili sme mierne stáčanie smeru prúdov (obr. 13) na SZZ. V netypickom divokom flyši je zvýšený podiel hrubej fackie, gradačného a nepravidelného zvrstvenia s horizontmi ílovcových brekcií a oproti typickému divokému flyšu aj sklzávanie je častý jav.

Celkove možno zdôrazniť, že hoci smery prúdenia v netypickom divokom a konglomerátovom flyši majú asi 15—20 km od dnešného JV okraja približne ten istý smer ako prednostné pozdĺžne zaplňovanie v typickom divokom flyši (zhodné s osou panvy a s priebehom hlavných tektonických štruktúr), litologické rozdiely sú podmienené náhlym bočným prínosom klastík z južnej zdrojovej oblasti. Transportujúce prúdy, v ktorých sa vytvárali konglomerátové súvrstvia a netypický divoký flyš, stáčali svoj smer v panve a nadobúdali priebeh paralelný s osou v tejto časti panvy.

Z celkového obrazu distribúcie prúdov vyplýva, že prevládajúci smer prúdov, pozorovaný cez dlhé obdobie, podporuje kalovoprúdovú hypotézu vzniku okrajových flyšových litofácií. Kalové prúdy k svojmu vývoju a transportu potrebovali

sklon; preto jednotný smer prúdov, zistený v jednotlivých litofáciách naznačuje sklon po ktorom stekali kalové prúdy. Väčšina orientovaných tlakových stôp sa skutočne zhoduje s prevládajúcim smerom prúdov, to znamená, že zaplňovanie klastikami bolo primárnym činiteľom určujúcim tzv. *primárny sklon dna panvy* (H a a f 1959).

Z rozboru smeru prúdov v panve vyplýva, že primárny sklon dna panvy sa vyvíjal v 2 hlavných prevládajúcich smeroch: 1. pozdĺž osi panvy sa úklon dna postupne zmenšoval od JV na SZ; 2. pri tesnom okraji južnej zdrojovej oblasti prebiehal kolmo a šikmo k osi na S, SVV a SZ. Z rozmiestenia a hojnosti sklzových vrás a *pull apart* v typicky divokom flyši vyplýva, že primárny úklon dna, vytvorený v dôsledku depozície klastík kalovými prúdmi a pozdĺžneho zaplňovania z jedného centra, nemohol byť veľký, lebo k periodickému sklzávaniu vrstiev už utvorených vôbec nedošlo.

Odlišná situácia bola v konglomerátovom a netypickom divokom flyši, depovanom tesne pri južnom okraji panvy, kde v niektorých prípadoch osi sklzových vrás boli orientované prednostne (obr. 13) kolmo k priebehu osi panvy, zriedkavejšie šikmo alebo paralelne s ňou. Viac deformovaných vrstiev pospolu preukazuje, že sklzové vrásky zapríčinili sily, ktoré pôsobili dlho po depozícii vrstiev. Usudzujeme preto, že rýchlym prínosom hrubých klastík od južného centra rozptylu (Čierna hora—Spišské rudohorie) sa primárny sklon zväčšoval natolko, že vznikol kritický uhol svahu, na ktorom sa vrstvy neudržali a sklzávali, vytvárajúc sklzové vrásky (M a r s c h a l k o 1963). Smer sklzávania v netypickom divokom flyši bol hlavne od juhu na sever, SZ a SVV, čo súviselo so vzrastaním tektonického tlaku od juhu, so zdvíhaním južnej zdrojovej oblasti a so vznikom prudkých sklonov na jednej a osovej depresie na druhej strane.

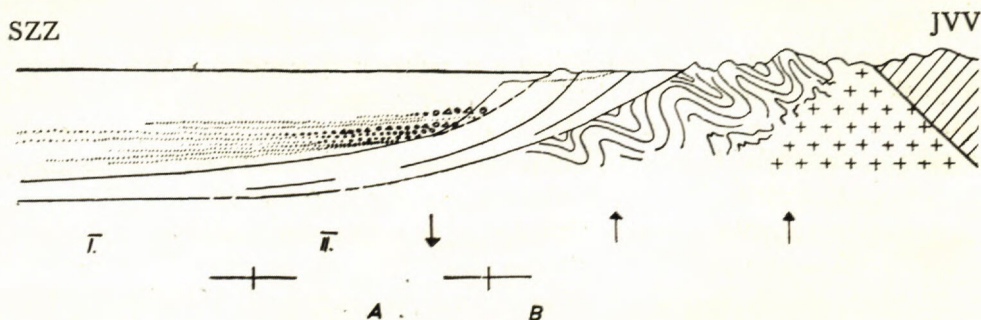
Určité špecifické príznaky, ako vznik horizontov s ílovcovými úlomkami a závalkami, vznik rozsiahlych podmorských zosuvov s blokmi bazálnej a ílovcovej litofácie v divokom flyši (a najmä vysoký podiel nepravidelného zvrstvenia v konglomerátovom flyši), rozmiestnenie a vzdialenosť zosuvov i nepravidelného a gradačného zvrstvenia od okraja zdrojovej oblasti nasvedčuje, že k zdvihu zdrojovej oblasti a starších bazálnych facií muselo dôjsť náhle, za súčasného vzniku dostatočného úklonu svahu, po ktorom sa museli zosúvať štrkové masy, resp. dôjsť k abrázii zdvihnutých súvrství.

Na základe týchto príznakov predpokladáme, že vznik veľkých zosuvných telies konglomerátového a netypického divokého flyša je závislý na tzv. *sekundárnom sklone*, funkciu ktorého si musíme podrobnejšie objasniť. Sklon svahu, na ktorom zosuvy vznikali a po ktorom prebiehalo zosúvanie, sa nehodnotí jednotne. Podľa niektorých sedimentológov (K u e n e n 1953; K u e n e n — C a r o z z i 1953) sklon musel byť konkávny a aspoň tak veľký, aby mohol dôjsť ku kotúľaniu veľkých častíc voľne, samospádom do panvy. Iní (V a s s o j e v i č in R u c h i n 1960) tvrdia, že sklon smerom od zdrojovej oblasti

k osovej časti panvy bol mierny, čo dokazujú rozšírením sklzov iba pri tesnom okraji prizdrojovej zóny. Z priestorového rozšírenia podmorských zosuvných telies v našej oblasti vidíme, že rozsiahle zosuvy sa akumulujú v pásme typického divokého flyša, od jeho najjužnejšieho okraja do hĺbky 7—10 km a v pásme konglomerátového a netypického divokého flyša od jeho JV okraja (Kvačany, Sedlice) 15—20 i viac km do hĺbky panvy. Keďže sklzy v celom rozsahu pásma neboli vôbec rozplavované (premývané) a vznikali takto pod hranicou vlnenia a silných prúdov, domnievame sa, že toto pásmo sa nachádzalo vo väčších hĺbkach a vyvíjalo sa v tesnom podloží prudkého svahu kontinentálnej terasy.

Z litologického zloženia útržkov a blokov v zosuvných telesách a z ich nepravidelného zvrstvenia je jasné, že prudké svahy kontinentálnej terasy pozostávali zo zdvíhaných starších litofácií (vrchné členy bazálnej transgresívnej litofácie, ílovcovej litofácie a čiastočne subflyša). Zosúvajúce sa štrkové masy, rútiace sa dolu svahmi kontinentálnej terasy k severu, vrezávali sa do svahov a hĺbili v nich podmorské údolie. Erózy reliéf takéhoto údolia (obr. 12) sa zachoval v pásme 6—8 km širokom v oblasti Klenov—Suchá dolina, kde pozorujeme ostré zrezanie vrchných členov bazálnej a ílovcovej litofácie (zachovanej len útržkovite) telesami konglomerátového flyša pod nízkym uhlom 3—5° (R ö s i n g 1947) a vykliňovanie nepravidelne zvrstvených konglomerátových vrstiev na styku s týmito litofáciami. Hĺbka vrezania dosahuje 150—200 m a zďaleka neodpovedá skutočnej hĺbke erózie podmorského údolia, lebo predstavuje iba spodnú časť profilu, vyúsťujúceho na dno panvy. Vychádzajúc z týchto zistení usudzujem, že:

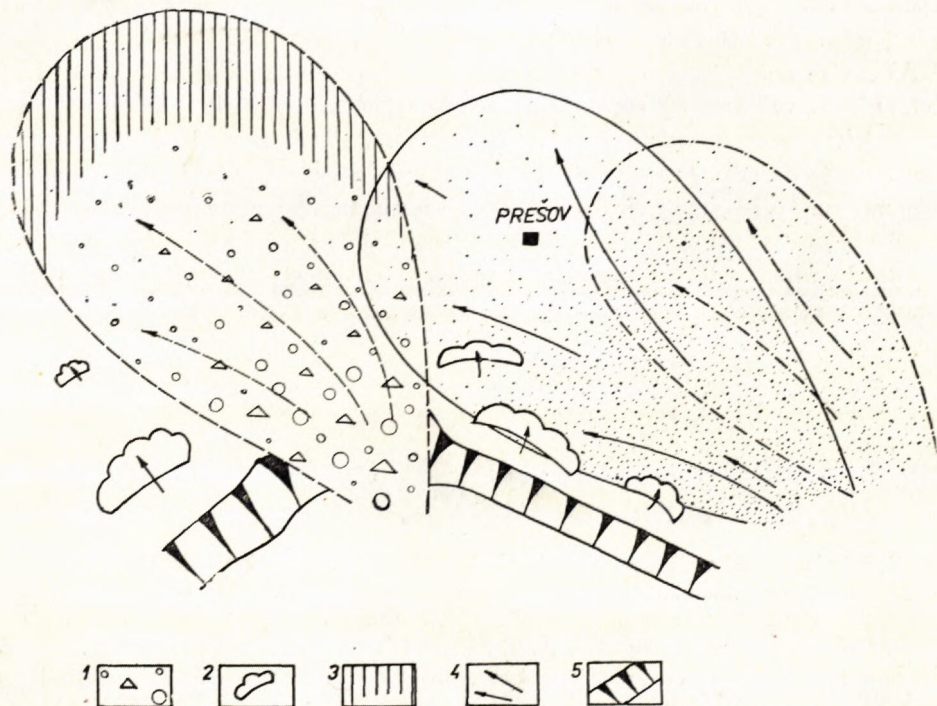
1. svah kontinentálnej terasy predstavoval *sekundárny sklon*, ktorý v našom prípade bol prerezaný podmorským údolím (obr. 14); 2. svah musel byť tak *prudký*, že na ňom nemohlo dôjsť k depozícii, ale iba k erózii zosúvajúcimi



Obr. 14. Šikmý rez od zdrojovej oblasti k osi panvy (JJV—SSZ), znázorňujúci vývoj okrajových litofácií. Na sekundárnom sklone je podmorské údolie vyhlbené pohybom zosúvajúcich sa mäs sedimentov z hrany pobrežnej terasy. Depozícia hrubých klastík nastáva až u podnožia sekundárneho sklonu v podobe plochého podmorského kužela, ktorý predstavuje primárny úklon dna; II — okrajové litofácie, I — osové litofácie, A — primárny sklon dna, B — sekundárny sklon dna.

masami; 3. svah bol v určitých etapách formovania konglomerátového a divokého flyša v spodnej časti profilu vyúsťujúceho na dno panvy *zalomený*.

Hruboklastický materiál, periodicky sa zosúvajúci z hrany kontinentálnej terasy a rútiaci sa po svahu na dno panvy, rýchle narastal v podnoží kontinentálnej terasy v tvare plochého vejára (Kuenen — Migliorini 1950; Sullwold 1960) a vytváral primárny sklon. Pri dvíhaní zdrojovej oblasti vznikol vysoký reliéf. Tempo periodického prínosu klastík sa zrýchlovalo a do panvy prenikali obrovské kvantá hrubých klastík, v dôsledku čoho primárny sklon prudko narastal. V takom prípade zosuvy, postupujúce z hrany kontinentálnej terasy, spočívali iba čiastočne na ňom; zväčša postupovali ďalej ako ťažké zosuvné prúdy, strhávajúce nespevnené podložné série a vytvárajúce sklzové závalky a útržky ílovcov s nepravidelným zvrstvením. Na vhodnom sklone



Obr. 15. Schéma vzniku fluxoturbiditového, turbiditového a sklzového litotypu v blízkosti zdrojovej oblasti. Laterálny výnos fluxoturbiditov postupuje vyrezaným podmorským údolím. Blízko zdrojovej oblasti vzniká nepravidelné zvrstvenie, ďalej prechádzajúce do gradačného zvrstvenia a do vývoja konvolútnej laminácie. Z hrany pobrežnej terasy postupujú rozsiahle podmorské zosuvy. Pozdĺžny transport prebieha po osi panvy; 1 — konglomerátový flyš s nepravidelným zvrstvením predstavuje typicky fluxoturbiditový litotyp, 2 — rozsiahle telesá podmorských zosuvov, 3 — gradačne zvrstvené pieskovce s konvolútnou lamináciou na periférii podmorského kužela výnosu, 4 — smer postupu zosuvov a kalových prúdov, 5 — sekundárny sklon (svah kontinentálnej terasy).

a vo vhodnej vzdialenosti od miesta vzniku zosuvov (20–30 km) nadobudli turbiditu a výsledné depozitá sa nám javia na prechode medzi fluxoturbiditmi a turbiditmi. Hojný výskyt nepravidelného zvrstvenia pri okraji zdrojovej oblasti s výskytom ílovcových závalkov a obrnených úlomkov, ostré ukončenie vytrieďenia hrubej frakcie v konglomerátovom flyši, horizonty s ílovcovými úlomkami a závalkami v netypickom divokom flyši potvrdzujú, že tento spôsob vzniku je bežný (obr. 15).

Zriedkavejší je prípad, ak primárny sklon sa iba pomaly zväčšoval, avšak došlo k náhlemu zdvihu zdrojovej oblasti a vzniku prudkého sekundárneho sklonu, ktorý bol na styku s panvovými litofáciami zalomený. Zosuvy boli pribrzdené v ceste, prepádali sa v podložných nespevnených sériách a nepostupovali ďaleko do panvy, ale sa koncentrovali v nevelkej vzdialenosti od úpätia sklonu. Tento vývoj bol známy v etape vytvárania typického a netypického divokého flyša. Táto etapa predchádzala vzniku konglomerátového flyša.

Ak sa primárny sklon pri okraji zväčšoval prínosom klastík a tektonickým dvíhaním a vykláňaním kontinentálnych terás, mohlo dôjsť k sklzávaniam, vzniku sklzových vrás *pull apart* v samotnej panve. Ak zaplňovanie klastikami prebiehalo intenzívne a bez prerušenia, zväčšujúci sa primárny sklon dosahuje hranicu normálnych trakčných prúdov, ktoré formovali jeho povrch. Tento spôsob, ktorý uvažuje Chvoroa (1958) pre uralskú flyšovú formáciu, je možný iba v prípade rozsiahleho zdvihu a rejuvenizácie zdrojovej oblasti, prínosu veľkého množstva klastického materiálu do panvy riekami a malej rýchlosti subsidencie v osi panvy.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval pg. Frant. Pícha.

LITERATÚRA

- [1] Birkenmajer K., 1958: Oriented flowage casts and marks in the Carpathian Flysch and their relation to flute and groove casts. Acta Geol. Polon. vol. VIII. — [2] Birkenmajer K., 1959: Classification of bedding in flysch and similar graded deposits. Stud. Geol. Pol. Vol. III. — [3] Botvinkina L. N., Feofilova A. P., Jabložkov V. S., 1954: Izučeniej texture i uslovij zaleganija novejšich aljuvialnych i nekotorych drugich otloženiij v nizovjach reki Dona i na pobreže Azovskovo morja. Trudy inst. geol. nauk ANSSS. Vyp. 151. — [4] Crowell J. C., 1955: Directional Current Structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 66. — [5] Crowell J. C., 1957: Origin of Pebbly Mudstones. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 88. — [6] Dzulyński S., Radomski A., 1955: Origin of Croove Casts in the Light of Turbidity Current Hypothesis. Acta Geol. Polonica, Vol. 5. — [7] Dzulyński S., Książkiewicz M., Kuenen Ph. H., 1959: Turbidities in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 70. — [8] Chmelík F., 1959: Zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v oblasti Nížkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1956, Praha. — [9] Chvoroa J. V., 1958: Upper Carboniferous Flysch and Lower Permian

Molasse in the Urals. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 51, Basel. — [10] K o p s t e i n F. P. H. W., 1954: Graded Bedding of the Harlech Dome. Rijksuniversiteit te Groningen, Geol. Inst. Pub. 81. — [11] K s i ą z k i e w i c z M., 1950: Slip-bedding in the Carpathian Flysch. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* vol. XVII. — [12] K s i ą z k i e w i c z M., 1954: Graded and Laminated bedding in the Carpathian Flysch. *Ibidem*, vol. XXII. — [13] K s i ą z k i e w i c z M., 1958: Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Ibidem*, vol. XXVIII. — [14] K s i ą z k i e w i c z M. 1958: Stratigraphy of the Magura Series in the Sredni Beskid, Carpathians. *Inst. Geol. Biul. No 135.* — [15] K u e n e n Ph. M., M i g l i o r i n i C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour Geology*, v. 58. — [16] K u e n e n Ph. H., 1952d: Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet. Amsterdam, Ser. B*, 55. — [17] K u e n e n Ph. H., C a r r o z i A., 1953: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. *J. Geol.*, 61. — [18] K u e n e n Ph. H., 1953c: Graded bedding, with observations on lower Paleozoic rocks of Britain. *Verhand. Kon. Nederl. Akad. Wet. Amsterdam, Afd. Nat.*, sect. I, 20, 3. — [19] K u e n e n Ph. H., 1956a: The difference between sliding and turbidity flow. *Deep-sea Res.* 3. — [20] K u e n e n Ph. H., 1957b: Sole markings of graded graywacke beds. *Jahrbuch Geol.*, 65. — [21] K u e n e n Ph. H., 1957c: Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. *Verhand. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser.*, 18. — [22] L o m b a r d A., 1956: Géologie sédimentaire, les séries marines. Paris, Masson et Cie. — [23] M a r s c h a l k o R., 1961: Sedimentologic investigations of the marginal lithofacies of the Central Carpathian Flysch. *Geol. práce, zošit 60.* — [24] M a r s c h a l k o R., R a d o m s k i A., 1960: Preliminary results of investigations of current directions in flysch basin of the Central Carpathians. *Ann. Soc. Géol. Pologne* 30. — [25] M a r s c h a l k o R., V o l f o v á J., 1960: Submarine slide and its macrofauna in the paleogen of Central Carpathian. *Geol. práce, zprávy 19.* — [26] M a r s c h a l k o R., 1963: Sedimentary slump folds and depositional slope. *Geol. práce, zprávy 30.* — [27] P í c h a F., 1964: Litologický a petrograf. výzkum paleogénu centr. Karpat. *SGV. Západné Karpaty sv. 2*, Bratislava. — [28] P e t t i j o h n F. J., 1957: *Sedimentary Rocks*. N. Y. Harper and Bros. — [29] R ö s i n g F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierná hora (Karpathen). *Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft*, Bd. 99 — [30] R u c h i n L. B., 1959: Osnovy obščej paleogeografii. Leningrad. — [31] S c h w a r z a c h e r W., 1953: Cross-bedding and grain size in the Lower- Cretaceous sands of East Anglia, *Geol. Mag.* vol. 90. — [32] S h r o c k R. R., 1948: *Sequence in Layered Rocks*. McGraw-Hill Comp. N. York. — [33] S u l l w o l d W. H. Jr., 1960: Tarzana Fan, Deep Submarine Fan of Late Miocene Age, Los Angeles County, California. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* vol. 44. — [34] T i m o f e j e v P. P., 1954: Aljuvialnyje otloženija i svjazanyje s nimi erozionnyje razmyvy v ugljenosnych svitach srednovo karbona jugo-zapadnej okrainy Donbasa. *Trudy inst. geol. nauk ANSSSR. Vyp.* 151. — [35] H a a f E. T e n, 1959: Graded beds of the Northern Apennines. Thesis Univ. Groningen. — [36] T r ü m p y R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. Soc. Geol. Amer.* 71. — [37] V a s s o j e v i c h N. B., 1948: Flyš i metodika jeho izučeniya. *Vses. Neft. Geol. Razv. Nauč. Issled. Inst. Leningrad-Moskva.* — [38] V a s s o j e v i c h N. B., 1953: O nekotorych flyševykh teksturach (znakach). *Trudy Lvovsk. Geol. Obšč., Geol. Ser. vyp.* 3. Lvov. — [39] W e l l e r J. M., 1958: Stratigraphic facies differentiation and nomenclature. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.-Vol.* 42. — [40] K u e n e n Ph. H., 1948: Slumping in the Carboniferous Rocks of Pembrokeshire. *Quart. Journ., London.* — [41] M a h e l M., 1959: Nové členenie a pohľad na hist.-geol. vývin centr. Karpát. *Geol. práce, Zoš.* 55. — [42] N i e h o f f W. 1958: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen... *Geol. Rundschau* 47 (11).

SEDIMENTÄRE TEXTUREN UND PALÄOSTRÖMUNGEN IN DEN FLYSCHRANDFAZIEN

Im Laufe der stratigraphischen Studien wurde das zentralkarpatische Paläogen zwischen den Gebirgen Čierna Hora und Branisko (in der Ostslowakei) in mehrere, stratigraphisch zwar identische, lithologisch jedoch verschiedene Fazies gegliedert (R. Marschalko 1961, 1962). Einen besonders ausgeprägt individuellen Charakter trägt die basale transgressive Lithofazies, welche ausschliesslich an die Basis der Formation gebunden ist und gehört am Nordrande von Čierna Hora-Gebirge etwa dem Mittel- (?) und Obereozän an. Die Tonschiefer-Lithofazies und die Schichten des Subflysches, welche durch flüssige Übergänge mit der basalen Schichtfolge zusammen hängen, gehören dem Obereozän an. Diese Lithofazies gewinnt in nördlicher und westlicher Richtung an Mächtigkeit. Die Entwicklung der typischen Randlithofazies, das heisst des Konglomerat-, Mikrokonglomerat- und des Wildflysches ist am südlichen Rande des studierten Gebietes verbreitet und bildete sich infolge der plötzlichen Hebung des südlichen Abtragungsgebietes. Sie sedimentierte nach der Ablagerung der Tonschiefer. Die Randfazien entsprechen etwa dem Obereozän und Unteroligozän. Der Übergangsflysch, der eigentlich einen den Randfazien weit verwandten Äquivalenten im Becken darstellt, gehört dem Obereozän an.

Zu den bedeutenden Veränderungen in der Entwicklung der Randlithofazien kam es im späteren Obereozän und besonders im frühen Unteroligozän. Das Gebiet bekam damals den Charakter einer nicht sehr ausgeprägten Synklinalstruktur, die durch zwei wesentliche Bruchsysteme geteilt wurde.

Die basale transgressive Lithofazies. Aus zahlreichen spezifischen lithologischen und biofaziellen Merkmalen schliessen wir, dass diese Lithofazies sich im seichtmarinen Milieu gebildet hatte. Linsenförmige Gebilde, tiefe Erosionsrinnen, Schrägschichtungsbogen, Kreuzschichtung, die Längsachsenorientierung der Gerölle senkrecht auf die Stromrichtung, wie auch die polare Änderung der Stromrichtung, das alles zeugt davon, dass das klastische Material einen „tractionalen Transport“ durchgemacht hat. Die granulometrischen Veränderungen, bzw. den Übergang von feinkörnigen Konglomeraten in Sandsteine und Siltsteine hat man etwa 30–70 m oberhalb der transgressiven Lage beobachtet. In vertikaler Richtung bleiben die sedimentären Texturen aus und werden durch die Tonschiefer-Lithofazies ersetzt. Am Übergang zwischen diesen Fazien kommen oft submarine Rutschmassen mit typischer litoralen Makrofauna vor, welche durch die Gravitationskräfte in die tieferen Beckenteile abgetragen wurden. Die Anwesenheit der Rutschungen zeugt von der unterschiedlichen Tiefe bereits während der Ablagerung der transgressiven Lithofazies. In Süden ging die Transgression ziemlich rasch vor sich und erreichte auch das Gebiet des Zips-Gömörer Erzgebirges. Die Stoffzusammensetzung der Konglomerate weist auf die Zufuhrrichtung des klastischen Materials von Süden und Südosten her (das Gebirge Čierna Hora und Zips-Gömörer Erzgebirge), wo sich bereits vor der Transgression ein höheres Relief befand.

Die Tonschiefer-Lithofazies und Subflysch ist durch die Überlegenheit der Tonkomponente mit der Siltlamination und oxydischen Mn-Karbonaten ausgezeichnet. In den Sandsteinen erkennen wir die gradierte Schichtung und die Schrägschichtung, mit der die Bildung der asymmetrischen Rippeln auf der oberen Schichtenfläche verbunden war. Die Strömungsmarken auf der unteren Fläche der Schichten, die Schrägschichtung und Kräuselnachsen sind in derselben Schicht gleich orientiert.

Der Konglomerat und Mikrokonglomeratflysch bildet umfangreiche, fingerartig vorstossende Schichtfolgen, die im untypischen Wildflysch alternieren. Die gradierte Schichtung mehrerer Typen ist vor allem in den Mikrokonglomeraten etwa 10–15 Km von Südrand des Gebietes konzentriert. Die unregelmässige Schichtung findet man am Nordrand des Gebirges Čierna Hora (in der Nähe des Abtragungsgebietes), von wo sie in nördlicher und westlicher Richtung in die gradierte Schichtung übergeht. Die Schrägschichtung auf der oberen Schicht-

fläche ist der Tätigkeit der Ströme zuzuschreiben. Mit der Reduzierung der Schichtmächtigkeit (von SO nach NW) verringert sich auch die Dicke der Schrägschichtung. Die vorkommende konzentrierte Pflanzenmasse in Laminen ist allochthonen Ursprungs. Die Auskeilung der Schichten in der Transportrichtung wurde nicht beobachtet. Beim Vergleich der Schichten, die in der E-W Richtung verlaufen, beobachtet man die Zufuhr des klastischen Materials von der Seite (von Süden her). Zweierlei Typen von Erosionsrinnen auf der Basis zeugen von der Verringerung der Transport- und Erosionskraft der Ströme in Richtung vom Abtragungsgebiet her dem Beckenzentrum zu. Die ziemlich schwach abgerundeten Blöcke und Bruchstücke lassen vermuten, dass dieses Material durch die Schlamm Masse (Suspension) versetzt wurde.

In den Rutschmassen und unregelmäßig geschichteten Lagen hat man scharfkantige Gesteinsblöcke der basalen und Tonschiefer-Lithofazies, wie auch Bruchstücke aus den Zwischenschichtlagen gefunden. Während der Rutschungen wurden die basalen gehobenen Schichten (subaquatisch) erodiert. Das Vorgehen des Konglomeratflysches in die basale transgressive und Tonschiefer-Lithofazies deutet auf die Bildung der subaquatischen Rinnen durch die Erosion. An der Zusammensetzung der Konglomerate beteiligt sich vor allem das Material des Kristallin von Čierna Hora und des Zips-Gömörer Erzgebirges neben den Elementen aus der Krížna-Entwicklung (Lias-Neocom), der westkarpatischen Entwicklung (Lias-Neocom-Apt) und Gesteinen unbekanntem Ursprungs (Lias-Alb). Auch die Nummuliten und *Dyscocyclina*-Kalke kommen vor, während die Triasgesteine fehlen (sie wurden erst später im Miozän abgetragen).

Der typische und untypische Wildflysch ist durch die Entwicklung umfangreicher subaquatischer Rutschkörper charakterisiert, welche in den litoralen (gehobenen) Zonen (sog. Schelfterrassen) entstanden (Gerölle in den Rutschmassen sind oft von Lamellibranchiaten angebohrt). Die scharfkantigen Siltblöcke der transgressiven und tonigen Lithofazies in den Rutschmassen zeugen vom Emporheben der basalen Lithofazies während der Ablagerung; infolge dessen kam es dann längs der geneigten Schichten zu den Rutschbewegungen. Da in den Rutschmassen keine Spuren nach den Strömen zu finden sind, mussten die Flyschkomplexe mit alternierenden Rutschmassen in tieferen Lagen entstanden. Die rutschenden Massen rissen mit sich auch die liegenden Ablagerungen, welche ihnen im Wege standen. In der Flyschsukzession sind oft massige und unregelmäßig geschichtete Sandsteine mit Tonschiefer-Bruchstücken anwesend. Da die Strömungsmarken auf den unteren Schichtflächen sind, konnten sie nicht durch Rutschungen längs der Hänge entstanden. Es handelt sich vielmehr um Ablagerungen, die aus den mit Schlamm Masse dicht gesättigten Strömungen sedimentierten.

Der Übergangsflysch ist durch die gradiert geschichteten Sandsteine mit konvoluter Lamination gebildet. Die mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine aus der Randlithofazies beweist, dass das Abtragungsgebiet, aus dem das rohe klastische Material stammt, eigentlich eine morphologisch gut gegliederte Gebirgszone mit ausgiebigen Wasserniederschlägen darstellte (Kristallin der Čierna Hora und des Zips-Gömörer Erzgebirges).

Die Paläoströmungen im Subflysch sind von Süden nach Norden, NE und NW gerichtet; im Wildflysch sind feinkörnige klastische Gesteine von SE nach NW und WNW deponiert, während das globklastische Material durch umfangreiche submarine Strömungen von S nach N und NW transportiert wurde. Im Konglomerat-Flysch dominiert die Zufuhr von Süden her (dem Beckenzentrum zu; parallel mit der Beckenachse — SE—NW).

Die durch lange Zeitabschnitte dauernde dieselbe Richtung der Strömungen unterstützt die Hypothese, wonach die Randlithofazies durch „Schlammströmungen“ entstanden. Diese Randfazies bilden sich infolge des Gravitationstransportes auf den primären Hängen in tieferen Beckenlagen unter den alten Schelfterrassen. Infolge der Hebung der Quellengebiete und des raschen Abtransportes des klastischen Materials durch Rutschungen und Schlammströmungen steigerte sich auch das Fallen des Bodens, wodurch günstige Bedingungen für verschiedene Schichtung des Flysches gegeben wurden.

Vysvetlivky k tab. V—VIII

Tab. V

Obr. 1. Krížové zvrstvenie s oblúkovitým i rovným tvarom lamín — Hrišovce — Obr. 2. Periklinálne čeriny, zmysel postupujúceho prúdu (po hrote ceruzky) bol určený zo smeru a úklonu šikmo zvrstvených lamín. Obr. 3. Gragačné zvrstvenie jednoducho stupňované — Suchá dolina.

Obr. 4. Ostrohranný blok kremenca v drobnozrnných mikrokonglomerátoch — Chmin. Jakuboviany.

Tab. VI

Obr. 1. Ostrohranné ukončenie hrubej frakcie smerom nahor a náhly prechod do jemnozrnej frakcie — Chmin. Jakuboviany. Obr. 2. „Obrnený“ ílovcový valún v nepravidelne zvrstvenej vrstve — Chmin. Jakuboviany. — Obr. 3. Ostrohranné úlomky a valúny ílovcov v gradačne zvrstvenom drobnozrnnom zlepení — Chmin. Jakuboviany. Obr. 4. Veľký ostrohranný blok siltovca, pochádzajúci z vrchnej časti bazálnej litofácie, transportovaný najmenej 8 km od pôvodného výskutu — Chmin. Jakuboviany.

Tab. VII

Obr. 1. Sigmoidálne uhnuté tvary lamín v jednej sérii šikmého zvrstvenia. Zvrstvenie je v hornej polohe vrstvy — Chmin. Jakuboviany. — Obr. 2. Blok karbónskych zlepenčov Spiš-gemer. rudohoria v konglomerátovom flyši — Chmin. Jakuboviany. — Obr. 3. Roztiahnutá ílovcová vrstvička sa pretrhla, stratila kontinuitu a pláva v pieskovi; textúra pull apart — Oväcie. — Obr. 4. Konvolútna laminácia — Rožkoviany.

Tab. VIII

Obr. 1. Podmorský zosun; v základnej ílovcovo-zlepenčovej hmote plávajú ostrohranné bloky a oválané závalky ílovcov a pieskocov podobného zloženia ako v podložných vrstvách — Široké. — Obr. 2. Zosun postupujúci do hlbšej časti panvy strhol podložné postupnosti a skrútil ich do vrás, ktoré pripomínajú väčšie tektonické deformácie. Útržky pieskocov preberajú charakteristický tvar svojho okolia. Pravá strana toho istého zosunu — Široké.

VÁCLAV ŠIMÁNEK

PŘÍSPĚVEK K URČENÍ ROPOMATEČNÝCH A SBĚRNÝCH HORNIN ZÁPADNÍ ČÁSTI PODUNAJSKÉ NÍŽINY

Úvod

Podle organické hypotézy vzniku ropy je vlastním producentem uhlovodíků v sedimentu rozptýlená organická hmota; tato podléhá v průběhu sedimentace a zvláště po usazení sedimentu a v průběhu jeho diagenese metamorfoze, při které vznikají sloučeniny obohacené (ve srovnání s výchozí látkou) uhlíkem a sloučeniny obsahující zvýšený podíl uhlíku a vodíku. Látky první skupiny jsou reprezentovány sloučeninami huminové povahy, uhelnou složkou a nerozpustnými rezistentními sloučeninami; podle současných poznatků jsou výsledkem karbonizačního procesu. Látky druhé skupiny souvisejí geneticky s ropou a jsou tvořeny směsí parafinických, naftenických a aromatických uhlovodíků a smol a jsou produkty procesu bitumenizačního. Průběh obou těchto procesů ovlivňuje chemická povaha matečného materiálu a různě intenzivní fyzikálně chemické a biochemické faktory. Důsledkem je, že pochody bitumenizace a karbonizace probíhají v přírodních podmínkách současně, takže i produkty jejich působení tvořící mezičlánky v cyklu přeměny organické hmoty v hornině jsou přítomny ve značně variabilním poměru.

Koncentrace a složení organické hmoty v sedimentu je podmíněna primárně druhem sedimentačního prostředí a metamorfozou, kterou organická substance prošla, sekundárně je ovlivněna migrací pohyblivých komponent; zakotvenou fází tvoří produkty pokročilého prouhelnění organické hmoty, pohyblivou složkou jsou bitumeny a z části huminové látky. V tomto smyslu je kvalitativně-quantitativní složení organické hmoty dispergované v sedimentu indikátorem vzniku, resp. obohacení kolektorských vrstev uhlovodíky, a tak z hlediska roponosnosti ukazatelem perspektivity průmyslového významu studovaného terenu (ropomatečné a sběrné vrstvy).

* Výtah z přednášky na III. mezinárodní vědecké konferenci o otázkách naftové geochemie a mikrobiologie v Budapešti.

Po teoretické stránce byla problematika metamorfozy rozptýlené organické hmoty studována celou řadou autorů; teoretickými výzkumy i jejich praktickou aplikací při vyhledávání průmyslových ložisek ropy se zabývali především Archangelskij, Gubkin, Brod, Trask, Vassojevič, Eremenko, Dickey—Rohn, Hunt, Ronov a jiní. Tito autoři definovali s malými odchylkami totožně charakteristiku ropomatečných vrstev a v územích, která zpracovávali, provedli podle různých hledisek jejich vyčlenění z komplexu zastoupených sedimentů. Na základě těchto prací jsme přistoupili v rámci souborného geologického průzkumu na ropu a zemní plyn v Podunajské nížině k výzkumu rozptýlené organické hmoty západní části této oblasti. Výsledky získané těmito pracemi jsou ke sledovanému cíli interpretovány v konfrontaci s poznatky z ropoproduktivní oblasti čs. části Vídeňské pánve.

Nástin geologických poměrů Podunajské nížiny

Území Podunajské nížiny je mladotřetihorní pánví poklesového charakteru, které je omezeno v SZ části Malými Karpaty a pohořím Inovce, na východě pohořím Tribče a vulkanity Štiavnického pohoří. Směrem k jihu je pánev omezena Piličsko-ostřihomskými a Vertešskými vrchy. Tok Dunaje rozděluje Podunajskou nížinu na československou a maďarskou část, které se rozprostírají na přibližně stejné ploše. V okrajích československé části pánve vystupují na západní a severní straně horniny paleogénu, mesozoika a krystalinika centrálních Karpat. Podloží neogenních usazenin tvoří ve východní části krystalinické horniny jaderných pohoří, v jihovýchodní části eocén (obr. 1).

Geologický vývoj Podunajské nížiny je obdobný vývoji vnitroalpské Vídeňské pánve. Tektonická stavba je podmíněna povlovným vklesáváním vrstev od okrajů do středu pánve. Zlomové systémy sledují převážně karpatský směr a ohraničují zpravidla z obou stran hrástě ponořených jaderných pohoří. Ojedinelé zlomy jsou SZ—JV, resp. Z—V směru. Sedimentace začala mořským tortonem a s určitým přerušením trvala do sarmatu; v pliocénu pokračovala sedimentace jezerní, v pleistocénu fluviatilní. Podložní burdigal-helvetské usazeniny vznikaly v odlišném sedimentačním prostoru. *Torton* je členěn na *spodní* — lagenidová zóna mocnosti cca 700 m a *svrchní* se zónami spiroplectaminovou, bolivino-buliminovou a rotaliovou; jejich mocnost je vzhledem k rozdílnému vývoji pánve v různých dílčích částech různá. Směrem k jihu mocnosti svrchního tortonu ubývá, v centrálních částech pánve prakticky chybí. Litologicky jsou svrchnotortonské sedimenty tvořeny převážně pevnými, vrstevnatými slinitými jíly s polohami písků nebo pískovců. Ve svrchním tortonu východní části pánve byly zjištěny četné polohy tufů a tufitů. Sarmat, zastížený v západní části pánve v mocnosti asi 350 m, je ve východní části redukován asi na 60 m. Mikrofaunisticky se rozděluje na zónu s *velkými elphidiemi*, zónu s *Elphidium hauerinum* a zónu s *Nonion granosum*. V souvrství převládají písčité a slinité jíly, ve východní části pánve

jsou, podobně jako v tortonu, četné polohy vulkanogenních hornin. Nejmladší sedimenty jsou budovány spodním pliocénem, ve kterém je zastoupen spodní a svrchní oddíl pannonu, a pontem. V tomto souvrství přibývá písčité poloh; převládajícím typem hornin jsou pestré a slinité jíly.

Způsob zpracování

Rozptýlená organická hmota byla chemicky sledována v horninách, které byly získány hlubinným vrtáním převážně v SZ části pánve (trnavská tabule a oblast západních okrajových ker) z části v centrální depresi a JV části pánve. Získané údaje byly zpracovány s ohledem na stratigrafii a litologický typ hornin, jejich mocnost a plošné rozšíření. Podkladem interpretačních závěrů je grafické zpracování koncentrace, kvalitativního složení, hloubky a stratigrafické příslušnosti sedimentů jednotlivých vrteb.

Ve smyslu organické hypotézy vzniku ropy byly ve studované oblasti k identifikaci ropomatečných a sběrných vrstev sledovány složky, které charakterizují základní genetické řady metamorfózy organické substance, rozptýlené v sedimentu. Poněvadž tyto komponenty tvoří „homologické řady“, byla jejich koncentrace vyjadřována procentuálním obsahem elementárního uhlíku; sledovány byly: celkový organický uhlík (C_{org}) — uhlík organických látek v sedimentu spalitelných po předcházející dekalcinaci minerální složky, uhlík bitumenů (C_{bit}) — látky extrahovatelné z dekalcinované horniny chloroformem, uhlík huminových látek (C_{hum}) — látky extrahovatelné z dekalcinované horniny alkalickým hydroxydem. Vedle těchto složek byl sledován tzv. uhlík zbytkový (C_{zbytk}), který tvoří blíže nedefinovanou organickou substanci nerozpouštějící se ani v organických ani v alkalických rozpouštědlech. Výsledky chemických rozborů byly přepočítávány na vahová procenta příslušné složky z váhy horniny a do tzv. uhlíkové bilance charakterizující procentuální podíl jednotlivých komponent v organické hmotě a vystihující stupeň a druh metamorfni přeměny (obr. 2).

Organická hmota převertaných souvrství pánve

Pelitické sedimenty všech neogenních souvrství Podunajské nížiny mají vyšší koncentraci organické hmoty než sedimenty písčité. Vzájemný poměr koncentrace jen mírně kolísá s průměrnou hodnotou pro čs. část pánve 1 : 2,8. Koncentrace organického uhlíku se v písčitéch sedimentech pohybuje mezi 0,1—0,3 váh. %, v pelitech mezi 0,3—0,8 váh. %; obsah organické hmoty v obou typech hornin mírně vzrůstá ve směru od pannonu k tortonu. Současně s koncentrací organické hmoty se mění i její složení: organická hmota pelitů obsahuje větší podíl zbytkového uhlíku. S hloubkou uložení, resp. se stářím sedimentů se rozdíly v obsahu zbytkového uhlíku zmenšují. Méně stálou tendenci změn vykazují huminové látky a bitumeny; organická hmota písčitéch sedimentů obsahuje zpravidla více huminových látek, než organická hmota v usazeninách pelitických. V celopánevním měřítku se silně uplatňuje hloubkový faktor metamorfózy a poměrně značné relativní obohacení písčitéch sedimentů bitumeny, takže rozdíly nejsou příliš zřetelné. Diference v obsahu zbytkového uhlíku písčitéch a pelitických sedimentů odpovídá při přibližně stejném relativním obsahu huminových látek rozdílu v obsahu bitumenů. Obsah bitumenů v organické hmotě pelitických sedimentů dosahuje jen

vyjímečně více než 5 % (svrchní pannon), zpravidla 4,5–2,5 % z obsahu organické hmoty. V písčitých sedimentech je naproti tomu koncentrace bitumenů pouze ojediněle nižší než 5 %, převážně 5–15 %. Pelitické sedimenty uložené nejméně hluboko, resp. nejmladší geologické příslušnosti disponují největším relativním obsahem bitumenů; s hloubkou, případně stářím sedimentu jejich obsah klesá.

Mezi stářím sedimentů a stupněm metamorfózy rozptýlené organické hmoty nebyl zjištěn přímý vztah; organická substance mladších sedimentů je často metamorfována do vyššího stupně, než organická hmota rozptýlená v sedimentech geologicky starších. Metamorfóza organické hmoty vzrůstá přes určité kolísání ve všech souvrstvích s hloubkou uložení. Poněvadž procentuální obsah bitumenů v organické hmotě kolísá přibližně v rozpětí jen 2 %, mění se obsah huminových látek téměř v přísně reciproké závislosti s relativním obsahem zbytkového uhlíku. Stupeň přeměny rozptýlené organické hmoty vzrůstá s hloubkou, za normálních úložních podmínek tudíž i se stářím sedimentů; byly-li úložní poměry porušeny, uplatňuje se v tomto směru prvořadým způsobem hloubka uložení horniny, méně významně její stáří (tab. 1).

Posloupnost metamorfózy organické hmoty rozptýlené v sedimentu lze schematicky vyjádřit takto: výchozí organická látka → látky huminové a bituminózní povahy → různě prouhelnělá substance až grafit.

Tab. 1. Koncentrace a složení organické hmoty v profilu převrtnaných souvrství Podunajské nížiny.

Stratigrafie	Hloubkový interval	Váh. % C _{org}		% C _{zb.} z C _{org.}		% C _{hum.} z C _{org.}		% C _{bit.} z C _{org.}		K _{bit.}	
		písky	pelity	písky	pelity	písky	pelity	písky	pelity	písky	pelity
Pont + sv. pannon	100–1621	0,114	0,335	65,7	70,1	19,2	21,1	15,1	8,8	0,021	0,028
Spodní pannon	399–2630	0,250	0,617	69,7	77,8	15,6	17,0	14,7	5,2	0,028	0,032
Zóna s <i>No-nion granosum</i>	720–2570	0,287	0,768	61,2	79,6	28,7	14,9	10,1	5,5	0,027	0,045
Zóna s <i>Elphidium hauerinum</i>	704–1454	0,221	0,577	77,7	80,9	8,7	15,1	13,6	4,0	0,031	0,025
Zóna s <i>velkými elphidiemi</i>	600–2749	0,206	0,605	77,2	81,3	12,5	14,2	10,3	4,5	0,024	0,028
Zóna rotaliová	650–3000	0,256	0,627	74,7	77,1	19,8	18,6	5,5	4,3	0,016	0,024
Zóna bolivino-buliminová	700–3282	0,326	0,692	79,5	78,8	15,9	17,8	4,6	3,4	0,016	0,024
Zóna spiroplectaminová	1050–2802	0,225	0,675	80,2	86,7	12,9	10,2	6,9	3,1	0,013	0,022
Spodní torton	1426–2683	0,168	0,579	71,4	81,7	17,3	14,7	11,3	3,6	0,017	0,021

Organická hmota v sedimentech produktivní oblasti.

Ke konfrontaci s výsledky z Podunajské nížiny byla sledována organická hmota rozptýlená v sedimentech ropoproduktivní JV čs. části vnitroalpské Vídeňské pánve. V celkové charakteristice organické hmoty nebylo shledáno zásadních rozdílů; koncentrace je přibližně stejná, pouze stupeň její metamorfózy je při obvyklé tendenci jejího vzrůstu s hloubkou mírně nižší. Organická hmota obsahuje zvýšený podíl huminových látek, který s hloubkou povolně klesá za vzrůstu procentuálního podílu zbytkového uhlíku. Relativní i absolutní obsah bitumenů se s výjimkou báze spodní lagenidové zóny pohybuje v obvyklých mezích; u pelitů tvoří v průměru 3 %, u sedimentů písčitých cca 11 %. Průměrná koncentrace bitumenů je silně ovlivněna vysokými absolutními a relativními obsahy bitumenů produktivního obzoru lagenidové zóny, ve kterém byl nalezen téměř 10 kráté vyšší obsah než je průměr ostatních písčitých sedimentů (tab. 2).

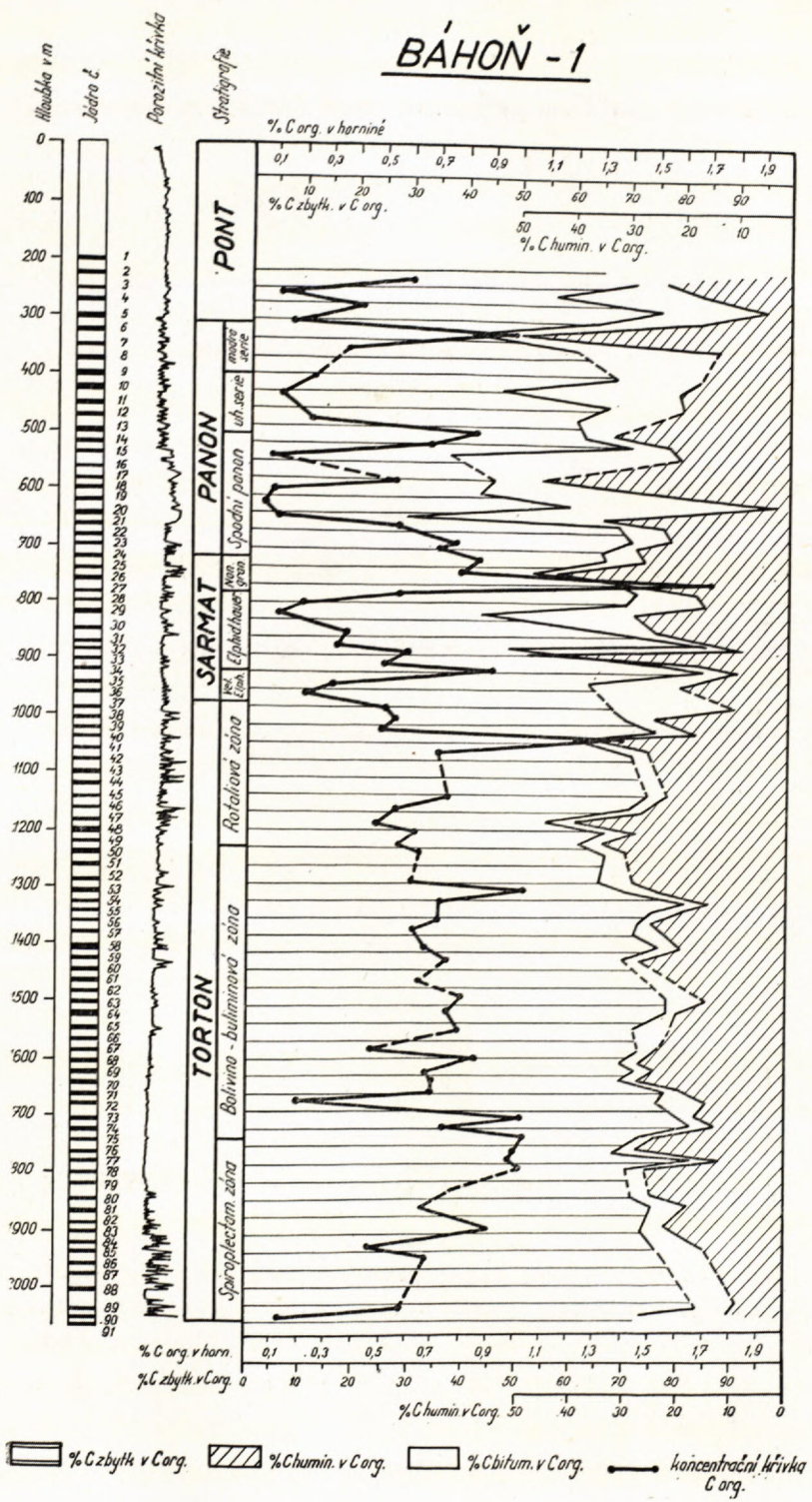
Diskuze. Složení organické hmoty v produktivním obzoru lagenidové zóny je nepochybně silně ovlivněno přimigrováním pohyblivé bituminozní složky a není výsledkem metamorfózy matečné organické substance v prostředí jejího výskytu; ani v optimálním případě nelze předpokládat přeměnu 42 % sedimentované organické substance na bitumeny. Naopak připustíme-li v souhlase s organickou teorií vzniku ropy, že nalezený bitumen vznikl metamorfózou přibližně pouze 5 % sedimentované organické hmoty, zjišťujeme základní rozpory v nalezeném absolutním obsahu zbytkového uhlíku, který by jako nepohyblivá a chemicky nejstálejší složka musel být nalezen v koncentraci více než 14 kráté vyšší než bylo analyzou zjištěno. Předpokládáme-li, že analyzou nalezený zbytkový uhlík (C_{zbytk}) je reliktem původně sedimentované organické hmoty, lze odvodit zhruba koncentraci a složení organické hmoty před vmigrováním bitumenu. V této fázi bylo v sedimentu přibližně 0,55 váh. % organického uhlíku, cca 97 % váh. uhlíku zbytkového a uhlíku huminových látek; koncentrace uhlíku bitumenů činila cca 3 %. Diference v obsahu celkového organického uhlíku v sedimentu původně obsaženého a v obsahu organického uhlíku zjištěného analyzou v současné době reprezentuje přírůstek migrovaného bitumenu t. j. 0,36 váh. %. Původní obsah bitumenů v sedimentu byl tudíž 0,02 váh. %.

Odvozená koncentrace organické hmoty i koncentrace bitumenů v sedimentu před vmigrováním je v dobré shodě s výsledky analyz organické hmoty okolních hornin. Celkový souhlas vypočítaného složení původní organické hmoty s výsledky analyz organické hmoty sedimentů téhož souvrství, lze považovati za ukazatele porušení původních koncentračních poměrů migrací bitumenů. Zcela analogické poměry byly rovněž zjištěny ve svrchnotortonském ropoproduktivním obzoru oblasti Studienka.

Kriteria ropomatečnosti sedimentů a migrace bitumenů

Změny ve složení organické hmoty v důsledku přimigrování bituminozní složky se projeví zvýšením absolutního obsahu i relativního poměru bitumenů vůči zbytkovému uhlíku a huminovým látkám. Poněvadž vzrůst absolutní koncentrace bitumenů může být vázán na lokálně zvýšený obsah organické hmoty v sedimentu, uvažujeme při posuzování možné migrace především relativní obsah bitumenů; zůstává však otázkou, nakolik je toto kritérium ukazatelem, ze kterého lze usuzovat

BÁHOŇ - 1



O b r. 2. Grafické zpracování výsledků chem. rozborů org. hmoty v profilu opěrné vrtby Bahoň 1.

Tab. 2. Koncentrace a složení organické hmoty v profilu produktivní vrtby z jv. části Vídeňské pánve

Stratigrafie	Hloubkový interval	% C _{org.}	% C _{zbytk.} z C _{org.}	% C _{hum.} z C _{rg.}	% C _{bit.} z C _{org.}	K _{bit.}
Spodní pannon	450—455	0,256	86,2	11,8	2,0	0,004
Zona s Nonion granosum	500—505	0,089	56,3	35,6	8,1	0,008
Zona s Elphidium reg.	900—906	0,150	54,2	37,9	7,8	0,013
Zona s Elphidium reg.	930—936	0,595	74,2	23,0	2,8	0,017
Zona s Elphidium reg.	960—963	0,692	40,9	56,4	2,7	0,019
Sv. Mollusc. zona	996—998	0,200	65,5	32,2	2,4	0,005
Sv. Mollusc. zona	1050—1053	0,311	56,7	40,5	2,7	0,010
Sv. Mollusc. zona	1054—1056	0,698	62,0	35,4	2,5	0,018
Zona spiroplectaminová	1249—1254	0,628	73,7	22,9	3,3	0,021
Zona spiroplectaminová	1525—1527	0,518	69,9	25,2	4,9	0,027
Zona spiroplectaminová	1530—1531	0,504	61,4	35,3	3,3	0,017
Zona spiroplectaminová	1570—1575	0,520	71,4	25,9	1,8	0,009
Sv. lagenidová zona	1752—1757	0,402	59,3	36,7	4,0	0,017
Sv. lagenidová zona	1852—1856	0,610	79,3	18,2	2,5	0,016
Spodní lagenidová zona	2090—2098	0,645	86,4	11,4	2,2	0,014
Spodní lagenidová zona	2250—2253	0,908	53,8	4,1	42,1	0,660
Spodní lagenidová zona	2255—2257	0,314	76,4	8,6	15,0	0,056
Spodní lagenidová zona	2290—2292	0,109	89,8	7,2	3,0	0,003

na hospodářský význam migrací obohacených vrstev. V Podunajské nížině byla nalezena zvýšená hodnota relativního obsahu bitumenů v řadě obzorů, o kterých však přesto nelze tvrdit, že jde o sedimenty z hlediska roponosnosti významné; naproti tomu zvýšený relativní i absolutní obsah bitumenů z čs. části vnitroalpské Vídeňské pánve indikuje průmyslové zásoby ropy. K ocenění hospodářské perspektivy sedimentů jsme odvodili z genetických vztahů (produkty karbonizačního a bitumenizačního procesu) jednotlivých komponent organické substance t. zv. koeficient bituminozosti:

$$K_{bit} = \frac{\% C_{zbytk}(\text{relat}) + \% C_{hum}(\text{relat})}{\% C_{bit}(\text{relat})} \cdot C_{org}(\text{absolut})$$

Empiricky jsme zjistili, že hodnota tohoto koeficientu se pohybuje v písčitých horninách v rozmezí tří řádů; v produktivních obzorech jsme našli hodnoty 0,5—1,0, v sedimentech v bezprostředním styku s ropoproduktivními vrstvami cca. 0,1, v sedimentech obohacených migrovanými bitumeny podle stupně jejich obohacení zpravidla pod 0,05. V sedimentech pelitických jej považujeme za ukazatele příznivosti podmínek pro průběh bitumenizačních procesů, ukazatele

stupně vytěsnění bitumenů z matečné horniny, případně pokročilosti metamorfózy zbytkového bitumenu v matečném sedimentu.

Teoretický předpoklad vzniku bitumenů z cca 5–8 % organické hmoty je v dobré shodě se zjištěnými výsledky. Emigraci bitumenů z matečných do kolektorských hornin, resp. jejich další metamorfózou obsah bitumenů klesá. Výsledky ukazují, že z hornin hlouběji uložených, je vytěsněn větší podíl bitumenů. Z velmi úzkého procentuálního obsahu bitumenů v organické hmotě (cca 2,5 %) v celém stratigrafickém profilu lze soudit na značnou podobnost podmínek přeměny ve všech souvrstvích. Předpokládáme-li že ze sedimentu emigroval přibližně stejný podíl bitumenů, jeví se jako prvořadě důležitý faktor „potenciální produkce“ bitumenů koncentrace organické hmoty. Stupni její metamorfózy nepřikládáme větší význam; metamorfóza roste s hloubkou a je nepochybné, že ropomatečné sedimenty nemají z hlediska dnešní produkce uhlovodíků význam. Matečné sedimenty prošly fází oddělení pohyblivé složky a bitumen, který neodmigroval, nemůže být dále uvolněn. V období od emigrace bitumenů, tj. od vzniku sedimentu a prvé fáze jeho zpevňování do současné doby metamorfóza organické hmoty pokračovala, takže stav neodpovídá složení v etapě, kdy hornina byla ropomatečnou z hlediska potenciálního. Pro vznik bitumenů nepředpokládáme nutnost specifických metamorfních podmínek. Největší význam přičítáme zvýšené koncentraci organické hmoty, která, vázaná na litologickou charakteristiku sedimentů, snižuje redox potenciál horninového prostředí a tak sama podmiňuje další z požadovaných vlastností ropomatečných vrstev.

Při regionálním posouzení ropomatečnosti sedimentů Podunajské nížiny vycházíme z uvedených hledisek; prvořadě přihlížíme ke koncentraci organické hmoty, mocnosti souvrství a podle lokálních podmínek se opíráme o koeficienty bituminozности. Jako kritérií k identifikaci sběrných vrstev používáme relativních obsahů bitumenů v organické hmotě a koeficientů bituminozности. Podkladem pro vyčlenění ropomatečných a sběrných vrstev je průměrné kvalitativně-quantitativní složení organické hmoty sestavené v celopánevním měřítku podle litologické charakteristiky a stratigrafického zařazení sedimentů (tab. 1).

Ropomatečné a sběrné horniny pánve

Všechny neogenní pelitické sedimenty mají zvýšenou koncentraci organické hmoty, která se pohybuje při spodní hranici udávané pro ropomatečné vrstvy (0,6 váh. %). Hlouběji pod spodní hranicí se pohybuje koncentrace organické hmoty pelitických sedimentů pontu a svrch. pannonu, na rozhraní resp. blízko nad ním jsou pelity sp. pannonu a sarmatských zón s *Elphidium hauerinum* a s *velkými elphidii*. Nejvyšší koncentrace jsou v zóně s *Nonion granosum* ve svrchnotortonských zónách bolivino-buliminové a spiroplectaminové. Současně s nejvyšší koncentrací organické hmoty v pelitech byla nalezena i nejvyšší

koncentrace organické hmoty v písčitých sedimentech, takže ve svrchnotorton-
ském komplexu jako jediném je nad spodní hranicí udávané pro ropomatečné
vrstvy i průměrná koncentrace organické hmoty celého souvrství. Ze vzájemného
srovnání jsou z hlediska ropomatečných hornin geochemicky relativně nejprizní-
vější usazeniny zóny bolivino-buliminové a spiroplectaminové. Při přibližně
stejně koncentraci organické hmoty řadíme na prvé místo se zřetelem k moc-
nosti souvrství usazeniny zóny spiroplectaminové.

Ukazateli, které charakterizují vrstvy sběrné, se výrazně odlišují sarmatské
zóny s *velkými elphidiemi* a s *Elphidium hauerinum*, dále spodní pannon a v JV
části pánve i spodní torton. V popředí stojí zóny s *velkými elphidiemi* a s *Elphi-
dium hauerinum* v průměru s cca 2 krát vyšším relativním obsahem bitumenů
a s podstatně zvýšenou hodnotou koeficientu bituminozности. Migrovanými bitu-
meny jsou obohaceny i písčité sedimenty spodního pannonu, v JV části pánve
i spodního tortonu. Za ropomatečné horniny považujeme podle uvedených kritérií
převrtané *usazeniny svrchního tortonu*. Výsledky svědčí o migraci bitumenů do
kolektorů spodnosarmatských zón, spodního pannonu a spodního tortonu. Přítom-
nost ložiska je podle těchto poznatků otázkou existence vhodných pastí.

Geochemická bilance optimálních zásob

„Geochemickou bilancí optimálních zásob“ označujeme výpočet zásoby ropy,
která mohla ve vyčleněném komplexu ropomatečných sedimentů vzniknout. Výpo-
čet se opírá o výsledky geochemických rozborů a mapy mocností jednotlivých sou-
vrství, které byly konstruovány na podkladě reflektivně-seismického průzkumu
(D l a b a ě — A d a m 1959).

Výpočet, který z části konkretizuje představy o možných zásobách ropy, jsme
provedli pro spiroplectaminovou zónu svrchního tortonu SZ části Podunajské
nížiny. V uvažované oblasti o rozloze 780 km² tvoří objem předpokládaných
ropomatečných sedimentů 1050 km³; jejich váha činí při průměrné hustotě hor-
nin 2,36 g/cm³ 2400 · 10⁹ tun. Tyto horniny obsahují podle výsledků analyz
0,0268 váh % bitumenů. Podle výsledků analyz tvoří uhlovodíky pouze 15 %
z celkového obsahu bitumenů, ze kterých předpokládáme, že se uvolní pouze
10 % do ložiska. Přepočtem na váhu matečných sedimentů získáváme hodnotu
 $n \cdot 10^6$ tun kde $n = < 10$.

Souhrn

V západní části Podunajské nížiny byl proveden geochemický výzkum organické
hmoty, rozptýlené v sedimentech, převrtávaných hlubinnými vrtbami. Byla sle-
dována koncentrace a složení organické hmoty, které byly studovány v závislosti
na stratigrafické příslušnosti, litologickém složení a hloubce uložení sedimentů.
Byly vyvozeny závěry o cyklu přeměny organické hmoty v sedimentárních pán-

vích a ve smyslu vzniku ropy z dispergované organické substance identifikovány pravděpodobné ropomatečné a sběrné horniny; výsledky byly interpretovány v tzv. „geochemické bilanci optimálních zásob ropy“.

Obsah organické hmoty v sedimentech je přímo závislý na litologickém charakteru sedimentů. Pelitické usazeniny obsahují 0,3–0,8 váh % organického uhlíku; u sedimentů písčitých byla zjištěna koncentrace přibližně 3 kráte nižší. V organické hmotě písčitých sedimentů je nižší obsah zbytkového uhlíku a velmi variabilní obsah bitumenů a huminových látek. Se zvýšenou koncentrací organické hmoty zpravidla roste i obsah zbytkového uhlíku. Přeměna organické hmoty rozptýlené v sedimentu probíhá přes látky rozpustné v organických a alkalických rozpouštědlech v látky nerozpustné. Z faktorů, ovlivňujících metamorfozu organické hmoty, mají největší význam ty, které souvisejí s hloubkou uložení; faktor geologického stáří je méně významný.

Z komplexu převrtaných sedimentů jsou podle geochemických kritérií pravděpodobnými ropomatečnými vrstvami sedimenty spiroplectaminové a bolivino-buliminové zóny svrchního tortonu, vrstvami sběrnými sarmatské zóny s *velkými elphidiemi* a s *Elphidium hauerinum*, příp. zóny s *Nonion granosum*, v JV části pánve též obzory ve spodním tortonu.

Pro vyčleněný komplex ropomatečných sedimentů spiroplectaminové zóny SZ části podunajské nížiny byla vypočítána tzv. geochemická bilance optimálních zásob ropy, řádově přibližující množství ropy, které mohlo v optimálním případě z příslušného komplexu matečných sedimentů vzniknout; byla zjištěna hodnota menší než 10^6 tun.

Výzkumný ústav nafty, Brno
Čs. naftové doly, n. p.,

Lektoroval dr. Josef J a n á č e k.

LITERATURA

- [1] Archandělský A. D., 1927: Podmínky vzniku nafty na severním Kavkaze. Vybrané práce sv. 2 AN SSSR. — [2] Brod J. O. Jeremenko N. A., 1957: Základy geologie nafty a zemního plynu. GONTI. — [3] Dlabač M., Adam Z., 1959: Geologická interpretace reflektivně seismického měření v MDN, tektonické členění a rozbor struktur. Výzkumná zpráva VÚ ČND, Brno. — [4] Dickey A., Rohn R. E., 1956: Faciální podmínky příznivé pro vznik nafty. Překlad; Čs. naftové doly, Brno. — [5] Gubkin I. M., 1940: K otázce geneze naftových ložisek severního Kavkazu. Sb. XVII mezinár. geologického kongresu sv. 4. — [6] Hunt J. M., Jamieson G. W., 1956: Nafta a organická látka v matečných horninách BAAPG 40/3. — [7] Jeremenko N. A., 1959: Některé výsledky geochemických výzkumů VNIGNI v oblasti vzniku nafty. Referát na mezinárodní konferenci naftových ústavů, Krakov. — [8] Ronov A. B., 1958: Organický uhlík v usazených horninách v závislosti na naftonosnosti Geochimija čís. 5, Moskva. — [9] Trasko P. D., 1932: Podmínky vzniku naftomatečných sedimentů. Překlad; Čs. naftové doly, Brno. — [10] Vassojevič N. B., 1955: Naftomatečné sedimenty sv. Kavkazu. Původ nafty, GONTI.

BEITRAG ZUR FESTSTELLUNG DER ERDÖL-MUTTER- UND SPEICHERGESTEINE IM WESTLICHEN TEIL VON PODUNAJSKÁ NÍŽINA

Im Zusammenhang mit der komplexen Durchforschung des tschechoslowakischen Teils der Donautiefene (Podunajská nížina), hat man in ihrem westlichen Teil organische Substanzen studiert, die in den tieferen Ablagerungen zerstreut sind, um event. Anwesenheit der Erdöl-Mutter- und Speichergesteine festzustellen. Sich auf die organische Theorie der Erdölbildung stützend, haben wir die Konzentration der organischen Masse und genetische Randglieder ihrer Metamorphose — die Huminstoffe, Bitumen und unlösliche Kohlenstoffsubstanz verfolgt. Alle diesen Komponenten wurden in Beziehung zur stratigraphischen Zugehörigkeit der Ablagerungen, deren lithologischen Charakteristik und Tiefe studiert. Die bei der Festsetzung der Erdöl-Mutter und Speichergesteine verwendeten Kriterien haben wir mit Ergebnissen der geochemischen Untersuchungen der bekannten produktiven Gebiete und Schichten konfrontiert.

Die Konzentration der organischen Masse in den Sedimenten hängt direkt von deren lithologischen Charakteristik ab; pelitische Ablagerungen enthalten etwa 0,3—0,8 % des organischen Kohlenstoffs, dessen Konzentration in den sandigen Sedimenten um das 3 fache geringer ist. Die qualitative Zusammensetzung ist vom Gehalt an organischer Masse (von lithologischer Charakteristik) abhängig. Sandige Ablagerungen enthalten organische Masse mit erhöhtem Anteil der unlöslichen Substanz und mit variabler Menge der Bitumen und Huminstoffe. Der Grad der Metamorphose der zerstreuten organischen Masse steigt mit der Tiefe der Ablagerungen; das Alter der Ablagerungen spielt dabei nur eine untergeordnete Rolle. Die Metamorphose der organischen Masse verläuft nach folgender Scheme: organische Grundmasse → die in den anorganischen und organischen Lössmitteln löslichen Stoffe → unlösliche Stoffe, d. h. über Huminstoffe und Bitumen in die verschieden verkohlte organische Substanz bis Graphit.

Bei den Muttergesteinen ist vor allem die Konzentration der verstreuten organischen Masse als wichtiger Zeiger der „Produktion“ von Bitumen. Den Umwandlungsprozessen wird keine besondere Bedeutung zugeschrieben; sie steigern sich mit der Tiefe und verliefen eigentlich vom Zeitpunkt der Loslösung der Bitumen bis heute, so dass eigentlich der gegenwärtige Zustand der Zusammensetzung dem aus der Zeit, als das Sediment (vom potentiellen Standpunkt aus) als Muttergestein auftrat, überhaupt nicht entspricht. Muttergesteine haben seit dieser Zeit eine Phase der Trennung der beweglichen Komponenten durchgemacht und die bisher nicht migrierten Bitumen, können sich nun nach der Verfestigung des Gesteins aus diesem nicht lösen.

Die Erdöl-Muttergesteine wurden im studierten Gebiet nach Konzentration und Zusammensetzung der zerstreuten organischen Masse, nach lithofazieller Entwicklung und Mächtigkeit der Schichtfolgen und nach dem sog. Bituminositätskoeffizient, eingeteilt. Die Speichergesteine haben wir nach relativem Bitumen-Gehalt in der organischen Masse und dem Bituminositätskoeffizient identifiziert.

Aus den studierten Ablagerungen hat man in den Sedimenten der *Spiroplectamina*- und *Bolivina-Bulimina*-Zone des Obertortons Anzeichen der Erdöl-Muttergesteine, und in der sarmatischen Zone mit *Grosselphidien*, der *Elphidium hauerinum*, event. *Nonion granosum*-Zone (im SO Teil des Beckens auch des Untertortons) Merkmale der Speichergesteine festgestellt.

Für die Erdöl-Muttergesteine der *Spiroplectamina*-Zone des Obertortons im NW Teil der Donautiefene (Ausmass von etwa 780 Km²) wurde die sog. „geochemische Bilanz der Optimalvorräte des Erdöls“ ausgerechnet, die sich etwa der Erdölmenge nähert, welche im optimalen Falle aus dem Erdölmuttergestein in die Lagerstätte migrieren könnte. Der festgestellte Wert beträgt $n \cdot 10^6$ Tonnen, wo $n = < 10$ ausmacht.

MIROSLAV MICHALÍČEK

PŘÍSPĚVEK K HYDROGEOCHEMII VÝCHODOSLOVENSKÉHO NEOGÉNU

Úvod

Povrchový hydrogeochemický průzkum neogénu východního Slovenska jsme provedli v rámci komplexního naftově geologického průzkumu. Cílem byl systematický výzkum minerálních, případně i prostých vod oblasti, studium charakteru vod, zaplnění a vyjasnění otázek genetických k zjištění hydrogeochemických podkladů o povrchových projevech živců, o charakteru sedimentárních hornin, o geologické stavbě. Druhým úkolem bylo objasnění souvislosti vývěru slaných vod se známým solinostným souvrstvím. Podrobný přehled geologických poměrů studované oblasti podávají J. Janáček (1958), (1959 A, B), J. Janáček, A. Kocák (1959), J. Janáček, R. Rudinec (1960), T. Buday (1960), V. Čechovič a kol., J. Seneš a kol. (1963).

Oblast východoslovenského neogénu, nejsevernějšího výběžku Velké maďarské nížiny je na severu ukončena oblastí karpatského flyše a dukelsko-užockých vrás s vnitřním bradlovým pásmem, mesozoikem v oblasti Humenného a severní hranici Vihorlatu. Na východě a jihovýchodě je omezena pouze hranicí čs.-sovětskou, na jihu maďarskou, neboť vlastní neogenní pánev je na tyto strany otevřená. Na západě je ohraničením horský masiv Slovenského rudohoří a Černé hory.

Morfologicky je východoslovenská neogenní pánev rozdělena vyvřelým pohořím Prešovsko-Slánských hor na dvě samostatné části: západní Prešovskou a Košickou kotlinu, která na JZ pokračuje Turňanskou kotlinou a Severotiskou nebo též Trebišovskou nížinou.

Nejspodnější oddíl miocénu — *burdigal* — byl zjištěn pouze v Prešovské kotlině. V oblasti Trebišovské nížiny je jeho existence pouze předpokládána. *Karpatská formace* je známa jak z oblasti Prešovské kotliny, tak i z Trebišovské nížiny. Sedimentace nejspodnějších oddílů miocénu, burdigalu a karpatské formace měla v převážné části pánve mořský charakter a moře bylo patrně normální salinity.

V Prešovské kotlině došlo v průběhu karpatské formace k přesolení vod a vzniku ložiska kuchyňské soli.

Spodní torton v marinním vývoji byl zatím bezpečně prokázán pouze v oblasti Trebišovské nížiny. Souvrství mikropaleontologické zóny *Spiroplectamina carinata a bolivino-buliminové* svrchního tortonu jsou též v marinním vývoji. V Trebišovské nížině ke konci bazálního svrchního tortonu zóny aglutinancí stagnantní až regresní podmínky sedimentace daly vznik ložisku sádrovce u Lesného a ložiskům kuchyňské soli, odkrytým vrtbami Albínov 2 (2115 až 2570 m), Trhoviště 1 (2430 až 2490 m) a mělkým strukturním průzkumem v oblasti Petrovce—Zbudza—Nacina Ves (160 až 320 m). V nadloží bolivino-buliminové zóny leží až více než 1600 m mocná brakická až sladkovodní slinitá série, která zřetelně transgreduje (*zóna rotaliová*).

Vulkanická činnost v oblasti východoslovenského neogénu začíná ve *spodním tortonu*, což prokazuje přítomnost kyselých vulkanických materiálů v tomto souvrství. *Svrchnotortonské* sedimenty obsahují pak tufy a vulkanický materiál jak kyselý, tak intermediální.

Obdobně jako v tortonu známe z oblasti Košické a Prešovské kotliny jen přirozené nebo umělé odkryvy *sarmatských* sedimentů. V severní části Potisské nížiny je sarmat tvořen 700 až 1000 m mocným souvrstvím převážně vulkanických materiálů. Ve spodním sarmatu na celém území a ve spodní části středního sarmatu na jihu byly zjištěny sedimenty brakické. Sladkovodního původu jsou sedimenty vyšší části středního sarmatu na jihu, středního sarmatu na ostatním území a celého svrchního sarmatu.

Spodní pannon — kongeriový — (spodní + střední) není zatím v oblasti prokázán. Sladkovodní *pont* (pestrá facie) je znám v Trebišovské nížině. Je uložen opět transgresivně a diskordantně jako sarmat na různých oddílech neogenních souvrství. *Pleistocen, čtvrtohory* — jsou v oblasti zastoupeny říčními a suchozemskými pokryvnými sedimenty.

Přehled hydrogeochemických poznatků

Předložená práce je zaměřena na vody minerální (mineralizované) buď svým obsahem solí, či rozpuštěných plynů, kyslíčniku uhlíčitého a sirovodíku. Proto se zde nebudeme zabývat poznatky o prostých, pitných a užitkových vodách, poznatky o jejich chemizmu a hydrogeologickém režimu.

Minerálním vodám východoslovenského neogénu věnovali geologové pozornost již v polovici minulého století. Pozornost byla soustředěna zprvu především na *herlanské* slané kyselky (H. Wolf 1869; B. Z c i g m o n y 1875; J. B u c h t a l a 1938; J. Š v a g r o v s k ý 1948), na uhlíčitě a sirovodíkové slané vody v *Sobranceckých kúpelích* a *Jovse* (L. L o c z y 1943; L. I v a n 1951) a na uhlíčitě slané vody v *lázních Išla* u Prešova (M. M a h e l 1949; T h o n 1950). Původ slané složky vod přisoudili autoři vesměs solinosné *karpatské formaci* (dříve helvetu).

Přehlednými pracemi, které objasňují i hydrogeochemické problémy oblasti jsou příspěvky

M. Maheľa (1952), V. Homoly (1953), O. Hynieho (1955/1957) a J. Janáčka (1958/1959). Vedle výčtu minerálních vod řešili autoři původ slané složky vod, vztah k ložiskům evaporitů a k předpokládaným ložiskům živců. Zabývali se i původem rozpuštěných plynů — kyslíčnicku uhličitému přičítali postvulkanický (juvenilní) původ, sirovodík vzniká podle jejich názorů rozkladem siřníků železa za spolupůsobení kyslíčnicku uhličitého, či biogenní redukcí sulfátů, metan je pak považován za živčinnou složku vod.

Velmi podrobná a cenná práce pro řešení geneze slaných vod a další průzkum ložisek soli na východním Slovensku je příspěvek J. Bauera (1957), který sledoval obsah chloridů v 193 vodách studní i přirozených vývěřů po obou stranách Prešovsko—Slánských hor. Zvýšený obsah chloridů prokázal v oblastech *Prešov—Herľany—Košice, Sol—Nižný Hrabovec—Sačurov, Slančík—Kalša—Michalany*. Dnes známé ložisko soli uložené pouze 100 až 300 m pod povrchem v širší oblasti *Zbudzi* se tedy neprojevovalo zvýšením obsahem chloridů ve studničních vodách. To jest v souladu s názorem V. Homoly (1953), který formuloval první skutečnost, že slané prameny nejsou přímými indiciemi solných ložisek.

Řada autorů vedle základních geologických či jiných poznatků přináší popis či výčet pramenů, vyvěrajících v naší oblasti se zvýšeným obsahem solí, především chloridu sodného, či zaplyněných kyslíčnickem uhličitým a sirovodíkem (S. Fischer 1887; D. Andrusov 1951; J. Hensel 1951; J. Gašparík 1952; A. Porubský 1957/1958).

Další práce jsou již úžeji zaměřeny. O obsahu metanu a redoxcharakteristice vod z Prešovské a Košické kotliny a několika nejdůležitějších vod z Trebišovské nížiny (*Sol, Sobranecké kúpele, Sejkov*) pojednávají jako první V. Zýka (1956). J. Juránek (1956).

Obsahem jodu ve vodách oblastí Prešova se zabýval J. Jarchovský a Z. Pácal (1954).

R. Květ a V. Šimánek (1960) podávají podrobný výklad geneze jednotlivých typů vod a ocenění živčinné perspektivity souvrství na základě odkrytých vod opěrnou vrtbou *Sečovce* — 1.

Pracovní postup

První etapa průzkumných prací proběhla v období od srpna do září 1958 za ustálených režimů vod. Průzkumné práce nebyly narušeny deštěmi. Celkem jsme odebrali 129 vzorků vod převážně přirozených pramenů. Zpracovali jsme v podstatě západní polovici území omezenou zhruba čarou *Michalany, Sečovce, Vranov*.

V srpnu 1959 za stálých povětrnostních podmínek jsme povrchové hydrogeochemické průzkumné práce skončili. Ve východní polovici území jsme odebrali a zpracovali 50 vzorků vod vesměs studničních nebo z vrtů na vodu, neboť v této části území je naprostá menšina přirozených vývěřů a vod minerálních.

Chemické rozbory vod a rozpuštěných plynů provedli pracovníci Ústředních laboratoří Čs. naftových dolů v Hodoníně standardními metodami pro rozbor naftových vod.

Použitá klasifikace

Srovnání jednotlivých vod jsme provedli podle *Palmer—Stablerova* klasifikačního systému, vyjadřujícího číselně i graficky míru procentické zastoupení solí ve vodě:

- S₁ — první salinita — anionty silných kyselin a kationty silných zásad (NaCl, KCl, Na₂SO₄, K₂SO₄);
- S₂ — druhá salinita — anionty silných kyselin a kationty slabých zásad (CaCl₂, CaSO₄, MgCl₂ a MgSO₄);
- A₁ — první alkalinita — anionty slabých kyselin a kationty silných zásad (NaHCO₃, KHCO₃);
- A₂ — druhá alkalinita — anionty slabých kyselin a kationty slabých zásad (Ca/HCO₃/₂, Mg/HCO₃/₂).

Geochemické zhodnocení vod.

Vody jsme hodnotili podle těchto kritérií:

mineralisace — vody:

velmi slabě mineralisované	0— 1 g obsahu iontů/l
slabě mineralisované	1— 3 g obsahu iontů/l
středně mineralisované	3—10 g obsahu iontů/l
silně mineralisované	10—50 g obsahu iontů/l
solanky (rapy)	nad 50 g obsahu iontů/l

obsah kysličníku uhličitého:

slabě uhličitá voda	35—100 mg CO ₂ /l
středně uhličitá voda	100—700 mg CO ₂ /l
silně uhličitá voda	nad 700 mg CO ₂ /l

obsah sirovodíku:

slabě sirovodíková voda	stopy — 1 mg H ₂ S/l
sirovodíková voda až silně sirovodíková voda	nad 1 mg H ₂ S/l

Typ vody byl určen podle hlavní převládající složky, skupina podobně podle další hlavní složky. V další části hodnocení jsou rozlišeny vody prosté, minerální, slané a smíšené s případnou živičnou indikací. Toto v podstatě balneologické hodnocení vod se prakticky shoduje s rozříděním minerálních vod podle O. H y n i e h o (1955).

Použitý celkový dokladový materiál představuje 258 celkových rozborů, z toho 177 rozborů z průzkumných prací provedených v roce 1958 a 1959, zbývajících 81 rozborů jsou analýzy literární převážně převzaté od J. B a u e r a (1957) a několik málo rozborů od J. J u r á n k a (1956) a J. H e n s e l a (1951). V tabulce č. 1 uvádíme pouze základní charakteristiky 157 zkoušených vod. Podrobné údaje o jejich chemickém složení a dále o chemismu vod o mineralisaci pod 1 g/l, obsahu chloridů a volného kysličníku uhličitého pod 35 mg/l, bez obsahu sirovodíku a methanu uvádí M. M i c h a l í č e k (1959).

Při hydrogeochemickém hodnocení jsme užíli některé charakteristické koeficienty, které jsou však většinou dostatečně známy, případně jejich význam diskutujeme při jejich užití.

Genese vod a jejich situace

Vody přirozených vývěřů, studní i mělkých vrtů neogénu východního Slovenska je možno na základě provedených prací rozřídít do těchto základních skupin:

vody kalcium-bikarbonátní: a) prosté; b) uhličitě o mineralisaci nad 1 g/l; c) natrium-chloridového charakteru;

vody slané natrium-chloridové: a) natrium-bikarbonátního charakteru; b) kalcium-bikarbonátního charakteru; c) kalcium-chlorido-sulfátového charakteru;

vody natrium-bikarbonátní: a) natrium-chloridového charakteru; b) bez zvýšeného obsahu chloridu sodného.

Vody kalcium-bikarbonátní:

Jako kalcium-bikarbonátní označujeme vody, jejichž obsah bikarbonátu vápenatého a hořečnatého je převažující složkou. Jsou nejrozšířenější a také nejpočetnější skupinou, představují 78,25 % všech rozborů v dokladovém materiálu.

Tab. 1. Chemismus povrchových vývěrů vod východoslovenského neogénu

Lokalita	Obsah		Obsah		Palmerovy indexy			
	iontů	chloridů	CO ₂	CH ₄	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂
	mg/litr.		mg/l	obj. %				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Albínov	674,5	35,4	57,2	0	23,2	1,4	0	75,4
Bánovce	949,5	102,8	66,0	0	8,6	28,2	0	63,2
Baškovce	395,6	24,8	0	—	20,8	0	10,2	69,0
Belža	546,7	20,0	17,6	2,4	6,6	15,8	0	77,6
Bežovce	876,4	63,8	48,4	—	31,2	0	15,0	53,8
Bidovce	547,5	36,9	—	—	7,6	11,8	0	80,6
Bohdanovce	686,0	54,7	—	—	12,2	7,9	0	79,8
Botany	521,2	28,4	77,0	22,5	13,4	1,0	0	85,6
Borda	205,3	9,8	8,8	1,8	13,6	4,4	0	82,0
Bretejovce	434,9	10,8	17,6	1,1	14,0	1,2	0	84,8
Bystré	6 650,2	572,2	787,6	0,7	28,2	0	35,4	36,4
Byšta 23	494,5	65,5	33,0	—	46,4	0	8,2	45,4
Byšta 24	1 558,8	416,4	50,6	21,3	51,6	0	34,8	13,6
Cejkov	440,3	10,6	44,0	0	7,2	1,4	0	91,4
Čaklov 118	234,7	21,2	52,8	0,3	25,8	0	6,6	67,6
Čaklov 119	415,7	113,0	13,2	0,9	59,0	0	15,4	25,6
Čaklov 208	732,3	124,2	—	—	29,6	16,3	0	54,1
Černočov	633,8	60,3	37,4	0	10,2	17,4	0	72,4
Čičarovce	1 468,6	188,6	59,4	0	43,2	0	20,4	36,4
Davidov 127	487,8	10,6	123,2	2,5	13,2	0	0,8	86,0
Davidov 128	481,2	14,1	44,0	—	12,8	0	5,0	82,2
Davidov 209	792,6	117,8	—	—	15,2	21,8	0	63,0
Dlhé Klčovo	758,1	14,2	90,2	5,0	5,6	5,4	0	89,0
Drienov	342,5	16,0	17,6	0,7	21,6	1,2	0	77,2
Drienovská N. Ves	2 032,7	20,4	308,0	0	9,8	0,8	0	89,4
Dringáč	495,4	19,8	4,4	0,3	8,4	6,0	0	85,6
Dúbrava 1	645,4	12,5	33,0	0,3	13,4	1,8	0	84,8
Dúbrava 2	549,0	16,3	48,4	0	8,0	16,6	0	75,4
Dúbrava 4	684,0	9,4	44,0	2,4	12,2	28,6	0	59,2
Dvorianky	389,5	21,2	13,2	3,3	21,6	0	2,4	76,0
Ďurdoš 109	509,9	8,8	13,2	1,8	6,6	4,0	0	89,4
Ďurdoš 110	552,3	21,2	110,0	1,8	10,0	2,1	0	87,6
Fintice 91	423,3	25,4	0	32,2	16,4	0	75,0	8,6
Fintice 210	476,9	24,7	—	—	11,7	0	81,4	6,9
Haniska 78	1 478,2	20,4	666,6	1,1	7,6	2,8	0	89,6
Haniska 79	1 610,7	16,2	422,4	1,8	5,8	16,6	0	77,6
Haniska 80	1 567,2	13,4	162,8	8,2	6,2	7,6	0	86,2
Haniska 81	1 255,6	15,5	532,4	0	5,6	3,8	0	90,6
Haniska 82	836,1	12,7	629,2	—	7,4	1,8	0	90,8
Hanušovce	533,1	9,2	35,2	0,9	8,0	10,8	0	81,2
Hencovce	10 562,8	4 843,2	804,7	—	81,2	0	5,7	13,1
Herľany 43	3 506,1	600,3	404,8	4,7	35,6	0	36,2	28,2
Herľany 44	2 936,8	441,5	334,4	1,3	32,0	0	31,4	36,6
Herľany 49	2 669,2	376,0	374,0	4,2	35,0	0	26,4	38,6
Hermanovce 12	719,4	17,6	330,0	0,4	5,2	3,0	0	91,8
Hermanovce 217	726,0	8,3	382,8	4,5	6,6	0	34,0	59,4
Hlinné	6 337,1	3 038,0	13,2	1,0	78,8	12,4	0	8,8
Choňkovce	417,2	99,6	15,4	0	21,8	30,8	0	47,4
Ináčovce	519,3	64,2	46,2	0	30,0	0	22,0	48,0
Išľa 93	895,6	168,0	22,0	4,7	39,4	12,6	0	48,0
Išľa 94	1 510,1	495,0	30,8	7,1	62,4	13,4	0	24,2
Išľa 95	968,4	189,0	22,0	2,7	46,8	13,4	0	39,8

Lokalita	Obsah		Obsah		Palmerovy indexy			
	iontů	chloridů	CO ₂	CH ₄	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂
	mg/litr.		mg/l	obj. %				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Išla 96	769,5	200,5	8,8	5,1	51,0	13,2	0	35,8
Išla 97	658,0	145,5	4,4	3,9	41,6	16,4	0	42,0
Išla 218	2 509,7	1 846,0	—	—	81,0	7,3	0	11,6
Išla 223	5 265,5	2 638,0	436,8	—	88,8	6,2	0	5,0
Jenkovce	333,6	14,2	396,0	0	13,2	20,0	0	66,8
Jovsa	120,8	7,1	19,8	3,7	8,8	18,0	0	73,2
Kačanov	2 181,7	373,7	50,6	—	39,4	13,8	0	46,8
Kalša	826,8	14,4	15,4	0,3	12,8	3,4	0	83,8
Kalša 224	555,2	103,6	—	—	33,7	11,1	0	55,2
Kamenná Poruba	791,8	36,2	—	—	22,3	0	15,7	62,0
Kapušany 98	287,6	19,4	13,2	2,1	33,4	1,8	0	68,4
Kapušany 99	342,0	25,1	8,8	38,9	22,2	0	38,4	39,4
Kokošovice	2 241,1	262,1	1258,0	—	47,6	0	6,6	45,8
Košice	2 812,5	437,9	448,8	1,0	31,8	0	14,8	53,4
Král. Chlmec	689,0	62,3	28,6	0	15,0	16,0	0	69,0
Kuzmice 25	14 901,6	6 198,0	308,0	33,9	74,5	0	20,2	5,2
Kuzmice 231	16 191,9	6 478,8	—	—	73,6	0	20,8	5,6
Luhyňa	349,3	12,7	17,6	6,7	8,6	0,4	0	91,0
Michalany	21 131,7	4 839,0	147,4	0	57,4	0	41,0	1,6
Močarmany	899,0	86,7	—	—	29,8	13,2	0	57,0
Moravany	610,9	10,6	37,4	0	8,6	11,8	0	79,6
Mošurov	428,3	28,4	793,9	—	12,2	15,8	0	72,0
Nacina Ves	408,6	35,4	37,4	0	30,2	5,6	0	64,2
Niž. Hrabovec	1 809,5	649,8	704,0	—	66,8	4,2	0	29,0
Niž. Nemecké 143	165,7	21,3	204,6	5,5	15,8	18,8	0	65,4
Niž. Nemecké 144	3 336,5	316,0	1023,0	4,9	20,8	0	66,4	12,8
Niž. Šebastová	386,0	42,7	—	—	32,6	0	16,6	50,8
Oborín	1 003,2	85,4	70,4	0	11,2	20,2	0	68,6
Koš. Olšany	478,4	10,0	30,8	3,2	10,8	0,4	0	88,8
Pavlovce 100	5 036,8	278,3	228,8	3,2	24,4	0	39,8	39,6
Pavlovce 101	2 630,8	14,1	849,2	0,5	4,2	13,6	0	82,2
Pavlovce 102	1 182,4	12,7	668,8	8,4	3,6	33,0	0	63,4
Pavlovce 103	994,4	9,9	844,8	2,0	15,0	8,6	0	76,4
Pavlovce 104	864,1	14,1	624,8	1,3	4,2	28,6	0	67,2
Pavlovce 105	753,7	9,2	822,4	2,1	7,4	2,0	0	90,6
Pavlovce 106	3 317,2	16,9	563,2	0,6	32,6	3,6	0	63,8
Parin	470,0	11,7	15,4	2,4	11,2	0	2,4	86,4
Petrovany 241	852,0	106,0	0	—	37,0	15,9	0	47,1
Petrovany 76	672,7	18,0	4,4	1,4	17,8	15,8	0	66,4
Petrovany 77	1 361,4	16,2	818,4	1,0	3,8	7,4	0	88,8
Petrovce 242	344,5	1,4	278,2	0	4,6	4,4	0	91,0
Petrovce 142	471,5	85,4	39,6	0	12,4	30,6	0	57,0
Petrovce 173	1 550,3	159,6	44,0	0	36,6	0	15,2	48,2
Podčičva	981,2	17,7	756,8	1,8	14,6	18,2	0	67,2
Podhradník	911,7	90,8	—	—	41,8	0	10,7	47,4
Porostov	1 544,9	366,6	81,4	0	14,0	52,2	0	33,8
Pozdišovice	319,0	7,1	50,6	0	12,6	0	1,0	86,4
Rákoš 37	301,9	8,5	15,4	2,4	17,0	3,0	0	80,0
Rákoš 38	191,8	9,7	4,4	1,2	11,4	23,2	0	65,4
Rozhanovce 59	576,4	11,6	22,0	0,4	7,8	6,8	0	85,4
Rozhanovce 60	338,3	49,6	—	0,1	35,2	16,8	0	48,0
Rudlov 116	808,2	47,7	176,0	0,6	19,2	0	48,6	32,2

Lokalita	Obsah		Obsah		Palmerovy indexy			
	iontů	chloridů	CO ₂	CH ₄	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂
	mg/litr.		mg/l	obj. %				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rudlov 117	947,7	68,8	193,6	0	31,6	0	38,8	29,6
Ruská	802,6	49,6	70,4	0	5,2	22,4	0	72,4
Ruskov	994,3	80,9	—	—	24,5	0	9,3	66,2
Sačurov	226,6	12,4	44,0	0	19,4	0	11,0	69,6
Sečovce 6	375,5	13,6	11,0	0,2	11,2	10,4	0	78,4
Sečovce 62	659,2	18,8	0	4,9	9,6	0	78,4	12,0
Sečov. Polianka	686,7	66,0	—	—	25,4	16,8	0	57,7
Sejkov 252	6,398,8	1 849,6	1133,0	1,0	48,0	0	33,2	18,8
Sejkov 253	384,8	35,6	52,8	0,3	21,6	0	11,8	66,6
Seňa	348,1	18,0	4,4	2,1	8,0	12,4	0	79,6
Sliepkovce	418,5	14,2	44,0	0	12,2	6,0	0	81,8
Slanec	582,8	22,0	17,6	2,3	9,2	10,6	0	80,2
Slánské N. Mesto 28	636,0	8,3	—	0	4,8	0	84,0	11,2
Slánské N. Mesto 29	564,7	27,5	0	0	17,6	0	68,6	13,8
Slánské N. Mesto 33	1 262,2	233,1	0	6,9	41,0	0	39,8	19,2
Slavkovce	1 722,9	212,7	26,4	0	43,4	0	48,6	8,0
Slivník 26	5 282,2	600,4	110,0	10,7	25,6	0	63,8	10,6
Slivník 254	1 283,3	141,9	—	—	39,4	0	4,4	56,2
Sobr. Kúpele 133	9 690,6	4 592,0	310,2	0	70,4	22,8	0	6,8
Sobr. Kúpele 134	3 544,7	1 580,4	270,6	0	68,0	11,0	0	21,0
Soľ 115	565,4	110,0	22,0	0	46,8	0	7,6	45,6
Soľ 256	20 648,6	11 786,0	—	—	95,6	0	2,1	2,3
Solivar 86	362,1	26,8	22,0	0,4	28,0	3,2	0	68,8
Solivar 87	308 695,1	204 100,0	242,0	42,7	73,6	26,4	0	0
Solná Baňa	713,8	49,0	26,4	1,4	17,6	18,8	0	63,6
Streda n. Bodrog.	480,0	28,4	39,6	0	20,0	4,8	0	75,2
Suché	714,7	10,6	66,0	0	7,6	1,0	0	91,4
Šalgovník	672,3	111,4	0	—	32,0	8,0	0	60,0
Šarišské Lúky	748,7	6,6	37,4	2,4	8,4	9,8	0	81,8
Tahyňa	187,7	10,6	37,4	0	27,8	7,2	0	72,0
Teriakovce	1 428,1	388,3	0	—	27,1	34,7	0	38,2
Solivar 88	411,6	20,1	8,8	1,1	15,2	4,4	0	80,4
Topolany	651,2	64,2	99,0	0	16,2	41,8	0	42,0
Tulčík	387,2	13,4	286,0	0,5	11,6	0	10,4	78,0
Vajkovce	448,0	23,6	13,2	1,1	9,2	17,8	0	73,0
Varhanovce	324,6	11,0	13,2	0,7	11,6	0	27,8	60,6
Večec 265	525,9	45,4	—	—	23,4	0	7,0	69,6
Večec 124	196,9	10,6	44,0	—	15,4	7,8	0	76,8
Večec 125	193,6	7,0	52,8	—	20,0	0	4,0	76,0
Veľaty 17	24 254,5	8 971,0	484,0	30,2	67,4	0	31,4	1,2
Veľaty 18	482,5	17,7	11,0	4,4	12,2	0	3,0	84,8
Veľaty 19	416,0	22,4	8,8	1,3	14,2	0	3,2	82,6
Veľaty 21	2 340,9	791,0	110,0	2,3	69,4	0	7,2	23,4
Veľaty 266	11 911,6	4 568,8	—	—	71,4	0	21,8	6,8
Vel. Kaz. 269	1 523,5	342,5	—	—	28,0	28,2	0	43,8
Vel. Kaz. 22	5 682,6	2 367,0	171,6	—	76,6	0	17,0	6,4
Vinné	2 026,2	398,6	250,8	0	7,4	34,4	0	58,2
Vranov	572,6	7,0	57,2	—	8,6	3,2	0	88,2
Vyš. Šebastovce	615,9	95,3	—	—	25,2	10,9	0	63,9
Zbudza	1 161,7	110,3	105,6	+	14,0	22,4	0	63,6
Zlatá Baňa 84	738,0	23,7	453,2	1,8	12,0	9,0	0	79,0
Zlatá Baňa 85	2 327,1	33,2	426,8	+	35,6	20,4	24,4	40,0

Vody prosté — kalciumbikarbonátního typu nejsou vázány na žádné zóny nebo provincie (J. Juránek 1956; O. Hynie 1957) a vyvěrají v celém zpracovaném území. Vyskytují se prakticky vždy i na lokalitách s vývěry velmi charakteristických vod, na příklad vod typu slaných chlorido-sodných natriumbikarbonátního charakteru. Představují základní typ oblasti. Jsou velmi slabě mineralisovány, většinou jejich obsah iontů nedosahuje 500 mg/l a jen vyjímečně 700 mg/l. Pro nízkou mineralisaci a převažující kalcium-bikarbonátní charakter je obsah dalších složek bezpodstatný. Celkem bylo do této skupiny zařazeno 125 vod tj. 50,3 % zpracovaných pramenů. Vody přísluší mělkému vodnímu režimu pokryvných útvarů, vody aluviální a eluviální, případně zasahují i sladkovodní nebo vyslazená souvrství miocenní, jejichž horninové iontovýměnné komplexy jsou vápenatého charakteru.

Z chemického hlediska je složení vod podmíněno složením a charakterem hornin s nimiž přišly vody při pochodu infiltrace do kontaktu, neboť tyto vody jsou vysloveně vadosního původu. Obsah bikarbonátu vápenatého je důsledkem vyluhovacího (rozpuštěcího) procesu, který popsali M. G. Valjaško (1954, 1955) a I. I. Chebotarev (1955); J. Janák (1955, 1959) dokazuje, že kalcium-magnesium-bikarbonátní typ vod převládá při mineralisaci 100 až 1000 mg/l, což je ve shodě s našimi poznatky. Vedlejší složky přítomné v minimálních koncentracích vznikají vyluhovacím pochodem: síran vápenatý, bikarbonát-hořečnatý, síran hořečnatý a chlorid sodný a pod., jednak též procesy iontovýměnnými. Tyto pochody podrobně teoreticky popsal J. Janák (1955, 1959) a experimentálně prokázal M. Michalíček (1956).

Podle koncentrace vodíkových iontů — *pH* — jsou kalciumbikarbonátní prosté vody slabě kyselé, neboť valná většina vod vykazuje *pH* v rozmezí 6,5–7,0. V hodnotách *pH* existují značné výkyvy v rozmezí cca 5–10.

Poznámka: Žádný pramen zpracovaný v r. 1958 a 1959 nevykázal vodu s tak nízkým *pH*, jaké zjistil i u těchto pramenů J. Bauer (1957). Tato skutečnost vede k předpokladu systematické chyby při stanovení *pH*.

Při zanedbatelném obsahu chloridů nejsou přítomny též další biogenní prvky jodidy a bromidy. Obsah železa je ve většině vod této skupiny zanedbatelný. Pouze prameny: Bořany 159, Ďurdoš 109, Stretavka 156 a Kalša 27 mají velmi vysoký obsah železa (17–38 mg/l), což činí tyto vody minerálními, železnatými. Z dalších faktorů hodnota charakteristického koeficientu $K \frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$ se pohybuje v rozmezí cca 10–20 s velkými výchyly nahoru i dolů.

Ojedinelý je výskyt sirovodíku v těchto vodách (4 vody); čtenější je jejich zaplnění zvýšeným obsahem volného kyslíčnicku uhličitého, dosahujícího koncentrace 40–110 mg/l. Prakticky všechny vody se zvýšeným obsahem CO_2 (12 vod) jsou situovány do Trebišovské nížiny. Často jsou vody této skupiny

zaplyněny, byť malým množstvím methanu (37 vod). Přehled o rozložení vod podává *mapa č. 2*.

Vody uhličité o mineralisaci nad 1 g/l — kalcium-bikarbonátní uhličité vody jsou minerálními vodami. Jejich mineralisace dosahuje většinou přes 1 g/l, maximálně 3,3 g/l. V některých případech však obsah rozpuštěných pevných komponent nedosahuje 1 g/l a jen obsah volného kyslíčnicku uhličitého 250–1000 mg/l je činí minerálními. Pro zařazení vod jako minerálních je možno v několika případech užít též kriteria obsahu železa, které přesahuje množství 10 mg/l. Vody jsou typické nepřítomností chloridů, většinou i bikarbonátu sodného. I tato skupina vod je poměrně dosti početná. Vývěry jsou soustředěny na 11 lokalit a to: Drienovská Nová Ves, Haniska, Hermanovce, Jenkovce, Mošurov, Nižné Nemecké, Pavlovce, Petrovce, Petrovany, Podčičva, Tulčík a Zlatá Baňa.

Genetický rozdíl mezi vodami slabě a velmi slabě mineralisovanými je pouze v délce a době kontaktu prosakujících vod. S drahou, dobou a intenzitou kontaktu roste mineralisace vod. Mineralisace je rovněž závislá na koncentraci volného kyslíčnicku uhličitého pro jeho agresivní účinek na horniny.

Absence bikarbonátu sodného ve většině vod dokazuje, že vody přísluší sladkovodním (terrigenním) nebo druhotně vyslazeným souvrstvím. Výklad genese dalších doprovodných složek vod této skupiny je shodný jako u vod kalcium-bikarbonátních prostých.

Vedle zaplynění vod kyslíčnickem uhličitým vykazují některé prameny též obsah sirovodíku a methanu.

Vody mají pro zvýšený obsah volného kyslíčnicku uhličitého ještě více výrazný bikarbonátní charakter než vody prosté, což se projevuje v průměrných hodnotách koeficientu $K \frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$ v rozmezí cca 20–50. Jsou opět slabě kyselé ($\text{pH} = 5,0 - 6,4$) pro obsah volného kyslíčnicku uhličitého.

Obsah biogenních prvků, bromidů, jodidů při minimálním obsahu chloridů je rovněž maximálně stopový. Pro obsah železa nad 10 mg/l je možno vody lokalit Haniska 81, 82, 84, Pavlovce 102, 103 a Zlatá Baňa označit jako minerální vody železnaté. Maximální obsah železa je ve vodě Zlatá Baňa ($\text{Fe} = 20,6 \text{ mg/l}$). Železo vzniká atakováním hornin s obsahem železnatých minerálů infiltrujícími vodami, bohatými volným kyslíčnickem uhličitým.

Vody tohoto typu jsou vázány na zlomové tektonické linie: *při linii bradlového pásma*; Petrovce 242, Mošurov, Pavlovce, Tulčík; *při linii paralelní k bradlovému pásmu*: Podčičva, Hermanovce, *při linii poruchy severozápadního-jihovýchodního směru* (michalovského zlomu): Jenkovce, Nižné Nemecké, Petrovce; *při linii hornádkého zlomu*: Drienovská Nová Ves; *při paralelních zlomech k hornádkému zlomu*: Haniska, Petrovany, Zlatá Baňa.

Vody *natrium-chloridového charakteru* jsou po prostých vodách nejpočetnější skupinou. Jejich společným znakem vedle převažujícího obsahu bikarbonátu vá-

penatého a hořečnatého je anomální obsah chloridů 100–600 mg/l, vázaných jako chloridy alkálií, případně alkalických zemin. Obsah dalších složek je netypický. Jejich mineralisace silně kolísá, jsou buď slabě pod 1 g/l (31 vývěřů) nebo slabě až středně mineralisovány cca 1–6 g/l (12 vývěřů). Jodidy a bromidy nebyly v těchto vodách prakticky zjištěny.

Obsah volného kysličníku uhličitého je většinou slabě zvýšený, avšak koncentrace nad 100 mg/l dosahují pouze tři vody. Rovněž výskyt sirovodíku a methanu ve vodách této skupiny je řídký.

Vody jsou opět vadosního původu a přísluší pravděpodobně mělkému vodnímu režimu, při čemž u vod o vyšší mineralisaci s obsahem rozpuštěných iontů nad 1 g/l a vyšším obsahem chloridů je třeba uvažovat o hlubším vodním režimu.

Některé vody jsou slabě zaplněny volným kysličníkem uhličitým s maximem cca 100 ml/l, s výjimkou slabých kyselek Bystré 111, Košice 58, Vinné 176, kde obsah kysličníku uhličitého je podstatně vyšší. Anomální obsah kysličníku uhličitého do 100 ml/l jsme zjistili u 10 pramenů opět z oblasti Trebišovské nížiny. Sirovodíkem a methanem jsou vody této skupiny zaplněny jen vyjimečně. Výklad geneze je dosti problematický. Jednoznačný je pouze vadosní původ vod.

Vody mají převažující kalcium-bikarbonátní charakter. Obsah základní složky bikarbonátu vápenatého získaly tudíž při infiltraci horninami sladkovodního (terrigenního) původu nebo horninami brakickými případně marinními avšak druhotně metamorfovanými, vyslazenými. Až potud je geneze obdobná jako u vod kalcium-bikarbonátních prostých a uhličitých.

Genesi chloridové složky nelze však vysvětlit jinak než vyluhováním slaných sedimentů, horizontů marinního, brakického původu, které nebyly ještě zcela vyslazený. Je možné též mísení kalcium-bikarbonátních vod s vodami slanými chlorido-sodnými. Vyluhováním rozumíme jednak rozpouštění jednak vytlačení uzavřených vod.

K rozlišení původu chloridové složky (vody marinní, solných či živičných ložisek) můžeme užít podobně jako O. H y n i e (1957), J. B a u e r (1957), J. J a n á č e k (1958, 1959) a jiní poměru chloridů: bromidům, obsahu methanu, sirovodíku, síranů a dalších kritérií. Tyto faktory jsou však použitelné především u vyhraněných typů vod, takže pro naše vody smíšeného charakteru a značně metamorfované v systému voda — hornina nejsou dosti průkazné.

Podle výsledků studia hlubinných vod Trebišovské nížiny (M. M i c h a l í č e k 1961) dnešní vody *tortonu* co do minerální složky, jsou vodami „solných ložisek“ nebo původní vody jsou vodami „solných ložisek“ silně porušeny. Živičné složky a pod. jsou však v těchto vodách též zastoupeny. Proto v oblastech, kde souvrství *tortonu* a *karpatské formace* tvoří horizonty, z nichž vyvěrají diskutované vody, můžeme dobře předpokládat určitou jejich souvislost s vodami „solných souvrství“ zvláště vod s vyšším obsahem chloridů. Hlubinné vody *spodního šedého sarmatu* jsou spíše živičného charakteru, bez souvislosti s vodami solinosných formací.

Pro nevysoký obsah chloridů a nízkou, ve většině případů celkem minimální mineralisaci, však nelze předpokládat přímou souvislost vod této skupiny se solným souvrstvím. Vody příslušejí většinou mělkému vodnímu režimu neogenních souvrství. Bližší genetické zařazení jednotlivých pramenů vyplývá nejlépe ze situace vod a povrchové geologie (viz mapy č. 1, 2).

Řada pramenů je ovlivněna typickými slanými natrium-chloridovými vodami, vyvěrajícími na téže lokalitě, mnohdy i v bezprostřední blízkosti diskutovaného pramene. V těchto případech je možná přímá spojitost se zasolenými horizonty, zvláště pokud tyto vody vyvěrají v souvrství svrchního helvetu a spodního pásma svrchního tortonu.

Živičné složky nejsou ve vodách téměř zastoupeny. Rovněž obsah biogenních prvků je mizivý, případně nejsou vůbec přítomny.

Vody slané chlorido-sodné

Velmi typickými vodami východoslovenského neogénu jsou vody slané, chloridosodné s převažujícím obsahem chloridu sodného. Představují 16,45 % z celkově zpracovaných vod. Jejich genesi diskutovali četní autoři především z hlediska souvislosti obsahu chloridu s ložisky kamenné soli, které dříve byly známy pouze v oblasti Prešova, dnes i v oblasti Albínova, Trhoviště, Petrovců n. L. — Zbudzy a předpokládán v hlubinách v celé pánvi. V daleko menší míře byl diskutován živičný původ vod.

V tab. 2 doplňujeme analytický dokladový materiál o některé údaje J. Bauera (1957) a srovnáváme zjištěné obsahy chloridů s našimi výsledky na těchže

Tab. 2. Srovnání některých údajů J. Bauera (1957) s výsledky průzkumných prací ČND (1958, 1959)

Lokalita	Průzkum		Lokalita	Průzkum	
	J. Bauer (1957)	ČND (1958, 1959)		J. Bauer (1957)	ČND (1958, 1959)
	mg Cl/l	mg Cl/l		mg Cl/l	mg Cl/l
Čemerné	154,3	—	Lemešany	84,4	10,7
Nižný Žípov	90,1	—	Močarmany	122,8	86,7
Trebišov	153,2	—	Nižný Hrabovec	3753,0	649,8
Volá	175,3	—	Petrovany	151,0	106,0
Bidovce	131,1	36,9	Podčičva	58,4	17,7
Boliárov	45,4	17,0	Rákoš	46,5	9,7
Bretejovce	133,9	11,6	Rozhanovec	320,2	116,0
Čaklov	318,8	124,2	Sačurov	385,1	46,9
Čierná nad Tisou	71,6	14,1	Sečovce	113,1	18,8
Drienov	35,6	16,0	Slančík	55,1	13,9
Dúbrava	32,1	16,3	Varhaňovce	304,6	12,7
Haniska	121,4	12,5	Vehec	95,9	45,4
Kamenná Poruba	127,3	36,2	Vranov	99,5	7,0
Kocerovské Kostolany	36,3	10,0			

lokalitách. Z rozložení obsahu chloridů vyplývá, že vody s obsahem chloridů do 200 mg/l vyvěrají v celé oblasti. V střední a jižní části Trebišovské nížiny jsou sice řídké, ovšem to je také ovlivněno hustotou sítě odběrových bodů. V Košické kotlině nebyly vody odebírány rovněž, neboť zde neznáme vývěry minerálních vod a to jak obsahem rozpuštěných solí tak i rozpuštěných plynů.

Vody s obsahem chloridů nad 200 mg/l a zvláště nad 500 mg/l jsou v podstatě koncentrovány do 4 oblastí: V oblasti západně Prešovsko-Slánských hor je to širší okolí Solivaru. Silnější chloridové vody se táhnou jednak na sever, jednak na jih a vývěry sledují západní svahy Prešovsko-Slánských hor. Vyvěrají při zlomových liniích v této části většinou severojižního směru nebo na výchozech *karpatské formace* a *tortonských* souvrstvích.

Druhou oblastí výskytu vod s obsahem chloridů nad 200 mg/l je severní část Trebišovské nížiny v širším okolí lokality Sol a Hencovce. Výstup těchto vod umožňují tektonické linie severozápadního-jihovýchodního směru a opět výchozy horizontů *svrchnotortonských*, *spodnotortonských* a případně i *karpatské formace*. Ložisko soli v oblasti Petrovce n. L.—Zbudza se obsahem chloridů nad 200 mg/l projevilo pouze na lokalitě Vinné 166. Ložisko je dokonale kryto a utěsněno krycími vrstvami.

Jednou z nejbohatších oblastí vývěrů silných chloridových vod je široká oblast Veľaty—Michalany—Slivník. I tyto vody vyvěrají na poruchách severozápadního-jihovýchodního směru, při západním zlomu *ruskovecko-chlmeckém* nebo zlomu jemu *paralelním*. Je ovšem pravděpodobné, že oblast je polámána celou řadou drobnějších příčných poruch. Nejsvrchnější souvrství zde tvoří *spodní sarmat* a *svrchní torton* (*spodní a střední pásmo*).

Poslední oblastí jsou v podstatě tři osamocené lokality: Sobranecké kúpele, Porostov a Sejkov v Podvihorlatské pánvi. Sejkov a Porostov leží při michaloveckém zlomu severozápadního-jihovýchodního směru a Sobranecké kúpele na příčném zlomu této základní poruchy směru severovýchodního-jihozápadního.

Z prvního přiblížení můžeme uvažovat o převážně solném původu vod — vyluhování *karpatské* solinosné formace v oblasti západně Prešovsko-Slánských hor (Solivar, Solná Baňa), v oblasti východně Prešovsko-Slánských hor *svrchnotortonského* solinosného souvrství, odkrytého v oblasti Albínova, Trhoviště a Petrovců n. L.—Zbudza. Existence solinosných obzorů v dalších oblastech je zatím pouze předpokládána.

Vody *natriumbikarbonátního* charakteru jsou slabě (1,2 g/l) až silně (24,2 g/l) mineralisovány. Vedle obsahu chloridu sodného, který je převažující složkou vod, je typický obsah bikarbonátu sodného. Obsah síranů je nevelký, pouze voda pramene Michalany dosahuje velmi vysoké koncentrace síranů 1932 mg/l. Vody jsou většinou dosti zaplaveny volným kyslíčnickem uhličitým a methanem. Sirovodík je i v těchto vodách vzácný (2 vývěry). Vody této skupiny můžeme označit jako minerální a to jak obsahem rozpuštěných iontů, obsahem železa

nad 10 mg/l, tak i obsahem rozpuštěných plynů zvláště kyslíčnicku uhličitého. Maxima obsahu kyslíčnicku uhličitého nad 1100 mg/l dosáhla voda Sejkov, ostatní prameny nepřesahují koncentraci kyslíčnicku uhličitého 500 mg/l. Vody této skupiny jsou poměrně více zastoupeny, představují pouze 5,6 % zpracovaných vývěrů.

Mineralisace se pohybuje v průměru kolem 10 g/l a maximálně mineralisované vody vyvěrají v oblasti Velaty, nepřehlédneme-li k solance pramenu Leopold v Solivaru a vývěru Solivar 87. Totéž platí i o obsahu chloridů vázaných pouze jako chlorid sodný. Průměrné obsahy chloridů v oblasti Velaty jsou kolem 5 g/l, v pramenu Sol 258 11,7 g/l a maxima opět dosahují solivarské vody, které jsou nasycenými roztoky chloridu sodného. Bikarbonáty alkálií dosahují v průměru 30 %, bikarbonáty alkalických zemin v průměru kolem 10 %. Jodidy a bromidy zjistili ve vodách opět pouze J. Bauer (1957) a J. Juránek (1956).

V širokém rozmezí kolísá pH a to od vysloveně kyselé reakce 5,5 — Velaty 266 — do silně alkalické reakce 8,3 — Sol. 258. Koeficient $K \frac{HCO_3}{Cl}$ dosahuje velice nízkých hodnot *pod 1*. Prameny Herlanské, Sejkov, Slavkovce a Slánské Nové Město 33 mají hodnotu tohoto koeficientu *cca 2*. Zaplynění vod, jak již bylo řečeno, je charakteristické, neboť vody jsou zaplyněny jak kyslíčnickem uhličitým, tak i methanem, některé (Herlany 216, Kuzmice 231) i sirovočím.

Vody vyvěrají především v oblasti Velaty—Byšta. Osamocené lokality jsou prameny: Herlany 43, 44, 216, Slavkovce 155 a Sejkov 252, Sol 256.

Výklad genese jsme již naznačili při výkladu kalcium-bikarbonátních vod, natrium-chloridového charakteru. Vody jsou vadosního původu v širším smyslu a v jejich složení je přítomen podstatný podíl původních hlubinných vod. Výstup nebo lépe vytlačení a metamorfosa původních uzavřených vod v systému voda — hornina je způsobeno převážně infiltrovanými vodami.

Vyluhováním solinosné formace s velkou pravděpodobností vzniká pramen Sol 258, neboť v jeho minerálním složení převládají složky „solného původu“. Pramen přísluší patrně spodnímu pásnu svrchního tortonu. Pro tento předpoklad mluví koeficient $K \frac{Cl}{Na} = 0,98$, nepřítomnost nebo minimální obsah biogenních prvků (hodnota poměru obsahu chloridů ku bromidům nad 1000), vysoká mineralisace 20,6 g/l. Pro toto zařazení mluví i situace vývěru, kde svrchní horizonty jsou tvořeny sedimenty *svrchního tortonu* a dále skutečnost, že pramen leží na zlomovém systému, na jehož pokračování leží solné ložisko u Petrovců—Zbudzy.

Poněkud jinou genesi předpokládáme u vody Sejkov 252. Ve složení vody jsou zastoupeny jodidy — 1,2 mg/l, při poměrně nízké mineralisaci 6,3 g/l. Vody jsou zaplyněny také methanem a pH dokazuje jejich redukční charakter. Mají tedy spíše charakter živičných vod. Původ slané složky „vyluhováním solinosné formace svrchnotortonské“ není prokázán, ale nelze jej též zamítnout.

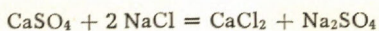
Nepředpokládáme rovněž přímou spojitost vody Slavkovce se slanými vodami a solným ložiskem. Označení vod jako naftového charakteru je též problematické, neboť methan i obsah

biogenních prvků jsme nezjistili. Podle charakteru přísluší vody zřejmě pouze mělkému vodnímu režimu.

V dalších pramenech lokalit: Herlany a z oblasti Velaty — Byšta — Slánské Nové Město (včetně lokalit Kuzmice, Michalany, Velký Kazimír) se mísí prvky charakteristické pro vody „solných ložisek“ s prvky typickými pro „vody živičných ložisek“. Domníváme se, že při jejich tvorbě jsou zastoupeny oba tyto prvky, při čemž převažující vliv, co do minerálního složení, mají vody „solného původu“. Jsou obdobou *surchnotortonských* vod, odkrytých v Trebišovské nížině. Jsou však silně zředěny a tím i metamorfovány (vznik natriumkarbonátní složky). Co do mineralisace i natriumbikarbonátního charakteru jsou však bližší hlubinným vodám *spodního sarmatu*, liší se však hodnotou poměru chloridů: bromidům. Poměru chloridů: sodíku k rozlišení původu vod nelze použít, neboť vody prodělaly hlubokou metamorfosu, o čemž svědčí vysoký obsah natriumbikarbonátní složky, čímž došlo k posunutí hodnot tohoto koeficientu pod 1.

Živičným prvkem, zastoupeným v těchto vodách, je obsah methanu, při čemž methan jsme zjistili ve vysokých koncentracích až 30 %; pouze v herlanských vodách je přítomen v několika málo procentech. Methanové zaplynění však může být druhotného původu.

Ve vodě Michalany 16 jsme zjistili obsah 1932 mg/l síranů. Jsou v této vodě vázány jako síran sodný. Vznik této slůžky předpokládá iontovýměnný proces podle rovnice:



Sírany pocházejí patrně ze sádrovcového horizontu, doprovázejícího solinosnou formaci, čímž je potvrzen převažující solný původ vody Michalany.

Vody v oblasti Velaty—Byšta—Michalany—Velký Kazimír—Kuzmice vyvěrají ve *surchním tortonu*, voda Slánské Nové Město 33 ze *spodnosarmatských* sedimentů. Zařazení sběrných a uložených horizontů neznáme. Herlanské prameny mají prokázáný vznik v *karpatské formaci*.

Vody kalcium-bikarbonátního charakteru. Jejich mineralisace se pohybuje většinou v rozmezí 1—3 g s maximem 20,6 g/l. Charakteristickým znakem je převaha obsahu chloridu sodného nad ostatními složkami, při čemž další hlavní složkou je bikarbonát vápenatý a hořečnatý. Sírany nedosahují koncentrace 250 mg/l. Rozpuštěné plyny nejsou pro tyto vody charakteristické. I tyto vody jsou většinou minerální, a to především obsahem rozpuštěných iontů. Obsah železa nad 10 mg/l jsme zjistili ve vodách Išla 93, Hencovce 215, Byšta 23. Převažná většina vod má pH v rozmezí 6,5—7,5. Koeficient $K \frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$ dosahuje minimálních hodnot pod 0,1 s minimem 0,04 (voda Sol 256).

Kyslíčnickem uhlíčitým jsou zaplyněny vody lokalit: Niž. Hrabovec, Hencovce, Kokošovce, Sobranecké kúpele, Velaty. Vyvěrají na poruchách SZ—JV tak i S—J směru. Obsah volného kyslíčnicku uhlíčitého se pohybuje od 110 do 1258 mg/l s maximem ve vodě lokality Kokošovce; slabě uhlíčitou vodou je vývěr Čičarovce s obsahem 59 mg/l kyslíčnicku uhlíčitého. Sirovodíkové jsou pouze prameny Sobranecké kúpele. Methanové zaplynění jsme zjistili ve vodách Čaklov 119, Išla 93—97, Sobrance 255, Velaty 21. Z genetického hlediska je společný v širším smyslu vadosní původ vod této skupiny.

ZAPLYNĚNÍ VOD VÝCHODOSLOVENSKEHO NEOGÉNU

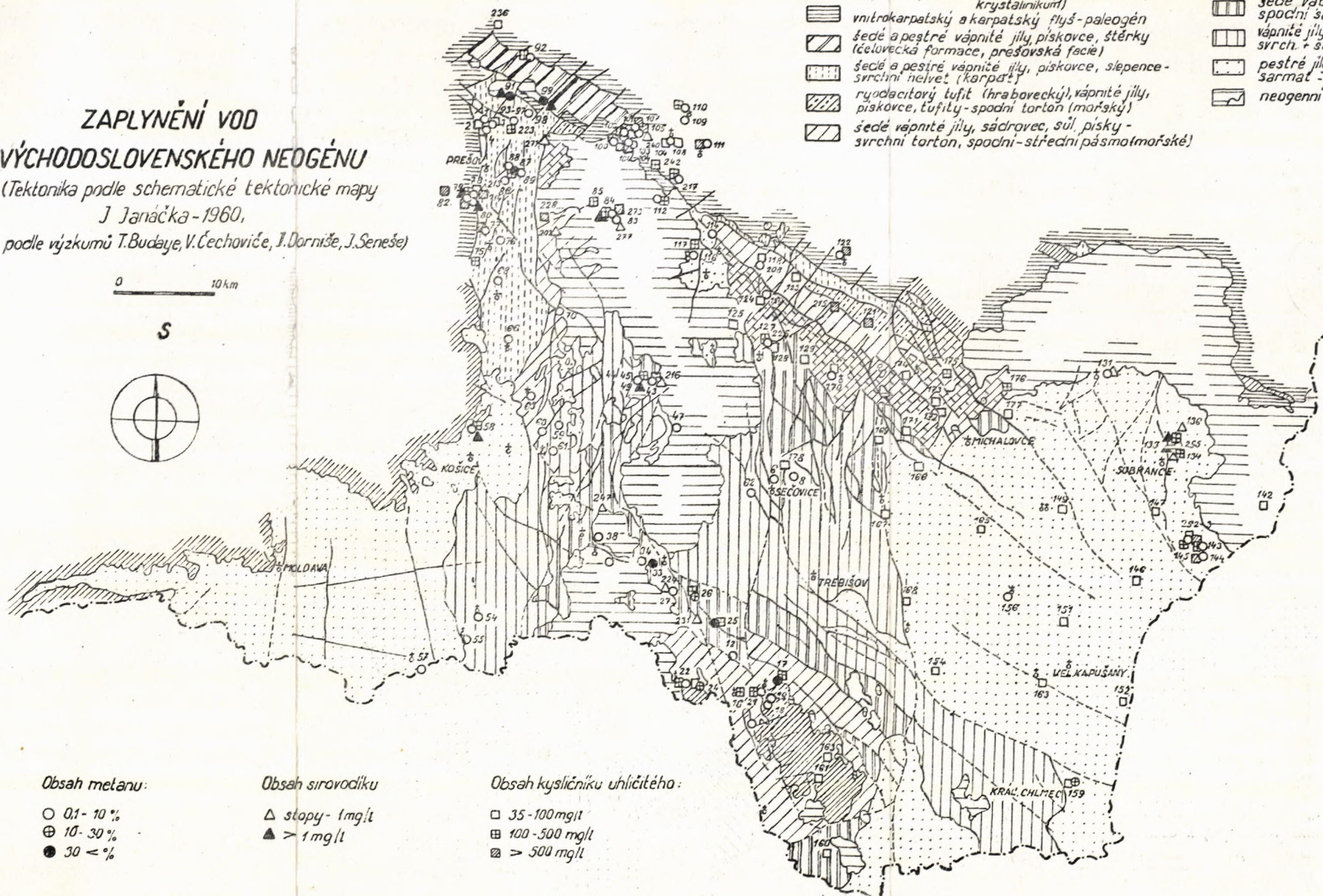
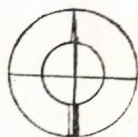
(Tektonika podle schematické tektonické mapy

J. Janáčka - 1960,

podle výzkumů T. Budáye, V. Čechoviče, J. Dorniše, J. Seněše)

0 10 km

S



Obsah metanu:

- 0,1 - 10 ‰
- ⊕ 10 - 30 ‰
- 30 ‰ a více

Obsah siřovodíku

- △ stopy - 1 mg/l
- ▲ > 1 mg/l

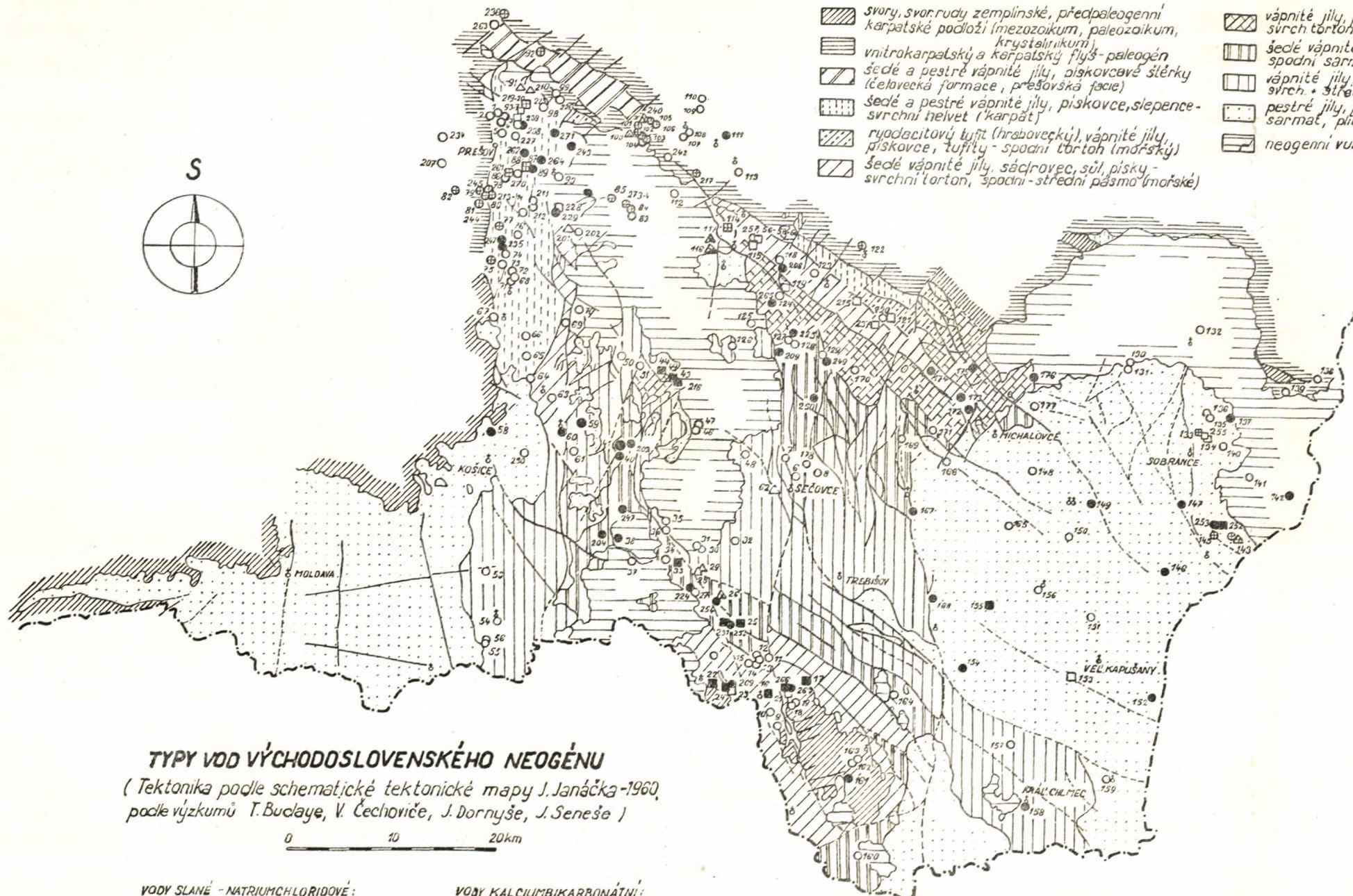
Obsah kyslíčnicku uhličitého:

- 35 - 100 mg/l
- ▣ 100 - 500 mg/l
- ▤ > 500 mg/l

vysvětlivky:

- svory, svor. rudy zemplinské, předpaleogenní karpatské podloží (mezozoikum, paleozoikum, kryštalinikum)
- vnitrokarpatský a karpatský flyš-paleogén
- šedé a pestré vápnité jily, pískovce, štěrky (čelovecká formace, prešovská facie)
- šedé a pestré vápnité jily, pískovce, slepence-svrchní helvet (karpát)
- ryodacitorý tufit (hrabovecký), vápnité jily, pískovce, tuřity-spodní tortón (mořský)
- šedé vápnité jily, sádrovec, sůl, pisky - svrchní tortón, spodní-střední pásmo (mořské)

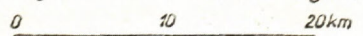
- vápnité jily, pisky, pískovce, tuřity-svrchní tortón, svrchní pásmo (brakické)
- šedé vápnité jily, pestré váp. jily - spodní sarmát (brakický)
- vápnité jily, pisky, tuřity, tuřity, lignity - svrchní + střední sarmát (slackovodní)
- pestré jily, pisky, štěrky, lignity - sarmát - pliocén - levantín
- neogenní vulkanity



vysvetlivky:

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | svrhy, svor.rudy zemplinské, predpaleogenni karpatské podloži (mezozoikum, paleozoikum, krystalikum) | | vápnité jily, pisky, piskovce, tufity - svrch. torton, svrch. pásma (brakické) |
| | vnitrokarpatký a karpatský flyš-paleogén | | šedé vápnité jily, pestré váp. jily - spodni sarmat (brakický) |
| | šedé a pestré vápnité jily, piskovcové šterky (čelovecká formace, prešovská facie) | | vápnité jily, pisky, tufity, tufy, lignity - svrch. + střed. sarmat (slackovodný) |
| | šedé a pestré vápnité jily, piskovce, slepence - svrchni helvet (karpát) | | pestré jily, pisky, šterky, lignity - sarmat, piuceň, levantín |
| | ryadacitová tujit (hrabovecký), vápnité jily, piskovce, tufity - spodni torton (mořský) | | neogenni vulkanity |
| | šedé vápnité jily, sáčrovce, sůl, pisky - svrchni torton, spodni - středni pásma (mořské) | | |

TYPY VOD VÝCHODOSLOVENSKEHO NEOGÉNU
 (Tektonika podle schematické tektonické mapy J. Janáčka-1960,
 podle výzkumů T. Buclaye, V. Čechoviče, J. Dornýše, J. Seněše)



- VODY SLANÉ - NÁTRIUMCHLORIDOVÉ:**
- a) natriumbikarbon. charakteru
 - b) kalciumbikarbon. charakteru
 - ▣ c) kalcium-chloridosulfát. charakteru

- VODY KALCIUMBİKARBONÁTNÍ:**
- a) natriumchlorid. charakteru
 - ⊙ b) uhlíčitě u mineralisaci nad 9/1
 - c) prostě

- VODY NÁTRIUMBİKARBONÁTNÍ:**
- ▲ a) natriumchlorid. charakteru
 - △ b) bez zvušeného obsahu chloridu sodného

Z oblasti západně Prešovsko—Slánských hor patří sem řada pramenů v Išle a pramen Kokošovce. Jak dokazuje koeficient $K \frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$ neprodělaly vody Išla větší metamorfosu v důsledku iontovýmenných pochodů v systému voda — sediment. Koeficient dosahuje hodnoty kolem 1, což odpovídá hodnotám pro vody „solných ložisek“. Biogenní prvky vody Išla vcelku postrádají, takže koeficient $K \frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ má velmi vysoké hodnoty. Ovšem methanem jsou vody zaplněny. Podle situace (mapa č. 2) můžeme předpokládat, že vody jsou „solného původu“ a patří patrně solinosnému souvrství *karpatské formace*. Při výstupu jsou zředěny povrchovými kalcium-bikarbonátními vodami, a to ve značné míře. Methan je v těchto vodách druhotný, obdobně jako ve vodě Solivar 87.

Pramen Kokošovce prodělal již značnou metamorfosu, neboť koeficient $K \frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$ má hodnotu asi 0,46. Poměr je silně posunut ve prospěch sodíku a důsledkem toho je vznik 1. alkalinity — natrium-bikarbonátní složky, která ve vodách Išla není zastoupena. Obsah biogenních prvků je opět velmi malý; voda podle $rH = 23,1$ je slabě oxidačního charakteru, což vše poukazuje na solný původ slané složky vody. Na základě situace vody a jejího charakteru předpokládáme opět převážně „solný“ původ vody a příslušnost spíše *karpatské formaci* než spodnímu pásmu *svrchního tortonu*.

Vysoce koncentrované slané vody Sol 256, 259, 260 i Hencovce a daleko méně mineralizované vody Niž. Hrabovec pocházejí patrně ze *svrchního tortonu*. Prameny Sol 115 a Čaklov 119 jsou velice slabě mineralizovány, přísluší tudíž mělkému vodnímu režimu a jejich charakter je důsledkem pouze slabého ovlivnění povrchových vod slanými vodami blízkých lokalit nebo důsledkem vzniku na cestě infiltrace horizonty *svrchního tortonu* (spodního a středního pásma). Vedle pochodů rozpouštění probíhá i proces iontovýmenný, neboť poměr $\text{Cl} : \text{Na}$ je posunut ve prospěch sodíku a dosahuje hodnoty kolem 0,95. Celkem stopový obsah methanu ve vodě Čaklov 119 je patrně druhotný. Pro živičný charakter vod zde není žádných kritérií.

Prameny Byšta 23 a Velaty 21 jsou ovlivněny vodami, vyvěrajícími na těchže lokalitách a patřící ke skupině vod slaných natrium-bikarbonátního charakteru. Jejich genese je tedy shodná, pouze vliv povrchových vod je mnohem silnější, případně metamorfosa neproběhla pro mělký vodní režim tak hluboko.

Velmi zajímavými vodami jsou prameny Sobranecké kúpele 134, 255. Mají poměr $\text{Cl} : \text{Na}$ nad 1 s výraznou druhou salinitou. I zde však třeba předpokládat, že slaná složka je převážně „solného původu“ ze *svrchního tortonu* a výsledkem pochodu mísení a vytlačení uzavřených vod, neboť biogenní prvky jsou zastoupeny jen v nepatrné koncentraci. Rovněž minimální obsah methanu 2,5 % odplynu nelze považovat za průkaz živičnosti. Genesi sirovodíku, podmiňujícího nízké hodnoty redox-potenciálu ($rH = 10,6$) a kyslíčnicku uhličitého se věnujeme ve zvláštní kapitole.

Voda studně Čičarovce 153 přísluší charakterem do této skupiny, ale její genese, obdobně jako u vody Slavkovce 155, není v souvislosti se solným ložiskem a vodami živičného původu a přísluší mělkým vodním horizontům.

Vody kalcium-chlorido-sulfátového charakteru jsou zcela vyjímečné, ale velmi typické. Jejich charakteristickou složkou, vedle převládajícího chloridu sodného, je chlorid a v omezeném množství i síran vápenatý a hořečnatý. Voda pramene Leopold v Solivaru je typickou solankou (obsah iontů 325,0 g/l, vody zbývajících lokalit dosahují koncentrace cca 10 g/l). Zaplněny jsou buď kyslíčnickem uhličitým (až 430 mg/l), sirovodíková je voda Sobranecké kúpele, methanem jsou zaplněny rovněž.

Obsah síranů je velmi vysoký, alespoň ve vodách lokality Solivar 87 a 261.

Vody Solivar 87 a Solivar — Leopoldov 261 pocházejí z *karpatské formace* — solinosného souvrství. Vznikají rozpouštěním uloženin evaporitů chloridu sodného a síranu vápenatého. Na výstupové cestě nepodléhají další metamorfoze. Jsou to uměle vtlačené vody do horizontů karpatské formace a vývěr přirozené solanky v bývalém solném dolu. Výměnný pochod, probíhající při obohacení vod síranovou složkou za přítomnosti chloridu sodného jsme již popsali. Rovnicí je vysvětlen též vznik mimořádně vysoké 2. salinity 26,4 % ve vodě Solivar 87. Vysoký obsah železa 174 mg/l v těže vodě vysvětlujeme atakováním železných stupaček vrtu slanou vodou, jejíž $pH = 5,1$. Vysoký je obsah methanu 42,7 %.

Diskusi genese vody Sobranecké kúpele 133 jsme v podstatě provedli již při popisu vzniku vod dalších vývěrů v těchto lázních. Druhá salinita u vody Sobranecké kúpele 133 je pouze daleko výraznější. Je to voda hlavního kúpebného bazénu a je také více mineralisovaná (9,6 g/l). Prameny 134 a 255, které jsme již popsali, jsou vody ze studniček používaných pro pitnou léčebnou kúru. Mají menší vydatnost a jsou také více ovlivněny povrchovými vodami, což se projevuje ve snížení mineralisace, poklesu 2. salinity a vzestupu 2. alkalinity.

Poznámka: Voda Sobranecké kúpele 133 je ve spojitosti s kalcium-bikarbonátní vodou Porostov 147. Tato voda má 2. salinitu 52,2 %.

Poslední pramen patří do této skupiny je Hlinné 114. Voda je středně mineralisovaná (6,3 g/l). Přes minimální obsah volného kysličníku uhličitého je železnatou (Fe = 15,4 mg/l). Podle charakteru i situace přísluší vody souvrství svrchního tortonu a jsou „solného původu“.

Vody natrium-karbonátní:

Poslední nejméně početnou skupinou jsou vody natrium-bikarbonátní. Představují 13 zpracovaných pramenů tj. 5,3 % vývěrů. Vody rozřídíme na:

Vody natrium-chloridového charakteru, jsou minerální, a to buď obsahem rozpuštěných iontů (mineralisace se pohybuje od 1—5 g/l) nebo rozpuštěných plynů, především volného kysličníku uhličitého, jehož koncentrace dosáhla limitu kyselek 1 g/l pouze ve vodě pramene Nižné Nemecké. Vody jsou charakteristické vedle obsahu bikarbonátu sodného jako hlavní složky, též obsahem chloridů, vázaných pouze jako chloridy alkalií. Vyjíměčně jsou všechny vody této skupiny zaplaveny methanem, sirovodík je přítomen pouze ve vodě herlanského gejzíru.

Prameny vyvěrají v několika oblastech studovaného území. Z oblasti západně Prešovsko-Slánských hor je to pouze vývěr Herlany 49, z jižní části Slivník 26, z okolí lokality Sol Rudlov 116, 117, osamocený vývěr Niž. Nemecké ležící až při hranici ČSSR — SSSR a dále Pavlovce 100, 240, které však patří již do východoslovenského flyše.

Principy genese jsou naprosto shodné jako vod slaných natrium-chloridových natrium-bikarbonátního charakteru. Metamorfotické pochody proběhly však do různého stupně a u vod této skupiny převládá ještě natrium-bikarbonátní složka nad natrium-chloridovou. Převažuje tudíž ještě více vadosní původ, neboť chlorid sodný je hlubinného, fosilního původu. Převaha bikarbonátního (vadosního) původu vod je dána též hodnotou koeficientu $K \frac{HCO_3}{Cl} = 2,0-7,0$.

Nejméně mineralisovány a nejmenší obsah chloridů mají vody Rudlov 116 a 117. Jejich mineralisace nedosahuje 1 g/l a obsah chloridů se pohybuje kolem 50 mg/l. Patří vysloveně mělkému vodnímu režimu. Vody podlely hluboké metamorfose při kontaktu s marinními nebo brakickými sedimenty a při jejich vzniku prosté ředění povrchovou vodou původních uzavřených vod (vody Sol) hraje jistě podružnou úlohu. Nemůžeme tudíž předpokládat přímou spojitost se solným ložiskem. Vznikají spíše v již dosti vyslazených horizontech *svrchního tortonu*. Volný kysličník uhlíčitý, dosahující koncentrace asi 200 mg/l, podmiňuje pH vod 6–5,6 a je druhotného původu. S volným kysličníkem uhlíčitým souvisí obsah železa nad 10 mg/l. Methanové zaplynění je velmi slabé, a to pouze u pramene Rudlov 116—0,6 %. Biogenní prvky nejsou přítomny.

Voda Slivník 26 je maximálně mineralisovanou vodou této podskupiny a má též nejvyšší obsah chloridů (mineralisace = 5,2 g/l, chloridy = 600 mg/l). I tato voda je však převážně vadosního původu a prodělala hlubokou metamorfosu, což dokazuje opět nízký poměr $Cl : Na = 0,29$. Biogenní prvky ve vodě nejsou přítomny, methanové zaplynění je poměrně vysoké. Obsah kysličníku uhlíčitého je zvýšený (110 mg/l). Diskuse solného nebo živičného původu není jednoznačná. Podle situace může voda příslušet jak *spodnosarmatským*, tak i *svrchnotortonským* horizontům.

O původu herlanských vod a jejich genesi jsme již diskutovali. Voda Herlany 49 je podle převažujícího natrium-bikarbonátního charakteru více ovlivněna povrchovými vadosními vodami.

Voda Niž. Německé 144 je z hlediska genese do značné míry patrně obdobou vody Sejkov 252. Je to též silná kyselka (obsah volného kysličníku uhlíčitého = 1023 mg/l) a vedle toho je též zaplněna methanem. Vadosní původ a vyšší natriumbikarbonátní charakter hrají u této vody větší roli.

Slabé kyselky Pavlovce 100 a 240 jsou patrně jedním a tímtéž vývěrem. Přísluší *flyšové* formaci.

Vody bez zvýšeného obsahu chloridu sodného — jsou to prosté vody velmi slabě mineralisované (maximální obsah iontů je 660 mg/l). Jejich základní složkou je bikarbonát sodný. Typická je dále nepřítomnost chloridů a z rozpuštěných plynů i kysličníku uhlíčitého. Patří sem lokality: Abranovce 201, Fintice 91, 210, ležící spíše již v bradlovém pásmu, Sečovce 62 a Slánské N. Mesto 28, 29.

Vody jsou genetickou obdobou prostých vod kalcium-bikarbonátních. Přísluší mělkému vodnímu režimu. Methanem jsou zaplněny pouze vody Sečovce 52 a Fintice 91; tato voda je též sirovodíková.

Genese vod je možná dvojí cestou. Jednak metamorfosou původních kalcium-bikarbonátních vod na cestě infiltrace v marinních nebo brakických vyslazených sedimentech s výměnnými komplexy v sodné formě nebo prostým rozpouštěním a vyluhováním vyslazených sedimentů, které si ještě udržely sodný charakter. Těmito pochody vznikají i malá množství dalších přítomných složek. Podle J. Jánáka (1955, 1959) převládají vody tohoto typu v rozmezí mineralisace 100–1000 mg/l.

Diskuse :

Zhodnocení závěrů dřívějších prací na základě provedené studie je v tomto případě problematické, neboť ve většině případů je možno podat pouze kritické vyjádření. Ověřený a experimentálně doložený závěr nemůžeme zatím předložit.

V literatuře je častou otázkou „solný“ původ slaných pramenů vyvěrajících po obou stranách

Prešovsko-Slánských hor. S ložisky živic spojuje pouze L. L o c z y (1943) vývěry slaných sirovodíkových vod v Sobrancích a Jovse. J. J a n á č e k (1958, 1959) však předpokládá, že ve slaných vodách východoslovenského neogenu jsou zastoupeny vedle prvků solného původu též prvky živičných vod. Většina autorů však přisuzuje jednoznačně genesi vývěrů slaných vod pochodu vyluhování solinnosné formace. Nejdůležitější práce v tomto smyslu jsou příspěvky J. B a u e r a (1957), O. H y n i e h o (1957) a V. H o m o l y (1953). Této otázce věnovali jsme pozornost již při diskusi všech slaných vod, případně i vod kalcium-bikarbonátového typu s vyšším obsahem chloridů. Závěry však v řadě případů nejsou jednoznačné a chtěli bychom ještě jednou kriticky posoudit jednotlivé faktory, jichž všichni autoři k rozlišení původu vod tj. k rozlišení vod „solných ložisek“ a „naftového charakteru“ použili.

Je třeba říci, že chloridosodná voda nebo chlorido-sodná složka není typická pouze pro vody vzniklé vyluhováním solných, zasolených vrstev, ale že je typická pro marinální a brakické vody a tudíž i vody živičného charakteru. Je třeba proto vždy uvažovat při genesi těchto vod též mísení a ovlivnění vod původními uzavřenými vodami neogenních souvrství. Zde je třeba poopravit jednoznačné závěry většiny dřívějších prací o solném původu, vyluhování solinnosných vrstev všech vod se zvýšeným obsahem chloridů. Uzavřené vody neogenních souvrství potom jsou dnes do určité míry vodami „živičného charakteru“. Dalším pochodem, který vždy doprovází genesi přirozených vývěrů je mísení hlubinných vod s vodami povrchovými.

Vyhraněný „solný původ“ mají pouze prameny Solivar—Leopold a Solivar 87.

Živičný původ, zastoupení živičných prvků ve slaných vodách, je další otázkou. Pojem živičná voda, voda naftového charakteru je u nás běžně užíván pro vody slané natrium-bikarbonátového typu z analogie existence od převážně tohoto charakteru ve Vídeňské pánvi. V našich geologických podmínkách známe však též vody kalcium-chloridového typu, které jsou bezpochyby živičného charakteru, ba vodami ložiskovými [R. K v ě t a M. M i c h a l í č e k (1960)].

Vody živičné jsou v podstatě původní vody sedimentačního bazénu, uzavřené či částečně metamorfované v důsledku geologických podmínek (kontaktem s horninami, otevřeností či uzavřeností obzorů atd.) a obohacené živičnými prvky, uvolněnými při přeměně organického materiálu.

Původní marinální voda patří k sláným vodám chlorido-sodným, kalcium-magnesium-chlorido-sulfátového typu. Její mineralisace se pohybuje v rozmezí 30—45 g/l [A. R e m a n n e (1958)]. Brakické vody mají sníženou mineralisaci a obsah chloridů a podle stupně brakčnosti dosahují mineralisace od 3—30 g/l. Zvýšený obsah bikarbonátu sodného není projevem brakisování vod, ale důkazem metamorfózy uzavřených vod iontovýmennými procesy při kontaktu brakických a marinálních vod se sodnými sedimenty s obsahem karbonátů.

Marinální vody kalcium-chloridového charakteru mají molární poměr chloridů : sodíku = nad 1, marinální oceánské recentní vody mají tento poměr 1,8. Při metamorfóze pánevních vod po jejich uzavření se hodnota koeficientu v důsledku obohacování vod sodnými ionty, vzniku natrium-bikarbonátové složky vod, posunuje k nižším hodnotám až pod 1, neboť obsah chloridů zůstává konstantní.

Za nepřímé indikace naftového původu vod užíváme prvky: brom, jod, bor, dále relativní snížení obsahu síranů, příp. přítomnost sirovodíku a chemický typ vod. Přímým faktorem je přítomnost uhlovodíkových plynů methanu a zvláště vyšších uhlovodíků, případně přítomnost živice kapalné.

Pro posouzení živičného původu vod je tedy rozhodující přítomnost uhlovodíkových složek, zvláště vyšších a kapalných uhlovodíků, neboť i methan může být jiného (uhelného) původu.

K rozlišení slaných vod solného původu od vod marinálních a živičných můžeme tudíž jako chemických kritérií použít poměru chloridů: bromidům, stupně mineralisace, uhlovodíkového zaplnění. Významným faktorem je pak geologická situace vývěru a analogie vyvěrající vody s hlubinnými vodami téhož stratigrafického stáří. Z těchto hledisek je třeba posuzovat všechny závěry o původu slaných vod a vůbec slané složky.

Z dalších otázek, probíraných v literatuře, chceme se dotknout pouze několika:

M. M a h e l (1952) považuje většinu slovenských minerálních vod za vadosní, fosilní původ přičítá pouze naftovým vodám. Ty však v oblasti východoslovenského neogenu neuvažuje. S názorem na vadosní původ vod přirozených vývěrů se stotožňujeme. Domníváme se však, že v některých případech je lépe užít termínu vadosní původ v širším smyslu, neboť ve složení jsou často zastoupeny i fosilní složky, na př. u vod silně mineralizovaných, slaných chlorido-sodná složka a vadosní původ vyplývá pouze z hlavní příčiny výstupu vod.

L. L o c z y (1943) i O. H y n i e (1957) předpokládají spojení „*helvetské solinosné formace*“ prešovské pod sopečným příkrovem Slánských hor na východní stranu a prameny Sol, Hencovce, Jovsa a Sobrance považují za důkaz. Na rozdíl od těchto autorů považujeme slanou složku pramenů na východní straně Prešovsko-Slánských hor převážně za *svrchnotortonskou* (konec spodního pásma svrchního tortonu), a to z důvodu dnes známé existence solného ložiska ve spodním pásnu svrchního tortonu v oblasti Petrovce n. L.—Zbudza, Albinova a Trhoviště.

Podrobnější výklad geneze vod Sobraneckých kúpeľí uvádějí O. H y n i e (1957), R. K v ě t (1957), J. J u r á n e k (1956). S výkladem O. Hynieho se ztotožňujeme potud, že přičítáme též původ chlorisodné složky vod *tortonu*. Ve vlastním výkladu se již rozcházíme, neboť nepředpokládáme primární vznik zemito-sádrovcové teplice a druhotnou metamorfosu této vody při průchodu solnými jíly a souvrstvími tortonského stáří. Nemáme však experimentálních důkazů o skutečném genetickém pochodu těchto vod.

R. K v ě t (1957) srovnal vody *sarmatu* vrtby Sečovce I s vodami Sobraneckých kúpeľí a Sejkova podle chemického charakteru. Tyto úvahy nepovažujeme za správné. Domníváme se, že zdrojem vod Sobraneckých kúpeľí jsou *svrchnotortonské* horizonty, zdrojem vod Sejkova případně i horizonty brakického *sarmatu*. Stejný zdroj vod těchto lokalit není ničím prokázán. Voda Sejkov má též více živinový charakter. Naším genetickým předpokladům však opět chybí hydrogeologické ověření.

Geochemie plynů

Ve vodách východoslovenského neogénu jsme zjistili rozpuštěné plyny: dusík, kyslík, kysličník uhličitý, sirovodík a uhlovodíkové plyny — metan. Obsah vyšších uhlovodíků jsme nestudovali.

D u s í k a k y s l í k ve vodách představují atmosferické plyny jednak zanášené na cestě infiltrace do hlubin, jednak rozpustěné přímo ve vývěru (studánce, studni a pod.). Dusík biogenního a jiného původu zde neuvažujeme. *Poměr dusíku: kyslíku* jsme nazvali *koeficientem redukčnosti* (M. M i c h a l í č e k 1958). Limitní hodnoty tohoto koeficientu jsou: oxydační charakter vod — *pod 4*, redukční charakter vod — *4 až 10*, silně redukční charakter vod — *nad 10*. Jeho význam je obdobný jako oxydačně redukčního potenciálu. Z celkového materiálu je však pouze 50 údajů o obsahu těchto složek. Z toho 27 vod má redukční až silně redukční charakter. Koeficient redukčnosti reaguje jak na přítomnost sirovodíku, tak i metanu a do určité míry i na přítomnost kysličníku uhličitého.

K y s l i č n í k u h l i č i t ý. Ve vodách studované oblasti roztrhujeme z hlediska geneze kysličník uhličitý: a) atmosferický; b) prouhelňovacích procesů; c) post-vulkanického původu.

Kysličník uhličitý atmosferický je zastoupen ve všech vodách, neboť představuje rozpuštěný atmosferický kysličník uhličitý. Jeho rozpustnot je dána parciálním

tlakem kysličníku uhličitého ve vzduchu, teplotou vody a vzduchu, chemismem vody, její mineralisací a především obsahem bikarbonátů a charakterem sycení. Jeho koncentrace dosahuje obvykle 35—40 mg/l.

Kysličník uhličitý prouhelňovacích procesů. Výklad genese kysličníku uhličitého prouhelňovacími pochody není jednoznačný. Předpoklad je však podložen řadou skutečností. Slabě redukční charakter vod (*koeficient redukčnosti nad 4*) a rozšíření tufiticko-lignitické serie v celé Trebišovské nížině a zvláště v Podvihorlatské pánvi (uhlonosná serie podvihorlatská) jsou hlavními prvky, o které se opíráme. Již též skutečnost, že mimo oblast Trebišovské nížiny neznáme vody s tímto anomálním obsahem kysličníku uhličitého (jeho obsah kolísá od 35 do 100 mg/l) nebo kysličník uhličitý je s velkou pravděpodobností postvulkanického původu, (některé prameny západně od Prešovsko-Slánských hor) přispívá k této teorii.

V některých případech je však celkem jednoznačný jiný původ, nebo musíme připustit alespoň další možnost vzniku. Ze situace některých pramenů na základních zlomových poruchách a v bezprostřední blízkosti vývěrů silných kyselék, u nichž předpokládáme zvláště v této oblasti postvulkanický původ kysličníku uhličitého, je nasnadě předpoklad, že kysličník uhličitý je též tohoto původu. Minimální sycení vod je zdůvodněno utěsněním výstupních cest, rozdílností vodních horizontů a nepřímým sycením.

Typickými příklady jsou vody Byšta 24, ležící přímo mezi dvěma až třemi vulkanickými tělesy, Prešovsko-Slánskými horami, Tokajským a Darhovským pohořím a jejichž obsah kysličníku uhličitého je pouze 56,6 mg/l. I silnější uhličitě vody v této oblasti: Kuzmice 25, Slivník 26, Velaty 17, 21, které zařazujeme k vodám s postvulkanickým kysličníkem uhličitým, mají obsahy kysličníku uhličitého poměrně nízké (100—500 mg/l). Objasněním těchto skutečností je výklad O. H y n i e h o (1955, 1957) o utěsnění výstupových cest kysličníku uhličitého magmatem.

Kysličník uhličitý postvulkanického původu dosahuje koncentrace cca 100 až 1200 mg/l. Rozmezí určujeme podle dokladového materiálu. Kysličník uhličitý tohoto původu považujeme za produkt postvulkanických účinků magmatických spoust Prešovsko-Slánských hor, Darhovského a Tokajského pohoří, Vihorlatu a Popričného. Uvolnění kysličníku uhličitého vysvětlujeme porušením již ustálené rovnováhy karbonátních hornin v důsledku zvýšené teploty horninových mas — např. pro vyšší tepelnou vodivost vyvřelých hornin. S tím souvisí i snížený geotermický stupeň v této oblasti. Nerozhoduje tudíž výše teploty, ale anomální porušení již ustaveného rovnovážného stavu teploty — tlaku v soustavě karbonátních hornin.

Při průzkumných pracích jsme analyzovali též některé vody z východoslovenského flyše a bradlového pásma. Tato oblast je velmi bohatá na silně uhličitě vody v souvislosti s karbonátními horninami bradlového pásma (Morušov 236, Tulčík 92, Pavlovce 100—106, 240, Bystré 111).

Při paralelním zlomu podél bradlového pásma leží silně uhličitě vody: Petrovce 242, Hermanovce 217, 112, Podčičva 122. I další zlomy karpatského směru jsou zřejmě přívodovými cestami

kyslíčniku uhličitého, a to zvláště při styčných místech se zlomy příčnými, kde došlo k dokonalému rozrušení hornin. Při zlomech karpatského směru a příčných poruchách v oblasti západně Prešovsko-Slánských hor vyvěrají uhličitě vody Išla 223, v oblasti východně od těchto hor Hencovce 216, Niž. Hrabovec, Vinné 173, Zbudza 175, Sejkov 252, Jenkovce 145, Niž. Nemecské 143, 144, Sobranecké kúpele 133, 134, 255. V jižní části při ruskovecko-chlmeckém zlomu a zlomech tomuto paralelních vyvěrají: Slivník 26, Kuzmice 25, Michalany 16, Vel. Kazimír 22, Velany 17, 21.

Mladší zlomy S—J směru jsou pro přívod kyslíčniku uhličitého méně příznivé. Uhličitými vodami jsou ještě dosti lemovány zlomy západně od Prešovsko-Slánských hor; v Trebišovské nížině jsou vývěry kyselky při zlomech tohoto směru pouze vyjimečné. Západní okrajový hornádký zlom lemují vývěry uhličitých vod: Haniska 78—82, 213, 214, Drienovská Nová Ves 75, Košice 58. Na východněji probíhajících paralelních zlomech vyvěrají prameny uhličitých vod Petrovany 77, Solivar 87, Kokošovce 228, Zlatá Baňa 271, 84, 81 a známé prameny herlanské — Herlany 44, 43, 49, 216. Na východní straně Prešovsko-Slánských hor při zlomech severojižního směru známe pouze vody Davidov 127 a 128, které však dosahují pouze koncentrace kyslíčniku uhličitého 120 mg/l.

Poznámka: Další možnosti genese kyslíčniku uhličitého nerozvádíme. Diskusi jsme provedli již při zpracování přirozených vývěrů vod východoslovenského flyše (M. Michaliček 1958).

Sirovodík v oblasti neogénu východního Slovenska má ve vodách velmi malou úlohou. Ovšem neogenní oblasti v ČSSR nejsou obecně bohaté sirovodíkovými vodami. V tab. č. 3 shrnujeme zjištěné *sirovodíkové vody*. Již z tabulky vyplývá z hlediska genese druhotný původ sirovodíku, nezávislost na typu a charakteru vod i obsahu síranů ve vodách. Postvulkanický původ sirovodíku vylučujeme, neboť celá řada vývěrů silně uhličitých vod s kyslíčkem uhličitým postvulkanického původu je bez obsahu sirovodíku. Ovšem postvulkanickým původem není

Tab. 3. Sirovodíkové vody východoslovenského neogénu

Typ vody	Lokalita	H ₂ S mg/l	CO ₂ mg/l	CH ₄ %	SO ₄ mg/l
NaCl—NaHCO ₃	Herlany 216	st.	400,0	5,0	11,4
	Kuzmice 231	+	300,0	34,0	44,6
NaCl—Ca(HCO ₃) ₂	Sobran. kúpele 134	13,6	270,6	—	81,3
NaCl—2. salin.	Sobran. kúpele 133	15,9	310,2	—	795,0
NaHCO ₃ —NaCl	Herlany 49	1,4	374,0	4,2	109,8
NaHCO ₃ —bez NaCl	Fintice 91	4,5	—	32,2	9,2
Ca(HCO ₃) ₂ —NaCl	Kalša 224	0,2	—	—	32,2
	Košice 58	7,3	448,8	1,0	35,4
Ca(HCO ₃) ₂ —kyselky	Ruskov 247	st.	—	—	65,0
	Vyš. Šebast. 271	+	—	—	41,0
	Haniska 80	2,7	162,8	8,2	115,0
	Haniska 214	+	809,6	—	66,0
	Haniska 79	2,0	422,4	1,8	202,2
Ca(HCO ₃) ₂ —prosté	Pavlovce 105	+	822,4	2,1	29,6
	Zlatá Baňa 84, 274	2,4	453,2	1,8	65,9
	Baškovce 135	—	—	—	7,9
	Abranovce 202	0,06	—	—	9,2
	Kapušany 99	5,3	8,8	38,9	13,8

stejně předpokládán původ kysličníku uhlíčitého v důsledku hlubinných juvenilních exhalací.

Hlavní roli přičítáme pochodům redukce sulfátů, a to jak vzniklých ve vodách rozpuštěním síranových složek hornin, tak původem ze sírníků železa. Vedle biogenní redukce v důsledku životní činnosti mikroorganismů rodu *desulfovibrio* v anaerobním prostředí je třeba uvažovat přímou chemickou redukcí sulfátů, a to pro minimální obsahy methanu v sirovodíkových vodách, spíše organickými kyselinami (humínové, nafténové kyseliny a pod.), jejichž vznik je dobře možný rozkladem organických a bituminosních materiálů.

Sirovodíkovými vodami jsou lemovány opět poruchové linie, a to jak karpatského, tak i severojižního směru.

Methanové zaplýněné vody zjistili jsme především v Prešovské kotlině a širším okolí Seni v jižní části Košické kotliny. V Trebišovské nížině jsou methanem zaplýněné vody soustředěny v oblasti jižně ruskoveckého zlomu, dále v oblasti při východních svazích Prešovsko-Slánských hor na západě po linii udané přibližně tokem řeky Ondavy až k soutoku s řekou Teplá (systém východních trhovištských zlomů). Methan zjistili jsme dále v ojedinělých vývěrech: Sobranecké kúpele, Boľany, vody v okolí Sejkova, (tabulka č. 4).

Tab. 4. Methanové anomálie ve vodách

Typ vody	Lokalita	CH ₄ %	H ₂ S mg/l	CO ₂ mg/l	SO ₄ mg/l
NaCl—NaHCO ₃	Byšta 24	21,3	0	50,6	23,7
	Velaty 17	30,2	0	484,0	45,2
	Kuzmice 25	33,9	0	308,0	53,5
NaHCO ₃ —NaCl	Slivník 26	10,7	0	110,0	50,1
	Solivar 87	42,7	0	342,0	2148,0
NaCl—2. salin.	Fintice 91	35,2	4,5	—	9,2
NaHCO ₃ —bez NaCl	Kapušany 99	38,9	5,3	8,9	7,0
Ca(HCO ₃) ₂ —prosté	Boľany 159	22,5	0	77,0	8,2

Na většině území východoslovenského neogénu vyvěrají vody bez obsahu methanu. Je to podmíněno jednak sladkovodním nebo brakickým vývojem svrchních souvrství, případně vyslazením svrchních zvodnělých obzorů. Dalším faktorem je zajišťování existujících zlomových poruch, takže není umožněna migrace methanu z hlubších obzorů představujících naftomatečné a sběrné horniny. Methanové zaplýnění je celkově velice nízké — např. ve srovnání se zaplýněním vod východoslovenského karpatského flyše, ale shodné jako ve vodách Podunajské nížiny. Obsah methanu se ve vodách východoslovenského neogénu pohybuje většinou v rozmezí 1—10 % a koeficient methanového syčení nepřevyšuje 5 %. Primární původ methanu ve vodách je jen vyjimečný.

Amonální syčení vod methanem je však z hlediska prognosy naftonadějnosti

stejně příznivým faktorem. To platí i u vod vysloveně vadového původu na př. u prosté kalcium-bikarbonátní vody *Boťany* 159, jejíž obsah methanu je 22,5 %, nebo u natrium-bikarbonátní vody bez slané složky *Fintice* 91, kde obsah methanu je 35,2 %. Oblasti nebo lépe lokality s vývěry vod zaplněných methanem nad 10 % odplynu jsou shrnuty v *tabulce č. 4*.

Methanem anomálně zaplněné vody vyvěrají ve třech oblastech: *SZ Prešovsko-Slánských hor; jižně ruskovského zlomu a v širším okolí Boťan.*

Oblast severozápadně Prešovsko-Slánských hor — methanová anomálie je dána vývěry *Solivar 87 — Fintice 91 — Kapušany 99*. Poslední dva vývěry jsou dosti silně sirovočkovité, mají silně redukční charakter a nejsou zaplněny volným kyslíčkem uhlíčitým. Voda *Solivar 87* je naopak slabou kyselkou. Poněvadž známe též plynové erupce na průzkumných sondách č. 32 a 35 u *Solné Baně* (V. Homola 1953; J. Janáček 1958, 1959), plynové projevy v okolí *Išly* (Thon 1950), a v celé oblasti Prešovské kotliny je řada dalších pramenů zaplněna methanem, pokládáme zvláště zmíněné methanové anomálie za příznivé z hlediska životnosti. Jako matečné souvrství plynů předpokládáme *burdigal* a *karpatskou formaci* s přerušením vzniku živice v periodě sedimentace evaporitů.

Oblast jižně ruskovského zlomu — široká oblast ohraničená na severní straně *ruskovským zlomem*, na východě vývěry *Velaty*, na západě pramenem *Slivník 26* a na jihu čs.-maďarskou hranicí, případně zlomovou linií *paralelní k ruskovskému zlomu* je podle hydrogeochemických kritérií též živice silně pozitivní. Oblast pokračuje dále na západ, kde však jsme zjistili pouze slabě methanem zaplněné vody: *Slanec, Rákoš, Bohdalovce*. Vývěry *Byšta 24, Velaty 17, Kuzmice 25, Slivník 26* mají obsah methanu až 34 %. Sirovočkovitost ve vodách není přítomen, obsah kyslíčku uhlíčitého je činí slabými kyselkami.

Perspektiva oblasti vyplývá též z geofyzikálního průzkumu, neboť podle gravimetrického a geoelektrického zpracování můžeme zvláště v oblasti *Velat* očekávat významnější elevační struktury (B. Beránek, T. Buday, M. Dlabáč, A. Kocák, 1959). V mělkých sondách 2 km SV od *Velat* byly zjištěny stopy kapalných uhlovodíků, takže můžeme předpokládat přítomnost plynů i kapalně živice.

Oblast širšího okolí Boťan. Ve vodě *Boťany* zjistili jsme obsah 22,5 % methanu. Voda je z vrtnu 40 m hlubokého s vodním horizontem v hloubce 17–24 m. Sirovočkovitost ve vodě není přítomen, přesto má voda vysoký koeficient redukčnosti 20,5. Methanová anomálie *Boťany* je významná v souvislosti s existencí elevačního pásma *Ptruksa—Tarkany*, určeného regionálním seismickým průzkumem (B. Beránek, T. Buday, M. Dlabáč, A. Kocák 1959). Je opět oprávněný předpoklad přítomnosti i kapalně živice, neboť v artézské vrtbě *Boťany* zjistil L. Loczy (1943) naftové stopy.

Souhrn

Na základě zpracování 258 přirozených vývěrů, vod studničních i z mělkých vrtů rozřídujeme povrchové vody východoslovenského neogenu do těchto základních skupin:

1. *vody kalcium-bikarbonátní*: a) prosté; b) uhlíčné o mineralisaci nad 1 g/l; c) natrium-chloridového charakteru;

2. *vody slané natrium-chloridové*: a) natrium-bikarbonátního charakteru; b) kalcium-bikarbonátního charakteru; c) kalcium-chloridosulfátového charakteru;

3. *vody natrium-bikarbonátní*: a) natrium-chloridového charakteru; b) bez zvýšeného obsahu chloridu sodného.

Podrobně diskutujeme genesi vod. Vody kalcium-bikarbonátní a natrium-bikarbonátní bez slané složky jsou vadosního původu; vody slané, natrium-chloridové a vody natrium-bikarbonátní, natrium-chloridového charakteru jsou pouze vadosní v širším smyslu. V jejich složení je zastoupena podstatně fosilní složka — chlorid sodný — a pouze jejich výstup je podmíněn infiltrujícími vodami. Vznik vod a jejich chemického typu vysvětlujeme rozpouštěcími a iontovýměnnými pochody v systému voda — hornina. Rozpouštěním rozumíme i vytlačení původních pohřbených vod. Vody kalcium-bikarbonátní prostě představují základní typ vod přirozených vývěřů — mělkých vodních horizontů.

Vody se slanou složkou vyvěrají ze všech neogenních souvrství marinního a brakického vývoje. Stupeň mineralisace, salinity kolísá podle hloubky horizontu, stupně vyslazení souvrství a především podle stupně zředění povrchovými vodami, vodami mělkého vodního režimu (mapa č. 2). Chemismus přirozených vývěřů není tudíž možno přímo srovnávat s chemismem hlubinných vod. Vývěry slaných vod není pak možno obecně dávat do souvislosti přímo s ložisky kamenné soli. Minerální složka však je převážně „solného původu“. Ve vodách jsou však často zastoupeny též živičné složky.

Ve vodách jsou rozpuštěny plyny: 1. dusík a kyslík; 2. kysličník uhličitý; 3. sirovodík; 4. methan.

Dusík a kyslík jsou atmosferické plyny, zanášené do zvodnělých horizontů infiltrujícími vodami. Poměr dusíku:kyslíku, nazvaný koeficientem redukčnosti určuje oxydačně redukční charakter vod.

Kysličník uhličitý roztřídíme z genetického hlediska na: a) atmosferický; b) prouhelňovacích procesů; c) juvenilní.

a) Kysličník uhličitý atmosferický — jeho obsah je určen rozpustností CO_2 ve vodě při parciálním CO_2 ve vzduchu, teplotě, mineralisaci vody a pod. Intensita sycení kysličníkem uhličitým je závislá na charakteru vývěru. Jeho koncentrace se pohybuje v rozmezí asi 10—40 mg/l.

b) Kysličník uhličitý prouhelňovacích procesů: výskyty vod s CO_2 tohoto původu jsou vázány na oblast Trebišovské nížiny, kde je známa existence tufiticko-lignitické série, jejímž ekvivalentem je uhlonosná série podvihorlatská. Jeho koncentrace se pohybuje v rozmezí asi 35—100 mg/l. Vody jsou podle koeficientu redukčnosti redukčního charakteru a některé obsahují uhelnou substanci v rozptýlené formě.

c) Kysličník uhličitý postvulkan. původu je produkt nepřímých postvulkanických účinků magmatických spoust (Prešovsko-Slánské hory, Darhovské a Tokajské pohorí, Vihorlat a Popričný) na karbonátní horniny porušením rovnováhy karbonátních hornin v důsledku zvýšené teploty horninových mas, způsobené vyšší tepelnou vodivostí vyvěřelých hornin (snížený geothermický stupeň). Dosahuje

ve studovaných vodách koncentrace asi 100–1200 mg/l. Vývěry uhličitých vod jsou v souvislosti s tektonikou oblastí.

Genesi *sirovodíku* vykládáme redukcí sulfátů, vzniklých rozpuštěním sádrovce či anhydritu nebo vzniklých rozkladem a oxidací siřníků železa za spolupůsobení např. kyslíčnicku uhličitého. Redukční pochody — biogenní redukce v důsledku životní činnosti mikroorganismů rodu *desulfovibrio* v anaerobním prostředí a přímá chemická redukce sulfátů organickými kyselinami z rozložených organických materiálů (uhlí, lignit, bitumeny) mohou probíhat souběžně. Přímou chemickou redukcí síranů methanem zamítáme pro minimální koncentrace methanu v sirovodíkových vodách.

Methan je převážně živičného původu. Methanem zaplněné vody vyvěrají v oblastech: Prešovské kotliny, jižní a jihovýchodní části Košické kotliny (Seňa a okolí), v oblasti jižně od ruskovského zlomu a na území ohraničeném na západě Prešovsko-Slánskými horami, na východě systémem východních trhovištských zlomů. Dále jsou zaplněny methanem též některé ojedinělé vývěry, jako Sobranec-ké kúpele, Boľany, Sejkov.

Čs. naftové doly, výzkumný ústav,
Brno

Lektoroval inž. S. G a z d a.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. (1951): Charakter a původ solných ložisek východního Slovenska. Sborník ÚÚG, XVIII, Praha. — [2] Bauer J. (1957): Geochemický průzkum povrchových vod solinového miocénu východního Slovenska. Sborník Vys. šk. chem. technol. 173, SPN Praha. — [3] Beránek B., Buday T., Dlabač M. (1959): Posouzení stavu prozkoumanosti a perspektivnosti východoslovenského neogenu. Rukopisná zpráva, archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [4] Buchtala J. (1938): Herlanský gejzír. Chemické listy, XXIII/345. — [5] Buday T. (1960): Vysvětlivky pro list generál. mapy Košice — M — 34 — XXVIII. Rukopis; Geofond ÚÚG, Praha. — [6] Fischer S. (1887): Magyarországi konyhasos vizek — A Magyarhoni Földtani Társulat megvizásából, Földtani Közlöny, Budapest. — [7] Gašparík J. (1952): Předběžná zpráva o geol. mapování vých. svahů Prešovských hor. Rukopis; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [8] Hensel J. a spol. (1951): Balneografie Slovenska. Slov. akad. vied a umení, Bratislava. — [9] Čechovič V. a kol., Seneš J. a kol. (1963): Vysvětlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000-M-34-XXXIV, — Trebišov, XXXV — Čierna. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [10] Homola V. (1953): Geologie východoslovenské neogenní pánve, Rukopisná zpráva; archiv ČND, n. p., VÚ, Brno. — [11] Hynie O. (1955): Hydrogeologie minerálních vod. I. část, učební texty Vys. škol, SPN Praha. — [12] Hynie O. (1957): Hydrogeologie minerálních vod. II. část, učební texty Vys. škol, SNP Praha. — [13] Chebotarev J. J. (1955): Metamorfosa přírodních vod v povrchové zóně větrání. Geochim. cosmochim. acta. — [14] Ivan L. (1951): Zpráva o geologických poměrech mezi Latoricou a Laborcem. Rukopisná zpráva; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [15] Janáček J. (1958): Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogenu na východním Slovensku se zřetelem k problémům průzkumu živice. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [16] Janáček J. (1959): Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogenu východního Slovenska, Geologické práce, Zoš. 52, 182, Bratislava. — [17] Janáček J. (1959A): Ložisko kamenné soli na východním Slovensku, Geologický průzkum, Praha. — [18] Janáček J. (1959B): Geolo-

gické poměry solného ložiska u Michalovců a výpočet zásob suroviny. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p. VÚ, Brno. — [19] Janáček J., Pagáč I. a jiní (1960): Ocenka prognóznych zásob nefti i gaza na teritorii ČSSR i napravlenije geologo-poiskovyh i rozvedočnych rabot. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [20] Janáček J., Kocák A. (1959): Zpráva o struktuře a seismickém průzkumu elevační oblasti Pozdišovce na východním Slovensku s návrhem a plánem hlubinného průzkumu. Rukopisná zpráva, archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [21] Janáček J., Rudinec R. (1960): Zhodnocení průzkumných prací v oblasti strukturální elevace Trebišov a návrh dalšího průzkumu. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [23] Janák J. (1959): Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfose chemického typu vod v sedimentárních horninách, Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [24] Juránek J. (1956): Příspěvek k hydrogeochemii vnitrokarpatkého paleogenu, magurského a vnějšího flyšového pásma na území severovýchodního Slovenska. Geologické práce, Zoš. 43, Bratislava. — [25] Květ R. (1957): Hydrogeochemické zpracování opěrné vrtby Sečovce 1. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [26] Květ R., Michalíček M. (1960): Hydrogeochemie v naftovém průzkumu, Geologický průzkum, Praha. — [27] Květ R., Šimánek V. (1960): Geochemické zpracování opěrné vrtby Sečovce 1. Práce ČND n. p., VÚ, Brno. — [28] Loczy I. (1943): Die wirtschaftliche Bedeutung der Rückgliederung Rutheniens. Jahresberichte d. kgl. ung. geol. Anstalt. Budapest. — [29] Maheľ M. (1949): Zpráva o hydrogeologické studii v okolí lánzí Išľa a Prešova. Rukopisná zpráva; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [30] Maheľ M. (1952): Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu, Práce ŠGÚ, Bratislava. — [31] Michalíček M. (1956): Geochemie naftových vod — experimentální ověření teorie vzniku a metamorfosy chemického typu vod v sedimentárních horninách. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [32] Michalíček M. (1958): Hydrogeochemický výzkum magurského flyše a dukelsko-užockých vrás. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [33] Michalíček M. (1959): Hydrogeochemický průzkum východoslovenského neogenu, I. Povrchový průzkum. Rukopisná zpráva; archiv ČND n. p., VÚ, Brno. — [34] Michalíček M. (1961): Geochemie hlubinných vod východoslovenského neogenu. Rukopisná zpráva, archiv ČND n. p., VÚ Brno. — [35] Porubský A. (1958): Hydrogeologické poměry východoslovenského neogenu. 3. sborník inž. geol. výzkumu, Ústav stav. geologie, Žilina. — [36] Porubský A. (1957A): Hydrogeologické posúdenie a prieskum obce Sobrance. Rukopisná zpráva; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [37] Porubský A., (1957B): Hydrogeologické poměry v Trebišově. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [38] Porubský A., (1957C): Zhodnocení hydrogeologického průzkumu na lokalitě Trhoviště. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [39] Remane A. (1958): Die biologische Grenze Meer-Süßwasser und Meer-Land. Geol. Rundschau. — [40] Seneš J., Švagrovský J. (1957): Neogén východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [41] Svoboda L. (1959 a 1960): Povrchový geochemický průzkum neogenu na východním Slovensku, I—II. Rukopisná zpráva, ČND n. p., ÚL. Hodonín. — [42] Švagrovský J. (1948): Zpráva o mapovacích prácach v solinosnej oblasti Slovenska. Rukopisná zpráva; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [43] Thon L. (1950): Zpráva inspektora Thona o vyskytnutí se zemních plynů v Išle, kúpeľoch u Prešova na Slovensku. Rukopisná zpráva; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [44] Valjaško M. G. V. (1954): Úloha rozpustnosti při tvorbě chemického složení přírodních vod. DAN SSSR, Moskva. — [45] Valjaško M. G. V. (1955): Hlavní chemické typy vod a jejich tvoření. DAN SSSR, Moskva. — [46] Wolf H. (1869): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Umgebung vom Hajdu—Nanas, Tokaj und Sator—Alja—Ujhely. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt, Wien. — [47] Zsigmondi B. (1875): A. Rank — Herlányi artézi scökökut. Természettudományi Közlöny VII, Budapest. [48] Zýka V., Juránek J. (1956): Příspěvek ke geochemii mineralních vod severní a severovýchodní části Prešovského kraje. Práce Ústavu pro naftový výzkum, SNTL Praha.

BEITRAG ZUR HYDROGEOCHEMIE DES OSTSLOWAKISCHEN NEOGENEN BECKENS

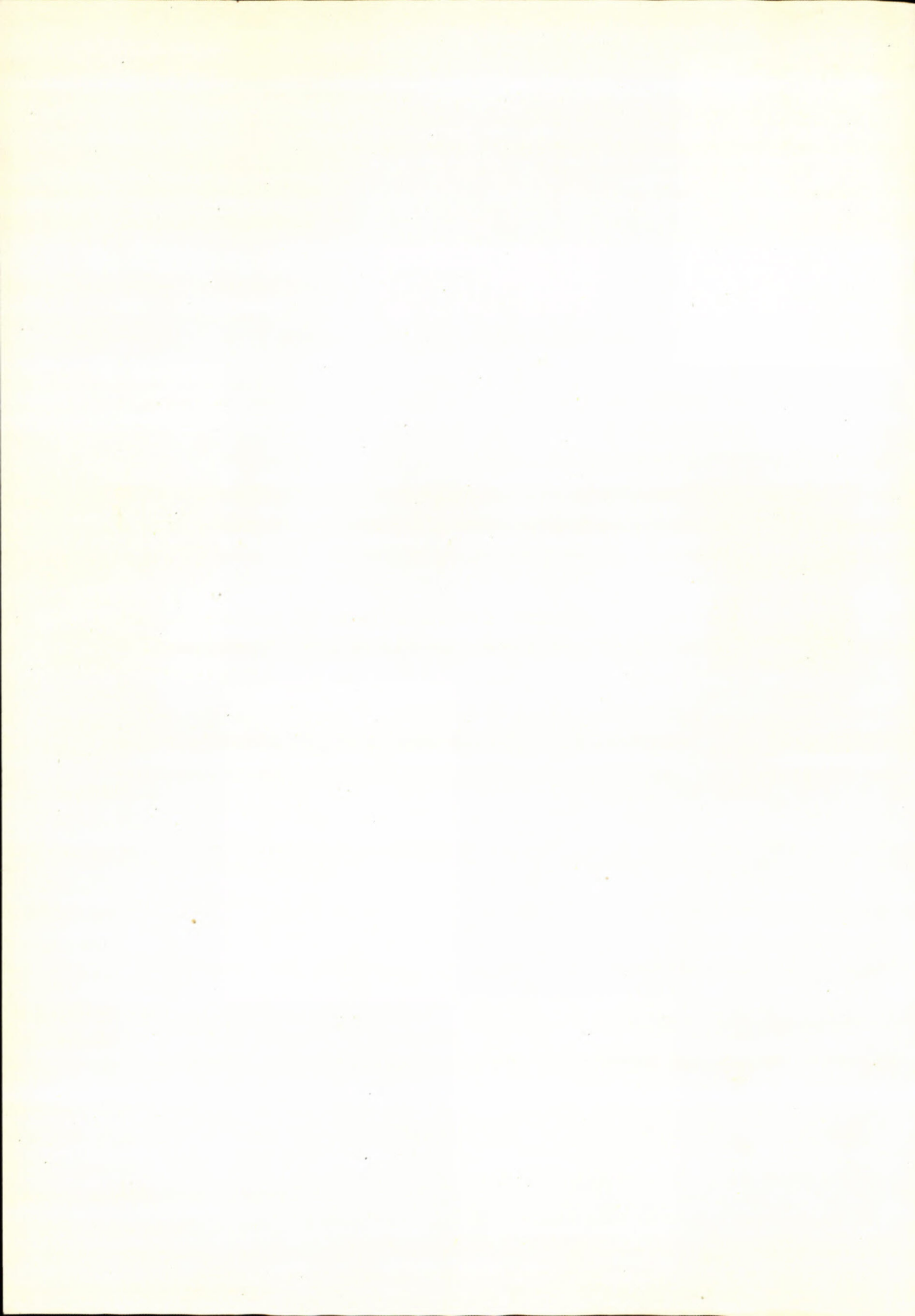
In Verlaufe der hydrogeologischen Forschung des ostslowakischen neogenen Beckens wurden bis 258 Naturquellen, Brunnen und Bohrungen studiert; die studierten Wässer sind da in drei Hauptgruppen eingeteilt: 1. *Kalzium-Bicarbonat-Wässer*; 2. *salzige Natrium-Chlorid-Wässer*; 3. *Natrium-Bicarbonat-Wässer*.

Eingehend wird die Genesis der studierten Wässer behandelt. Die Kalzium-Bicarbonat- und Natrium-Bicarbonat-Wässer (ohne Salzkomponente) sind vadosen Ursprungs; die salzigen Natrium-Chlorid- und Natrium-Bicarbonat- wie auch Natrium-Chlorid-Wässer sind vadosen Charakters lediglich im breiteren Sinne des Wortes. An ihrer Zusammensetzung beteiligt sich wesentlich die fossile Komponente — Natriumchlorid — und nur der Aufstieg der Wässer ist durch die infiltrierten Wässer bedingt. Die Bildung der Wässer und ihr chemischer Charakter ist durch die Lösung- und Ionenaustauschprozesse in Verbindung *Wasser-Gestein* bedingt.

Wässer mit der Salzkomponente quellen aus allen neogenen Schichten marinen und brackischen Charakters. Der Mineralisationsgrad und die Salinität schwankt in Abhängigkeit von der Tiefe, Aussüßung der Schichten und vor allem von der Durchmischung mit Oberflächenwässern, bzw. vom Seichtwasserregime. Aus diesem Grunde kann man die chemische Zusammensetzung der Naturquellen mit jener der Tiefenwässer direkt nicht vergleichen. Die Quellen der salzigen Wässer dürften nicht in direkten Zusammenhang mit den Salzlagerstätten stehen. Allerdings ist die Mineralkomponente in den Wässern überwiegend „salzigen Ursprungs“; aber in den Wässern sind oft auch Bitumenkomponenten anwesend.

In den untersuchten Wässern sind folgende Gase aufgelöst: Stickstoff und Sauerstoff, Kohlendioxyd, Schwefelwasserstoff und Methan. Stickstoff und Sauerstoff stammen aus der Atmosphäre und gelangen in die wasserführenden Horizonte durch infiltrierte Wässer. Kohlendioxyd stammt entweder aus der Atmosphäre, aus Verkohlungsprozessen und ein Teil ist postjuvenilen Ursprungs (seine Konzentrationen in studierten Wässern betragen 100–1200 mg/L.).

Die Genesis des Schwefelwasserstoffs erklären wir durch Reduktion der Sulphate, die durch Auflösung des Gipses und Anhydrits, oder Zersetzung und Oxydation der Eisensulphide unter Mitwirkung z. B. des Kohlendioxydes verläuft. Methan stammt meistens aus Bitumenkomponenten.



JÁN HARČÁR—ZOLTÁN SCHMIDT

KVARTÉR V OKOLÍ STREKOVA NA HRONSKEJ PAHORKATINE

Práca je príspevkom ku geológii kvartéru a geomorfológii JZ časti Hronskej pahorkaniny v okolí obce Strekov. Zároveň podávame zprávu o náleze kvartérnej fauny vertebrát, ktorá sa zachovala v riečnych terasových sedimentoch, rozšírených v tomto území.

Prehľad kvartéru a morfológie okolia Strekova

Podložie kvartéru v okolí Strekova tvoria neogénne sedimenty pontu (predtým vrchného panónu), hlavne íly pestrých farieb a piesky prevažne jemnozrnne až prachovité, svetlohnedé až svetlosivohnedé, vždy s veľkým obsahom sludy a CaCO_3 . V menšom množstve sú zastúpené tenkolavicovité pieskovce, slabo spevnené, tvoriace polohy v pieskoch. Sporadicky sa vyskytujú jemné siltové sedimenty. Tieto sedimenty budujú veľkú časť územia Z od Strekova, kde vytvárajú chrbty pretiahnuté v SZ—JV smere, pokryté iba 0,5—1 m mocnými svahovými sedimentmi.

Reliéf a kvartérne sedimenty. Územie je súčasťou Hronskej pahorkatiny; jeho stredom tečie potok Paríž, ktorý má po oboch stranách vyvinutú aluviálnu nivu (holocén), širokú 150 až 250 m, tvorenú hlinami prevažne ílovitými, s polohami jemných pieskov a organických sedimentov. Farba sedimentov je prevažne tmavosivá až čierna. Mocnosť alúvia v južnej časti Strekova je 2,50—3 m; smerom proti toku sa znižuje až na 1 m a po toku nadobúda väčších mocností. Celé územie je silne zamokrené aj v najsuchších obdobiach.

Počínajúc južne od Strekova má potok Paríž po svojej ľavej strane vyvinutú údolnú terasu (würm), oddelenú od údolnej nivy strmým svahom, dobre pozorovateľným až po Gbelce. Šírka terasy JV od Strekova je 100—250 m, smerom po toku až 1 km. Relatívna výška povrchu terasy nad úrovňou toku JV od Strekova je 3—5 m; smerom po toku sa zväčšuje na 8—10 m. Akumuláciu terasy tvoria jemné sedimenty, hliny, menej jemné až strednozrnne piesky, uložené na báze terasy. Mocnosť sedimentov narastá smerom po toku. JV od Strekova je 1—2 m, pričom podložie (neogénne íly) je 1—2 m nad úrovňou toku; smerom na JV klesá pravdepodobne až pod úroveň aluviálnej nivy. V južnejších častiach na povrchu terasy sú uložené eolické piesky a spraše, zbiehajúce z Hronskej pahor-

katiny. Vzhľadom na to, že všetky vyššie riečne terasy opisovaného územia majú iný charakter sedimentov a iné priestorové rozšírenie, treba zdôrazniť, že iba táto terasa bola vytvorená potokom Paríž.

Územie počínajúc V od Dvorov n/Žitavou smerom na JV k Strekovu má charakter údolia, ktorým dnes netečie žiadny tok. Od suchých údolí v oblasti medzi Pribetou a Dolným Petrom (Lukniš — Bučko 1953) sa líši hlavne svojou nápadnou šírkou a plochým, niekde úplne rovným dnom. V samotnom dne údolia a po jeho okrajoch možno sledovať zachované zbytky pieskov a štrkopieskov riečného pôvodu (Kéz 1939; Ispaits 1943; Pécsi 1959; Šlahor 1953; Košťalik / in Seneš — Buday — M. Lukniš 1962). Podľa názoru citovaných autorov sú to zbytky riečnych terás, pravdepodobne toku Žitavy, Nitry alebo Dunaja, ktorý tiekol v tomto území smerom JV ku Gbelciam; zaraďujú sa do starého pleistocénu (Ispaits 1943). Južne od Strekova sa toto údolie spája s údolím potoka Paríž. V jeho dne sú uložené štrkopiesky a piesky riečného pôvodu. Relatívna výška povrchu týchto štrkopieskov voči potoku Paríž je približne 20 m. Pri predpokladanej mocnosti štrkopieskov a pieskov 7—8 m (na lokalite Strekov), výška podložia je okolo 11—12 m. V tomto terasovom zbytku sú zachované na lokalite Strekov kosti kvartérnych vertebrát. Na základe morfolologickej pozície, charakteru tejto akumulácie i nálezov fauny začleňujeme ju predbežne do stredného pleistocénu.

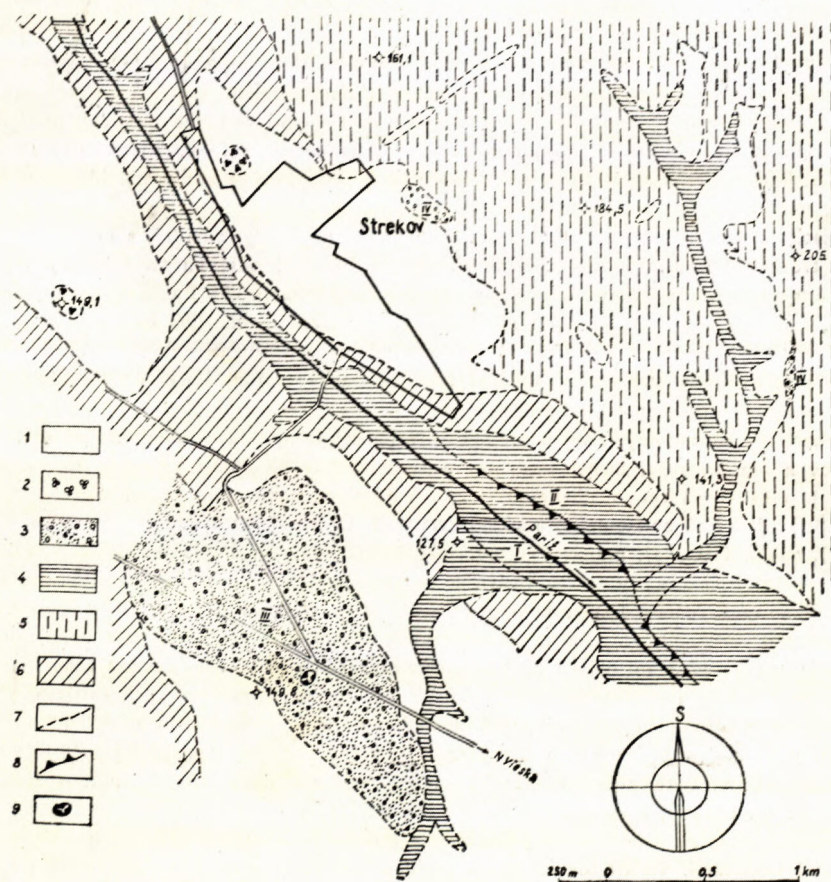
SV od Strekova ide z väčšej časti o spraše, ktoré pokrývajú neogénny chrbát v SZ—JV smere. Spraše sú až niekoľko metrov mocné, ich mocnosť narastá smerom na JV, kde klesajú až na dno suchého periglaciálneho údolia. Toto údolie, ako aj väčšina suchých údolí v JZ časti Hronskej pahorkatiny, je výrazne asymetrické. Údolná asymetria sa zväčšuje s postupným otáčaním údolia zo smeru SZ—JV na SV—JZ. V miestach, kde údolia majú smer S—J, SV—JZ a Z—V, spraš leží iba na svahoch exponovaných k V, resp. k JV a J. Protihľané svahy sú bez spraše, pričom neogén vystupuje priamo na povrch. Táto výrazná asymetria je výsledkom procesov, ktoré prebiehali na svahoch týchto údolí počas pleistocénu v podmienkach periglaciálnej klímy a pravdepodobne aj v dôsledku tektonických pohybov. Ostatnú časť územia tvoria neogénne sedimenty, pokryté delúviami malých mocností, zachovanými obyčajne v nižších častiach úvalín, suchých periglaciálnych údolí a pod. Dná úvalín a suchých periglaciálnych údolí sú vyplnené holocénnymi svahovými sedimentmi: ílovitými až piesčitými hlinami a preplavenými sprašami.

Východne od Strekova sa zachoval plošne malý zbytok štrkopieskov a pieskov o mocnosti 1—2,5 m. Ich relatívna výška nad tokom Paríža je približne 50 m. Podložia tvoria jemné neogénne piesky. Zbytky týchto štrkopieskov a pieskov sú rozšírené na ľavej strane potoka Paríž; vystupujú na povrch na strmých svahoch asymetrických údolí, kde sú obyčajne pokryté sprašou. Sú tmavočervenej až tmavohnedej farby, silne navetrané a slabo spevnené. Neogén v ich podloží je oby-

čajne porušený kryoturbáciou až do hĺbky 1,50–2 m. Týmto porušením sú čiastočne postihnuté aj štrkopiesky a piesky. Na základe ich charakteru, rozšírenia a pozície ich považujeme za riečne a dávame predbežne do starého pleistocénu. Štrky v rovnakej pozícii (na strmých svahoch asymetrických údolí) v okolí Svodína Š l a h o r (1952) považuje za riečne, pleistocénne.

Okrem doteraz opísaných riečnych akumulácií sa v blízkom okolí zistili zvyšky riečnych terás, asi staropleistocénnych. Problém týchto sedimentov je však ešte predmetom výskumu, a preto sa o nich bližšie nezmieňujeme.

V okolí Strekova sa vyskytujú ešte zvyšky zlepcov, roztrúsené na povrchu



Geol. skica kvartéru okolia Strekova. — 1 terciér, 2 — zlepenec (bahenné prúdy?), 3 — štrky, štrkopiesky, piesky (riečne), 4 — hliny, piesky a preplavené sprae, 5 — sprae, 6 — delúviá, 7 — hranice stratigr.-genetické, 8 — úpätnica W-terasy, 9 — nálezisko fauny Strekova; I — aluviálna niva potoka Paríž (holocén), II — údolná terasa pot. Paríž (würm), III — terasa Žitavy (stredný pleistocén), 4 — terasa Žitavy (starý pleistocén).

neogénnych chrbtov, doprevádzané Fe konkréciami. Zlepence sú hrdzavočervenej farby, tmelené železitým tmelom. Podobné sedimenty uvádza aj Š l a h o r (1952) JJZ od Svodína, na západnej strane Kanieho vrchu (193,3 m); I v a n (in Š l a h o r 1952) ich považuje za jazerný sediment — bahenné prúdy (vznikli v teplom období) pliocénneho až spodnopleistocénneho veku.

N á l e z i s k o S t r e k o v sa nachádza asi 1,5 km južne od Strekova — pri pravej strane cesty, vedúcej z Nových Zámkov do Štúrova (štrkovňa JRD Strekov); nadmorská výška povrchu štrkovne je cca 145 m. Dĺžka odkryvu je približne 40 m, výška 6,5—7 m. Hladina spodnej vody 6,50—7 m. Orientácia popisovanej steny je v JZ—SV smere.

Sled vrstiev v odkryve je nasledovný:

1. pôdny horizont — hlina tmavosivo-hnedá, nevápnitá (hnedozem);
2. spraš svetlosivá až svetlomodravosivá, vápnitá, s ojedinelými zátekmi Fe a konkréciami CaCO_3 , hlavne v bazálnej časti. Spraš je pórovitá s ojedinelými vertikálnymi puklinami. Zrnitost (obsah jednotlivých frakcií): 1—0,5 mm 4 %; 0,5—0,1 mm 16 %; 0,1—0,05 mm 16 %; 0,05—0,01 mm 33 %; 0,01—0,002 mm 20 %; obsah CaCO_3 22,60 %. Spraš je zachovaná hlavne v JZ časti odkryvu, smerom na SV vykliňuje; max. mocnosť 0,50—0,80 m;
3. piesok stredno až hrubozrnný, hlinitý, svetlohnedý až hnedý, vápnitý, s obsahom konkrécií CaCO_3 , tvorí vrstvičku o hrúbke niekoľkých cm. V JZ časti odkryvu tvorí útvary jazykovito vybiehajúce do nadložnej spraše, ohnuté smerom SV do údolia potoka Paríž;
4. súvrstvie pieskov jemnozrnných až prachovitých, sivej, sivohnedej až svetlohnedej farby. Mocnosť vrstvičiek je 3—10 cm. Celé súvrstvie je mierne sprehybané, zvlnené, niekedy čiastočne vytiahnuté vertikálnym smerom. V spodnej časti sa nachádzajú ojedinelé útržky hrdzavohnedej hliny, s obsahom drobných valúnikov;
5. štrkopiesok rôznorznný, sivej a svetlohrdzavohnedej farby, slabo vápnitý, sludnatý, zložený z valúnov a zrn kremeňa, menej kremenca a silno zvetraných až rozpadavých živcov. Veľkosť valúnov je max. 1—2 cm, ojedinele až 3 cm. Valúny sú slabo opracované, niekedy až ostrohranné. Štrkopiesky sú horizontálne a šikmo zvrstvené. Obsah ťažkých minerálov: rudné minerály (61,2 %), epidot (10,1 %), granát (6,6 %), zakalené minerály (6,2 %), amfibol (4,5 %), chlorit (2,2 %), staurolit (2,0 %), atď. Zaujímavá je neprítomnosť ťažkých minerálov charakteristických pre neovulkanity (hyperstén), pričom napr. vo würrmskej akumulácii rieky Žitavy hyperstén má úplnú prevahu (nad 50 %). Otázka oblastí znosu týchto sedimentov je teda zatiaľ otvorená, a preto nie je objasnená ani otázka pôvodu predwürrmských riečnych sedimentov vôbec;
6. horizont mocný niekoľko cm, max. 15—20 cm, zachovaný vo všetkých častiach odkryvu, výrazne hrdzavočerveno sfarbený, rôznorodého zloženia. Základnou zložkou sú štrkopiesky. Ďalej sa tu vyskytujú valúny kremeňa a kremenca, veľmi vzácne aj ryolit. Kremeň býva často vo forme opálu a chalcedónu. Valúny sú dobre zaoblené, 3—7—10 cm veľké. Povrch valúnov kremeňa je nepravidelne sprehybaný, s jamkami a niekedy až s dierkami naprieč valúnom. Kremenca sú na povrchu drsné, časté sú v nich rôzne priehlbiny a jamky. Fe konkrécie sú obalené zrnami piesku a drobnými valúnikami. Vnútrajšok konkrécií je dutý, často vyplnený hlinou svetlosivej až svetlomodravej farby. V menšom množstve sú zastúpené hliny prachovo-piesčité, so zátekmi Fe, svetlosivej farby. Sú zachované v podobe závalkov a útržkov rôznej veľkosti, na povrchu niekedy obalené hrdzavočervenou vrstvičkou piesku. Tento horizont obsahuje aj zbytky kostí, o ktorých je reč v druhej časti. Celý horizont je slabo spevnený železitým tmelom. Úložné pomery horizontu sú priamo závislé od podložínych štrkopieskov a pieskov. V strednej časti je horizont intenzívne porušený spolu s podložím, do ktorého je čiastočne zavlčený. Smerom na SV sa mierne dvíha,

príčom je už iba veľmi slabo porušený. Uloženie kostí je závislé na intenzite porušenia horizontu. V miestach intenzívneho porušenia kosti sa nachádzajú v rôznej polohe, často vztýčené. Inde sú uložené väčšinou v horizontálnej polohe;

7. súvrstvie štrkopieskov, pieskov a hlín, ktoré sa navzájom striedajú. Štrkopiesky sú zrnitostne a petrograficky zhodné s vrstvou sub. 5, sú však svetlohnedé, miestami až svetlohrdzavohnedé. Obsah ťažkých minerálov: rudné minerály (71,0 %), epidot (12,5 %), zakalené minerály (4,8 %), granát (2,5 %), amfibol (1,8 %), staurolit (1,8 %), chlorit (1,3 %), atď. Piesky sú rôznorodé, svetlosivé, vápnité, sľudnaté. Hliny sú svetlosivé, až prachovo-piesčité, vápnité, sľudnaté. Tvoria nepravidelné polohy v štrkopieskoch a pieskoch. Celé súvrstvie je v niektorých častiach intenzívne porušené mrazom. Bazálnu časť súvrstvia zatiaľ nepoznáme, pretože zasahuje pod úroveň dna štrkovne. Prítomnosť spodnej vody však svedčí o blízkom nepriepustnom podloží, tvorenom pravdepodobne neogénnymi sedimentmi (ily, jemné piesky?). Sedimentárno-petrografické rozbory vyhotovila D. Minaříková.

METRICKÉ ÚDAJE PALEONTOLOGICKÝCH NÁLEZOV

Dicerorhinia S i m s o n, 1945 — *Coelodonta* B r o n n, 1831 —

Coelodonta antiquitatis B l u m e n b a c h, 1807

M a t e r i á l: lok. Strekov, okres Nové Zámky; čiastočne poškodená ľavá strana spodnej čeľuste, sivobielej, veľmi hrdzavej farby. Jeden M² sup. sin. silne skúšaný.

P o p i s m a t e r i á l u: ľavá strana mandibuly fosilného nosorožca je čiastočne poškodená. Ramus a angulus mandibulae sú následkom transportácie ulomené, rovnako ako pars incisiva mandibulae. Celková dĺžka zachovanej čeľuste je 410,2 mm, výška meraná v margo interalveolaris je 53,2 mm, na konci M₃ sin. 101,5 mm. Foramen mentale meria horizontálne 20,7 mm, vertikálne 9,3 mm. Z ľavého radu zubov zachovali sa PM₃, PM₄ a M₁, M₂, M₃. Premoláre a moláre sú úplne skúšané. Dĺžka ľavého radu zubov dosahuje 236,3 mm (?), z čoho na premoláre pripadá 100,7 mm (?) a na moláre 135,6 mm. Hrúbka skloviny PM₃ (meraná na labiálnej strane) je 2,9 mm M₂ 3,4 mm.

Merali sme aj maximálne šírky a dĺžky jednotlivých premolárov a molárov na ich mediálnej, distálnej, labiálnej a linguálnej strane. Miery uvádzame v prehľadnej tabuľke spolu s metrickými údajmi M² sup. sin. v milimetroch; M² sup. sin. je silne skúšaný, koreň má ulomený. Priemerná hrúbka skloviny je 2 mm.

dentis	mes.	dist.	lab.	ling.
PM ₃ inf. sin.	22,8	25,5	34,05	32,2
PM ₄ inf. sin.	25,8	28,1	37,2	37,1
M ₁ inf. sin.	31,2	32,1	41,05	41,9
M ₂ inf. sin.	31,6	30,5	45,5	48,6
M ₃ inf. sin.	28,5	28,1	46,2	49,1
M ² sup. sin.	53,6	54,7	44,1	46,4

Cervidae Gray, 1821 — Cervinae Baird, 1857 — Alces Gray, 1821 —
Alces alces Linnaeus, 1758

Materiál: lok. Strekov, okres Nové Zámky. Fragment ľavej strany spodnej čeluste, poškodený, so zachovanými PM₃, M₁, M₂ a čiastočne poškodeným M₃. Jeden čiastočne poškodený M₃ inf. dext.; 1 fragment pravého parohu.

Popis materiálu: Fragment ľavej strany spodnej čeluste je dlhý 116,8 mm, široký u M₃ 25,5 mm a u PM₃ 19,0 mm. Je sivobielej, hrdzavej farby. Z ľavého spodného radu zubov sa z premolárov zachoval len posledný PM₃, z molárov M₁, M₂ a M₃. Posledný (M₃ inf. sin.) a M₁ inf. sin. majú z linguálnej strany odštiepenú sklovinu. Maximálna dĺžka PM₃ dosahuje 21,05 mm, M₁ 21,8 mm, M₂ 24,2 mm a M₃ 33,9 mm. Maximálna šírka prednej prizmy je u PM₃ 12,2 mm, u M₁ 14,2 mm, u M₂ 17,3 mm, M₃ 33,9 mm; zadnej prizmy u PM₃ 13,8 mm, u M₁ 15,6 mm, u M₂ 16,9 mm a u M₃ 9,2 mm. Stredná prizma u M₃ inf. sin. dosahuje maximálnu šírku (bez skloviny) 14,6 mm (?). Priemerná hrúbka skloviny je 1,1 mm.

Okrem tohto fragmentu sa našiel aj jeden molár z pravého spodného radu zubov — M₃ inf. dext. Na labiálnej strane je čiastočne poškodený. Najviac je poškodená predná a čiastočne stredná prizma. Koreň je ulomený. Maximálna dĺžka M₃ inf. dext. je 31,6 mm; maximálna šírka prednej prizmy 11,4 mm (?), strednej 14,6 mm a zadnej 9,4 mm. Priemerná hrúbka skloviny je 1,05 mm.

	PM ₃ inf. sin.	M ₁ inf. sin.	M ₂ inf. sin.	M ₃ inf. sin.	M ₃ inf. dext.
Maximálna dĺžka	21,05	21,8	24,2	33,9	31,6
Maximálna šírka prednej prizmy	12,2	14,2	17,3	17,2	11,4 ?
Maximálna šírka strednej prizmy	—	—	—	14,6 ?	14,6
Maximálna šírka zadnej prizmy	13,8	15,6	16,9	9,2	9,4

Na fragmente pravého parohu sa čiastočne zachoval collum cornus a basis cornus. Obvod collum cornus pod ružicou meria 183 mm. Nepoškodená ružica (rosa cornus) dosahuje šírku 10,6 až 14,0 mm. Corpus cornus meria v obvode (približne v strede medzi ružicou a lopatou) 185 mm. Perlenie lodyhy môžeme následkom transportu len čiastočne pozorovať. Dĺžka lodyhy dosahuje v priemere 55,5 mm. Dĺžka zachovaného fragmentu pravého parohu je 202 cm. Úlomok je sivobielej, hrdzavej farby.

Materiál: lok. Strekov, okres Nové Zámky. Úlomok pravej strany spodnej čeluste veľmi poškodený, so zachovanými PM₄, M₁, M₂ a čiastočne zachovaným M₃ dext.

Popis materiálu: Fragment pravej strany spodnej čeluste je dlhý 91,8 mm a 29,3 mm široký (u M₃ inf. dext.); šírka fragmentu meraná pri PM₄ je 19,7 mm. Z pravého spodného radu zubov sa zachoval PM₄, z molárov sa úplne zachovali M₁, M₂ a M₃, ktorý je z polovice ulomený. Maximálna dĺžka PM₄ inf. dext. je 15,3 mm, šírka prednej polovice 9,8 mm, zadnej polovice 11,0 mm. Maximálna dĺžka molárov je u M₁ 16,8 mm, u M₂ 21,6 mm, u M₃ 15,6 mm (?). Maximálna šírka prednej polovice u M₁ je 12,2 mm, zadnej 12,8 mm; prednej polovice u M₂ 16,4 mm, zadnej 16,8 mm. Maximálna šírka prednej polovice M₃ je 17,9 mm. Nie všade sme merali výšky zubov. Maximálna výška PM₄ inf. dext. na linguálnej strane prednej polovice je 12,4 mm, zadnej polovice 11,2 mm. Na labiálnej strane prednej polovice 12,6 mm, zadnej polovice 10,4 mm. Maximálna výška prednej polovice M₃ inf. dext. na linguálnej strane je 15,1 mm, na labiálnej strane 11,5 mm.

Z uvedeného popisu paleontologického materiálu a na základe porovnávania uvedených metrických údajov s jednotlivými nálezmi fosílnych *Dicerorhininae*, ľavá strana spodnej čelusti a M² sup. sin. patria ich konečnej fosílnjej forme *Coelodonta*, druhu *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1807.

Fosílné fragmenty *Cervinae* — ľavá strana spodnej čeluste s PM₃ inf. sin., M₁ inf. sin., M₂ inf. sin., M₃ inf. sin. a M₃ inf. dext. spolu s úlomkom pravého parohu patria druhu *Alces alces* Linnaeus, 1758. Úlomky pravej strany mandibuly *Suinae* patrí druhu *Sus scrofa* Linnaeus, 1758.

Z á v e r

Popisované územie leží v JZ časti Hronskej pahorkatiny. Podložie kvartéru tvoria neogénne sedimenty. Z kvartérnych sedimentov najrozšírenejšie sú spraše. Z terasových sedimentov sme zistili würmské a stredno až staropleistocénne akumulácie. Keďže úložné pomery pleistocénnych terás v širšom okolí Strekova sú veľmi komplikované, nie je možné ich zaradiť bližšie v rámci kvartéru. Ani nedostatočný paleontologický materiál a pomerne komplikovaný profil na lokalite Strekov nedovoľuje jeho detailné členenie. Predbežne usudzujeme, že tu ide o dve samostatné akumulácie štrkopieskov (vrstva č. 7 a 5), medzi ktorými je horizont s obsahom fauny (vrstva č. 6), vzniklý v teplejšom období (interstadiál — interglaciál?). Fosílné zvyšky fauny vertebrát, patriace druhom *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1807, *Alces alces* Linnaeus, 1758 a *Sus scrofa* Lin-

naeus, 1758 (č. 6), nájdené v tomto horizonte, neumožňujú presnejšie vyhodnotenie. Nasvedčujú však, že aj štúdiom tejto lokality nahradíme paleontologický materiál, reprezentujúci zjavne studené formy fauny paleovertebrát, ako *Coelodonta*, *Mammonteus*, *Rangifer* a i., rozšírené v glaciáloch, a formy rozšírené v interglaciálnom období, ktoré v našom prípade predstavujú *Cervidae* a *Suinae*. V prípade nášho nálezu ide o druhotnú lokalitu, o čom svedčí nepravidelné rozšírenie a opracovanosť osteologického materiálu. Po vzniku tohto horizontu došlo k ochladeniu, v dôsledku čoho bol spolu s podložíom porušený kryoturbáciou. Nie je vylúčené, že k opracovaniu, resp. ulomeniu materiálu mohlo dôjsť aj za týchto procesov.

Zhodne s inými autormi sme zistili, že pri vývoji JZ časti Hronskej pahorkatiny dôležitú úlohu zohrala mladá tektonika, ktorou boli postihnuté aj niektoré terasové akumulácie v našom území.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval dr. M. M u s i l.

LITERATÚRA

- [1] Adam Z. - Dlabač M., 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajskej nížiny. Věstník ÚÚG XXXVI 3, Praha. — [2] Čepek L., 1938: Tektonika Komárénskej kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sborník SGÚ XII, Praha. — [3] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vzťahu medzi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajskej nížiny. Geologické práce, Zošit 59, Bratislava. — [4] Freudenberg W., 1914: Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. Geologische und Palaentologische Abhandlungen, Neue Folge. Jena — [5] Geptner V. G. — Nasimovič A. A. — Bannikov A. G., 1961: Mlekopitajušcie Sovetskogo sojuza; tom. I. Parnokopytnyje i neparnokopytnyje, Moskva. — [6] Ispaits F., 1943: Terrasz-morfológiai meftigyelések a Garam mentén Zsarnócatól a Torkolatig. Földrajzi Közlemények, LXXI, Budapest. — [7] Kahlike H. D., 1956: Die Cervidenreste aus den altpleistozänen Imkiesen von Süßenborn bei Weimar I, II. Akademie — Verlag Berlin. — [8] Kahlike H. D., 1960: Die Cervidenreste aus den Altpleistozänen Sanden von Mosbach (Briebrich-Wiesbaden) I, Akademie — Verlag Berlin. — [9] Kéz A., 1939: A Duna balparti terraszai Komárom és Szob között. Földrajzi Közlemények LXVII, Budapest. — [10] Košťálík J., (in Seneš, Buday, Lukniš), 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1:200 000, Nové Zámky—Čalovo. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Kretzoi M., 1942: Bemerkungen zum System der nachmiozänen Nashorn-Gattungen. Földtani közlöny 4—12, Budapest. — [12] Lukniš M. — Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geografický časopis V/3—4, Bratislava. — [13] Myslíl V., 1958: Nové poznatky o geológii a hydrogeológii Bratislavského Podunaje. Věstník ÚÚG XXXIII/2, Praha. — [14] Nowak J. — Panow E. — Tokarski J., — Szafer W. — Stach J., 1930: The second wolly Rhinoceros (*Coelodonta antiquitatis* Blum.) from Starunia, Poland (Geology, Mineralogy, Flora and Fauna). Bulletin international de l'Académie Polonaise. Série B, Cracovie. — [15] Osborn H. F. 1900: Phylogeny of the Rhinoceroses of Europe. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 13. — [16] Osborn H. F., 1898: The Extinct Rhinoceroses. Memoires of the Amer. Mus. of Nat. Hist. Vol. I, Part III. — [17] Pécsi M., 1959: A Magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. Földrajzi monografiák III, Budapest. — [18] Seneš J., 1962;

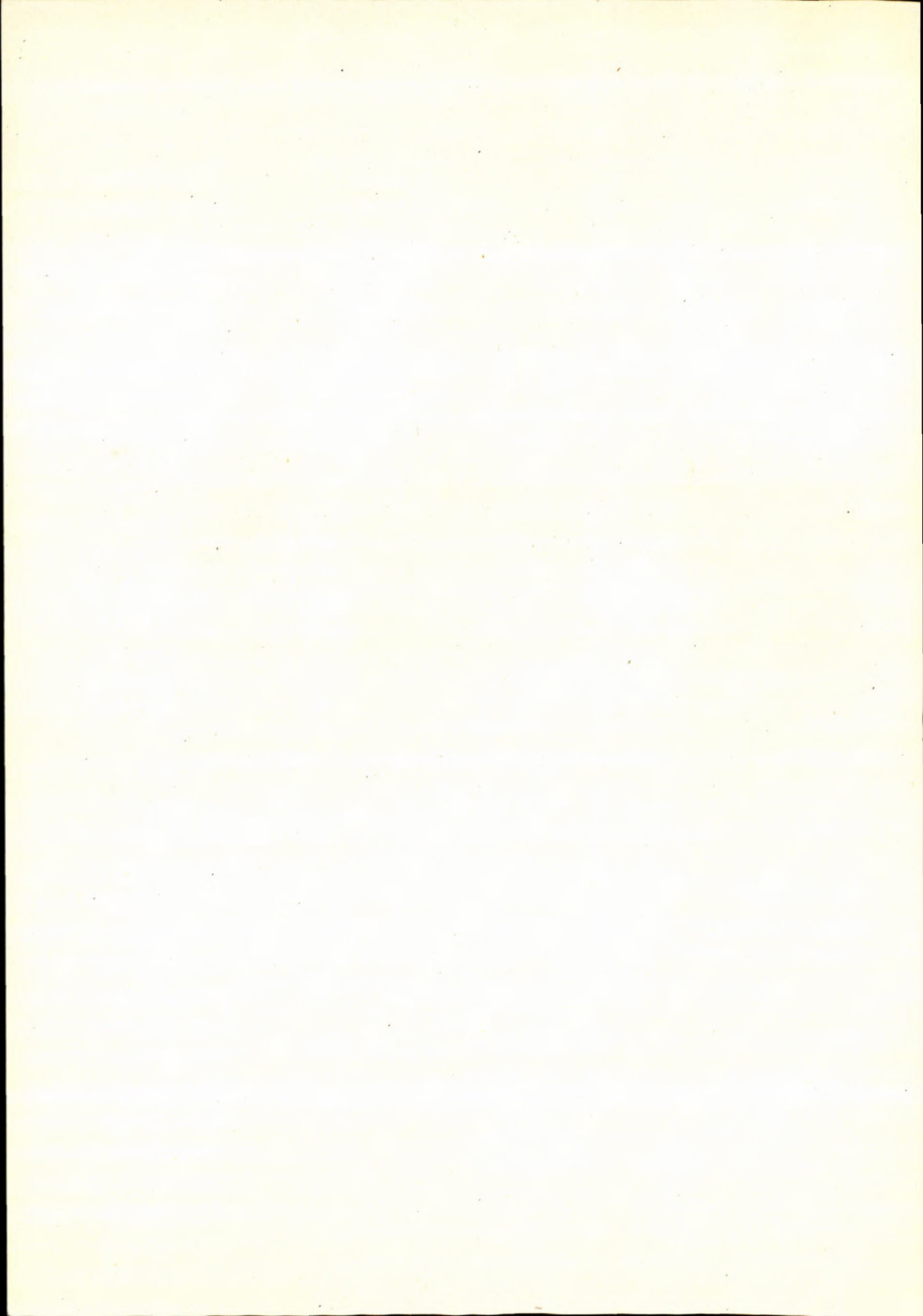
Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1:200 000, list Nové Zámky, Bratislava. — [19] Szádeczky — Kardoss E., 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. Sopron. — [20] Šlahor L., 1952: Zpráva o pedogeologickom výskume širšieho okolia Svodína. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Toulou F., 1902: Nashorn von Hundsheim. Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt XIX 1, Wien. — [22] 1958: *Mammifères évolution.* — *Traité de paléontologie*, tome VI/2, Paris. — [23] 1962: *Osnovy paleontologii.* — Mleko-pitajušcie. Gos. nauč. — techn. izd. lit. po geol. i ochr. nedr., Moskva.

J. HARČÁR — Z. SCHMIDT

DIE QUARTÄRABLAGERUNGEN IN DER UMGEBUNG VON STREKOV (GRAN-HÜGELLAND)

Auf Grund der Ablagerungsverhältnisse und Morphologie des studierten Gebietes von Strekov (im SW Teil der Gran-Hügelland in der Mittelslowakei) gehören zu den ältesten Flussablagerungen Kiessande und Sande des Mittelpleistozäns. Ihnen liegt ein Horizont mit Fossilresten von *Vertebrata* auf, die der Art *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach 1807, *Alces alces* Linnaeus 1758 und *Sus scrofa* Linnaeus 1758 angehören. Dieser Horizont hat sich wahrscheinlich während einer wärmeren Klima (Interstadial?) abgesetzt. Leider genügen die gefundenen Faunenreste nicht dazu, die nähere stratigraphische Lage dieser festzusetzen. Bei unseren Funden handelt es sich um versetzte Fossilreste, worauf auch die Beschädigung des Materials hindeutet. Nach der Ablagerung dieses Horizontes kam es zur Abkühlung und später zur Sedimentation neuer Kiessandschichten, die etwa ins Mittelpleistozän fallen. Oberhalb dieser Schichten sind schon Hangsedimente die dem jüngsten Pleistozän (Würm) angehören.

Im der Entwicklung des ganzen SW Teiles des Gran-Hügellandes spielten wichtige Rolle die jüngeren tektonischen Bewegungen, welche auch manche Terrassenakkumulationen gestört hatten.



JOZEF FORGÁČ — BLAHOŠLAV ČÍČEL

PREKREMENENÝ NONTRONIT VO VÝPLNI PUKLÍN V ANDEZITE A HNIEZD V PYROKLASTIKU

V puklinovej výplni pyroxenického andezitu a vo forme hniezd v pyroklastiku v jeho podloží sa zistil prekremený nontronit, ktorý z územia Slovenska doteraz nebol opísaný. Tento nález dáva možnosť zaoberať sa otázkou vzniku „chloropálu“ — prekremeného nontronitu; pokúsili sme sa preto objasniť niektoré aspekty tohto problému.

V juhozápadnej časti Prešovsko-tokajského pohoria na JV od Skároša, nedaleko čs.-maďarských hraníc je v kameňolome odkrytý lávový prúd pyroxenického andezitu a v jeho podloží andezitové pyroklastikum. Andezit je šedej až tmavošedej farby, s nepravidelným rozpadom, štruktúry porfyrickej s hyalopilitickým vývojom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, rombický a monoklinický pyroxén. Plagioklas vystupuje v tabuľkovitom vývoji ($0,029 \times 0,073$ až $1,180 \times 1,918$ mm), bázicitou odpovedá andezín-labradoritu ($Ab_{64}An_{36}$ — $Ab_{45}An_{55}$) podľa symetrickej zóny. Prevažne je lamelovaný, iba ojedinele so zonárnym narastaním. Uzatvára pyroxén a magnetit. Pyroxény sú vo vývoji krátkostĺpčekovitom. Ich veľkosť sa pohybuje okolo $0,020 \times 0,259$ až $0,674$ mm. Podľa optických vlastností patria hypersténu a augitu. Uzatvárajú drobné zhluky magnetitu.

V základnej hmote sú roztrúsené drobné lišty a mikrolity plagioklasu, pyroxénov a magnetitový rudný pigment. Hornina je temer úplne čerstvá. Podľa mineralogického zloženia hornina patrí pyroxenickému andezitu. Jej zaradenie podľa chemizmu je v tabuľke 1.

Tabuľka 1.

Chemická analýza:	Hodnoty podľa Niggliho:	Hodnoty podľa Zavarického:
SiO ₂ 62,06 %	alk 12,40	A 120
TiO ₂ 0,62 %	c 23,97	C 116
Al ₂ O ₃ 18,80 %	fm 25,62	B 140
Fe ₂ O ₃ 1,42 %	al 38,02	S 1042
FeO 3,59 %	si 213,66	N 1418
MnO 0,07 %	al-alk 25,62	a 8,46
MgO 2,16 %	qz 64,05	c 8,18
CaO 6,47 %	k 0,30	b 9,87
Na ₂ O 2,55 %	mg 0,44	s 73,48
K ₂ O 1,65 %	al-fm 12,40	f' 49,29
P ₂ O ₅ 0,18 %	Q 176,88	m' 39,28
+H ₂ O 0,28 %	L 146,31	n 70,70
-H ₂ O 0,29 %	M 40,89	a' 11,43
100,14 %	π 0,49	t 0,77
	ω 0,44	Q 21,87
	α 5,82	a/c 1,03
	c/fm 0,94	

Analýzovala: M. Šulcová

Charakteristika produktov premeny

V andezite na puklinách a vo forme hniezd v pyroklastickom materiáli sú pevné žltozelené až zelenožlté vylúčeniny celistvého charakteru, s lastúrovým lomom. V puklinovej výplni pozorovať ojedinele drobné úlomky rôzne premeneného andezitu. Šírka puklinovej výplne je 1 mm až 5 cm, vylúčeniny vo forme hniezd sú 3–6 cm veľké; nepozorovať, v nich úlomkovitý materiál materskej horniny, ale majú ráz celistvý. V puklinovej výplni na ojedinele zachovaných úlomkoch andezitu pozorovať zatlačovanie základnej hmoty a porfýrických výrastlíc izotropnou geľovitou hmotou. Premena v počiatočných štádiách sa uplatňuje vo forme nepravidelných políčok, alebo po puklinách, až postupne dochádza k úplnej premene úlomkov andezitov. V niektorých prípadoch i po úplnej premene sa čiastočne zachováva úlomkovitý ráz puklinovej výplne. Pôvodný rudný pigment sa postupne mení na Fe oxydy, ktoré sú čiastočne odnášané.

U pyroxénov v prvých štádiách premeny na periférii a puklinkách sa tvorí zelenkavý minerál. Na styku s pyroxénom je výrazne vláknitý a na vonkajšej strane šupinkovitý. Zháša rovnobežne, ch+; interferenčné farby I. radu (svetlosivá) $n >$ ako balzam, ale $<$ ako pyroxén. Tento produkt premeny je najbližší chryzotylu a antigoritu. Vo vyšších štádiách premeny sa mení na izotropnú hmotu s polarizujúcim submikroskopickým agregátom. Tieto produkty premeny v podstate sú tvorené submikroskopickým agregátom, s ojedinelými kolomorfnými štruktúrami. Sú zelenkavej farby, s pestrými interferenčnými farbami. Index lomu je vyšší ako u kanadského balzamu, v dopadajúcom svetle je agregát slabozakalený, slabosivý.

Celá hmota je prestúpená puklinami, v stredných častiach rozšírenými a tvarom pripomínajúcimi slabo ohnuté esíčka paralelného priebehu. Niektoré prasklinky majú dlhší nepravidelný priebeh s nervovitým rozvetvovaním. Ojedinele na stenách pukliniek sú tenké lemy 0,025 až 0,221 mm široké, tvorené pri jednom nikole čírym, pri skrížených nikoloch plstnatým až chumáčkovitým svetlým minerálom, zháša rovnobežne, chz—; index lomu temer rovný až málo vyšší ako balzam; ide o chalcedón.

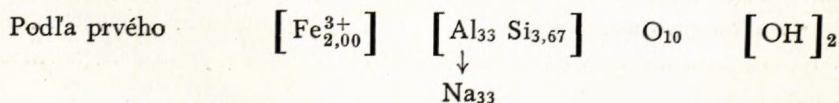
Tvorba praskliniek je podmienená vysušovaním gelovitej hmoty, pričom sa jej objem znižuje. Pri kryštalizácii gelovitej hmoty prebytočná časť kremíka kryštalizuje na stenách pukliniek vo forme chalcedónu. Submikroskopický agregát je tvorený nontronitom; je jedným z najstarších presne definovaných ílových minerálov. Ako chloropál ho popisujú *Bernhardy & Brandes* (1822). Opisujú dva typy minerálu, jeden s vysokým obsahom SiO₂ opáľového charakteru, druhý — zemitý typ, ktorého zloženie odpovedá nontronitu. Pomenovanie nontronit navrhol *Berthier* (1827) pre vzorku s podobným zložením ako je chloropál (zemitý typ). Vysoký obsah SiO₂ v „chloropale“ je výsledkom miešania nontronitu a kremeňa (veľmi jemne kryštalického).

Nami študované vzorky majú nasledovné chemické zloženie:

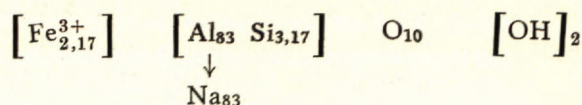
	1	2	3	4	5
SiO ₂	72,44	82,56	80,02	60,72	70,00
TiO ₂	0,03	0,03	0,03		
Al ₂ O ₃	3,72	0,45	0,39	1,76	0,75
Fe ₂ O ₃	10,04	8,51	10,04	21,59	14,25
FeO	0,72	0,64	0,72		
MnO	0,02				
P ₂ O ₅		0,02	0,02		
CaO	2,15	1,85	1,70	1,36	
MgO	0,68	0,32	0,23		
Na ₂ O	0,50	0,10	0,10		
K ₂ O	0,60	0,30	0,20		
+H ₂ O	6,30	3,45	4,21	14,36	15,00
-H ₂ O	8,37	2,13	2,70		
SO ₃	0,10	0,6	0,5		
Spolu	100,34	100,42	100,41	99,79	100,00

Vzorky 1—3 analytik — M. Služanič, 4 — Gönc; 5 — Kobell F. (4 a 5 cit. podľa A. Liffa, G. Csajághy, 1948).

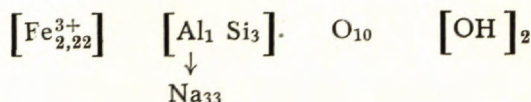
C. S. Ross & S. B. Hendrichs (1945) uvádzajú tri typy nontronitov s rôznym obsahom Al³⁺ v štruktúre. Podľa vzorcov je Al³⁺ viazaný iba v koordinácii 4.



je váhový pomer Al:Fe 0,08. Ďalší vzorec pre tzv. aluminian-nontronit



udáva váhový pomer Al:Fe 0,18. Ako tretí možný vzorec tiež pre typ bohatý hliníkom



má váhový pomer Al:Fe 0,22.

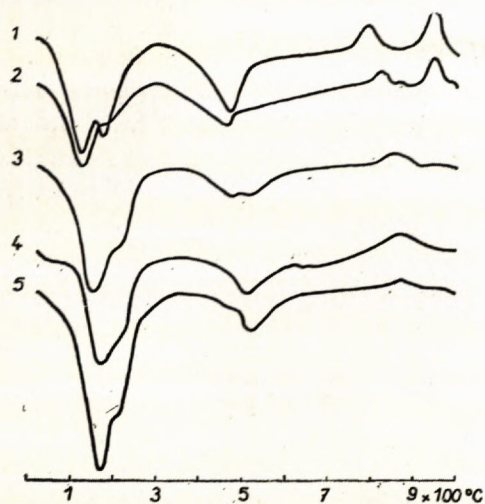
Váhový pomer Al:Fe nás zaujíma preto, lebo z chemickej analýzy zmesi nontronitu a kremeňa nie je možné vypočítať kryštalochemický vzorec študovaných nontronitov; časť Al³⁺ je totiž viazaná v koordinácii 4, časť v koordinácii 6 a vzájomný pomer Al v jednotlivých koordináciách sa nepravidelne mení. Aj váhový pomer Al:Fe sa v nami študovaných vzorkách mení. Vzorka (1) má pomer 0,25, vzorka (2) len 0,04 a vzorka (3) iba 0,03. Vo vzorke (1) je teda tento pomer mierne vyšší ako udávajú vzorce pre nontronit bohatý na Al³⁺, kým ďalšie 2 vzorky sú nontronity s nízkym obsahom Al³⁺.

Mineralogické zloženie vzoriek bolo stanovené pomocou DTA a röntgenovej analýzy. R. E. G r i m & R. A. R o w l a n d (1942) udávajú endotermnú odchýlku medzi 400 a 500 °C ako typickú pre nontronit. Krivky zahraničných a našich nontronitov podľa citovaných autorov a K o n t u (1957), sú na obr. 1. Krivka 1 je z „chloropalú“ z Maďarska, extrém odchýlky pre nontronit sa tu pohybuje v hraniciach 450–530 °C. Charakteristickou pre nontronit je dvojité endotermná odchýlka pri teplotách 130–230 °C. Podľa G r i m a & R o w l a n d a (1942) sú na DTA krivke dve exotermné odchýlky pri teplotách 800 a 950 °C. Nontronity z čs. lokalít majú iba jednu exotermnú odchýlku medzi 800 a 900 °C (K o n t a 1957).

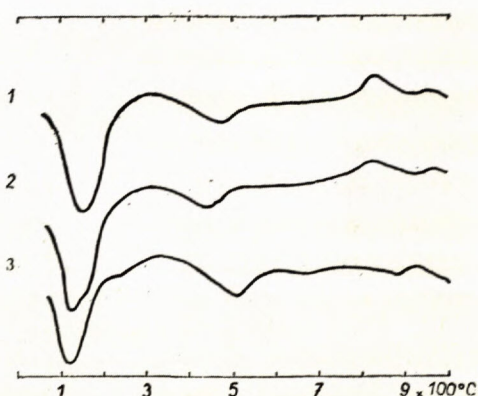
V zhode s týmito údajmi sú aj výsledky DTA nami študovaných vzoriek (obr. 2). Na krivkách pozorujeme nízkoteplotnú dvojité endotermnú odchýlku a endotermnú odchýlku spojenú s dehydroxyláciou medzi 440–510 °C. Exotermné odchýlky sú podobné, kým priebeh krivky 3 je podobný ako u ilitov a niektorých montmorilonitov.

Váhová termická analýza (obr. 3) študovaných vzoriek ukazuje trvalú zmenu váhy vzorky do teplôt okolo 600 °C. K určitému spomaleniu úniku H₂O zo vzoriek dochádza medzi 250 a 300 °C, kedy končí únik vody, viazanej v medzivrstevnom priestore a začína únik vody, vznikajúcej pri úniku hydroxylových skupín z miežky. Krivky boli urobené na prístroji s automatickou plynulou registráciou, rýchlosť rastu teploty 10 °C/min., navážka 100 mg.

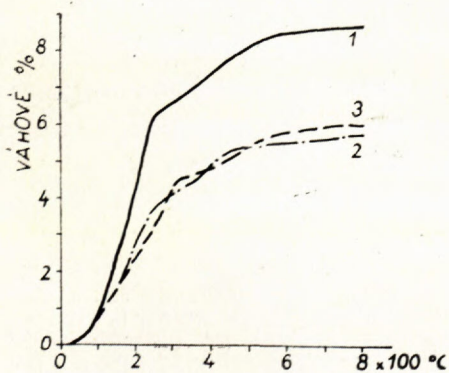
Röntgenovú analýzu vzoriek sme urobili na difraktometre GON — 3, 45 kV 10 mA Fe K α žiarenie, výstupná clona 10, vstupná 2', časová konštanta 8 sek., 1°/min. Vzorky boli sedimentované na podložnom sklíčku, snímokované prírodné vzorky a po nasýtení glycerínom. Hodnoty d (001) u vzorky 1 a 2 boli 15,2 Å, d (003) 5,00 Å. Iné čiary nontronitu sa nenašli. Difraktogramy vzoriek 1 a 2 nasýtených glycerínom sú na obr. 5; nájdené hodnoty d (001) 17,6 a 17,8 Å, ďalej bola nájdená čiara 5,03 Å. Výsledky sú charakteristické pre trojvrstvové silikáty s expandujúcou mriežkou; zhodujú sa s údajmi Mac E v a n a (1951);



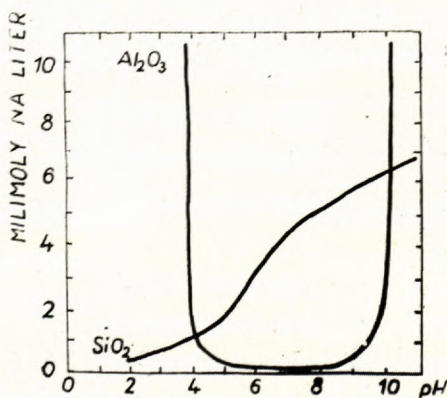
Obr. 1. Krivky DTA nontronitov (1–2 R. E. Grim & R. A. Rowland 1942; 3–5 J. Konta 1957).



Obr. 2. Krivky DTA študovaných vzoriek.



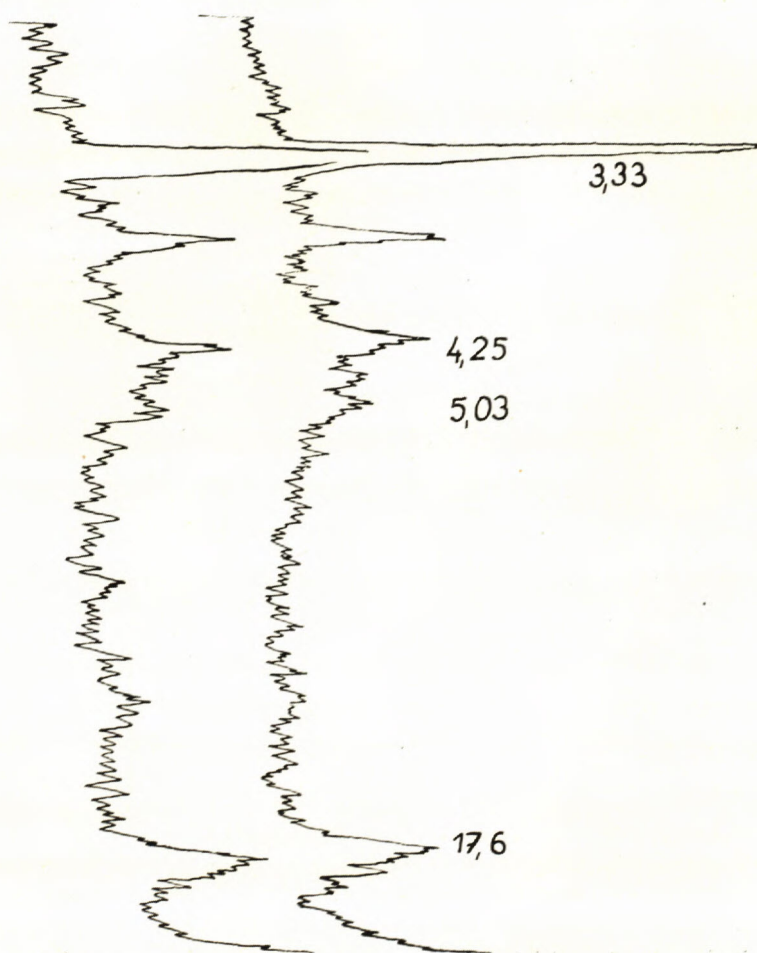
Obr. 3. Krivky váhovej termickej analýzy.



Obr. 4. Graf rozpustnosti Al_2O_3 a SiO_2 v závislosti od pH (podľa Corrensa 1949).

M o l l o y & K e r r (1961) našli pre nontronit hodnoty 13 Å a 15,4 Å (pre prírodnú a organickou látkou nasýtenú vzorku). Preparáty sušili horúcim vzduchom, takže mohlo dôjsť k čiastočnému úniku medzivrstevnej vody. Ako organické činidlo nepoužili glycerín, ale dietylenglymonobutyléter. Na difraktogramoch (obr. 5) sú ostré difrakčné čiary nízkoteplotnej modifikácie kremeňa (4,25 a 3,33 Å).

V chemizme horniny dochádza k zmenám v pomernom zastúpení jednotlivých zložiek, najmä z rekoncentrácií SiO_2 a Fe_2O_3 ; podstatne klesá obsah Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O . Podľa vzájomného pomeru Fe^{3+} : Fe^{2+} v materskej hornine a v produkte premeny usudzujeme, že dej prebiehal v oxydačnom prostredí. C o r r e n s (1949) označuje závislosť rozpustnosti SiO_2 a Al_2O_3 ako funkciu pH. Optimálne podmienky pre oddelenie SiO_2 od Al_2O_3 sú podľa toho pri hodnote



Obr. 5. Difraktometrický záznam vzoriek nasýtených glycerínom.

pH 4,5–9,5 bežnej u povrchových vôd. Stykom vody s horninou mení sa chemizmus cirkulujúcich vôd. Vzhľadom na abrázne pH hodnoty zložiek materskej horniny (hyperstén 8, augit 10–11, plagioklasy 8–9; podľa K e l l e r a 1958) môže byť pH cirkulujúcich vôd dosť vysoké (nie nad 9,5); medzi 7–9,5 vytvára dobré podmienky pre oddelenie oboch zložiek vzhľadom na pomerne vysokú rozpustnosť SiO_2 .

Podobné vlastnosti ako Al_2O_3 má v roztokoch aj Fe_2O_3 ; pri pH 6–8 je Fe^{3+} prakticky vo vode nerozpustené (4×10^{-10} až 5×10^{-6} mg Fe liter — M a s o n 1952). Rozpustnosť prudko vzrastá pri pH 3; pri hodnote nad 7 je vo vode prakticky nerozpustný. Rekoncentrácia Fe^{3+} potom musela prebiehať iným spôsobom. Podľa L a r s o n a & K i n g a (1954) je rozpustnosť Fe^{2+} pri pH 8 asi 100 ppm, pri 7 je teoretické maximum asi 10.000 ppm. Hoci v prítomnosti CO_2 je rozpustnosť Fe^{3+} podstatne nižšia, predsa značne prevyšuje možné koncentrácie Fe^{3+} (J. D. H e m, 1959).

Vznik prekremených nontronitov účinkom povrchových vôd predpokladá, že pri presiakaní horninou v prvej fáze dochádza k oxydácii $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, pričom sa mení oxydo-redukčný potenciál. Po vyčerpaní rozpustného O_2 začne prechádzať do roztoku Fe^{2+} . Zároveň sa zvyšuje hodnota pH vplyvom zložiek vstupujúcich do roztoku z mriežok jednotlivých minerálov. Vzrastá tým aj rozpustnosť SiO_2 , prinášaného spolu s ostatnými pohyblivejšími zložkami do hlbších partií. Keď sa roztoky dostanú do dutín v pyroklastikách naplnených vzduchom, dochádza k oxydácii Fe^{2+} na Fe^{3+} , ktoré sa spolu so SiO_2 začne vylučovať vo forme nontronitu (gel). Pretože tento proces je nerovnomerný, dochádza časom k presýteniu vôd kyslíčnikom kremičitým, ktorý sa v dutinách vylučuje vo forme voľného kremeňa. Podľa vzájomného pomeru jednotlivých komponentov, režimu vôd a fyzikálno-chemických podmienok (hlavne hodnoty pH) sa môžu vytvárať zmesi s premenlivým zložením, počínajúc čistým nontronitom a končiac kremeňom.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval inž. J. S l á v i k.

LITERATÚRA

- [1] Bernhardt J. J., Brandes R., 1822: Mineralogisch-chemische Untersuchung zwei neuer ungarischer Mineralien des muschligen und erdigen Chloropals. Beitr. Chem. und Physik. Bd. 29–44. — [2] Berthier P., 1827: Nontronite nouveau mineral. An. de chimie et de physique vol. 36. — [3] Correns W. D., 1949: Einführung in die Mineralogie. Springer — Verlag, Berlin. — [4] Grim R. E., Rowland R. A., 1942: DTA of clay minerals and other hydrous materials. Amer. Min. 27. — [5] Hem J. D., 1959: Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Geol. Surv. Water-Supply, Pap 1473, Washington. — [6] Keller W. D., 1958: Argillation and direct bauxitization in terms of concentration of hydrogen and metal cations at surface of hydrolyzing aluminium silicates. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 42. — [7] Konta J., 1957: Jilové minerály Československa. ČSAV, Praha. —

[8] Larson T. E., King R. M., 1954: Corrosion of water at low flow velocity. Amer. Water Works Assoc. Journ. 34. — [9] Liffa A., Csajághy G., 1948: Az ungvárit (klóropál) újabb előfordulása. Földt. Közl. 77 — [10] Mac Evan D. M. C., 1951 In x-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralog. Society, London. — [11] Mason B., 1952: Principles of geochemistry. J. Willey and sons, New York. — [12] Molloy Miw., Kerr P. F., 1961: Diffractometer patterns of A. P. I. reference clay minerals. Amer. Min. 46. — [13] Ross C. S., Hendricks S. B., 1945: Minerals of the montmorillonite grup. US. Geol. Surv., Tech. pap. 205-B, Washington.

EVA KAROLUSOVÁ

ZDROJ A GENETICKÉ PODMIENKY VZNIKU HRUŠOVSKÝCH TUFITOV

Okrajové pásmo stredoslovenských vulkanitov (periférna časť) buduje mocný komplex vulkanogénnych uloženín, prevažne tufity a tufy. Stratigrafické členenie tohto komplexu podali najnovšie Čechovič — Vass (1962), ktorí zaradili aglomeratické balvanovité tufity s andezitovým a exctickým materiálom, zlepenca a štrky, striedajúce sa s vrstvami piesčitých až pelitických tufitov, do spodného tortónu. Do vrchného tortónu zadeľujú: 1. tmavé, vrstevnaté andezitové tufity, zlepenca a štrky a 2. chaotické balvanovité tufy s popolovým, resp. lávovým tme- lom, s polohami zlepenčov a vrstvami piesčitých až pelitických tufitov. Pozname- návajú, že tento vrstevný sled určili predbežne len pre okolie Modrého Kameňa.

Otázne je, či tento mohutný, väčšinou sedimentárny, temer monotónny pyro- klastický komplex odráža zmeny v charaktere vulkanickej činnosti, alebo či ide len o redeponované tufity, ktoré stratili bližšie diagnostické znaky, určujúce ich erupčné centrá. Z tohto hľadiska som revidovala už predtým spracovaný petro- grafický materiál (K a r o l u s o v á 1960 a 1961) z celej JZ periférnej oblasti, približne od Ráospusty po Šahy — H. Rykynčice, Javorie, Dačov Lom — Veľká Lysá. Moju pozornosť upútali najmä mohutné modrosivé piesčité tufity, klasicky vyvinuté v zárezoch pri Hor. Rykynčiciach, Plášťovciach, v Hrušove a pri Cerove. Čechovič—Vass ich označujú ako tmavé vrstevné andezitové tufity, zlepenca a štrky. Ich mohutný vývin od západného okraja periférnej oblasti až po jej východné zakončenie dáva možnosť petrografického porovnávania. Okrem toho som hľadala kritériá, či tufitický ostrov pri Šahách je petrografickým pokračo- vaním börsönyských vulkanitov, alebo či je príbuzný už so stredoslovenskými typmi andezitov.

Za základ porovnávacích štúdií som zvolila rozšírenie určitého typu základnej hmoty v andezitových zrníčkach, z ktorých sa skladajú lavice modrošedých pies- čitých tufitov v tomto území. Podľa vývinu základnej hmoty, prípadne tmavých

Pokračovanie tab. č. 1

Lokalita:	Litologický vývin:	Štruktúra:	Zast. andezitové typy v litoklastoch:	Tmel:
Šula, JV svah k. 485,0 (V/1122)	sedimentovaný andezitový tufit	litokryštalo- klastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. úlomky s úplne opacitizovanou ZH 2. úlomky s mikrolitickou ZH s hnedým sklom 3. úlomky s pilotaxitickou ZH, v ZH je hodne hypersténu 	tufový, chloritizovaný, minerálny detrit plagioklasy, hyperstén, augit, ojedinele kremeň
<i>Pravica</i> Prirodzené východy pri vodovode (V/1125) 7	sedimentovaný andezitový tufit. Striedajú sa piesčité polohy s andezitovými balvanmi a štrkami	kryštalo- litoklastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. úlomky veľmi malé a v nepatrnom zastúpení s hnedým sklom v základnej hmote 2. so skrytokryštalicou premenenou ZH s amfibolom 3. kaolinizované porézne pemzy 4. pilotaxitická ZH s PV hnedého amfibolu 	tufový, prevažne plagioklasové úlomky, ojedinelé drobné úlomky kremeňa. vrchná poloha je hrubozrnnjšia, obsahuje úlomky s amfibolom.
<i>Pravica</i> (V/1127)	štrková poloha - valún	porfyrická	ZH mikrolitická, medzi mikrolitmi hnedé sklo. PV silne opacitizované hnedé amfiboly, veľké amfiboly a hyperstény	
<i>Cerovo</i> zárez cesty	sedimentovaný modrý andezitový tufit so štrkovými polohami	litoklastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. mikrolitická s hnedým sklom medzi mikrolitmi, plagioklasom a pyroxénom 2. mikrolitická so sivým sklom medzi mikrolitmi 3. mikrolitická s PV hypersténmi 4. skrytokryštalicá, porézna 5. úlomky kremeňa 	tmel dotykový; litoklasty majú tenký sklovitý obal, ktorým sú dotykovo tmelené
Východy Litavice medzi obcami <i>Drienovo—Plášťovce</i>	sedimentované piesčité tufty s polohami andezitových štrkov	litoklastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. mikrolitická s hnedým sklom v ZH 2. mikrolitická so šedým sklom ZH 3. drobné úlomky s pilotaxitickou ZH 	tmel dotykový; litoklasty majú tenký — sklovitý obal, ktorým sú dotykovo tmelené

Pokračovanie tab. č. 1

Lokalita:	Litologický vývin:	Štruktúra:	Zast. andezitové typy v litoklastoch:	Tmel:
<i>Hrušov</i> východy pod kostolom (E 7, 8, 9)	sedimentované piesčité tufity s polohou aglomeratických tufov	litokryštalo-klastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. mikrolitická ZH, medzi mikrolitmi je hnedé sklo 2. mikrolitická, slabo fluidálna s výrastlicami hypersténov 3. skrytokryštaličná ZH s výrastlicami augitu, hypersténu a opacitizovaného amfibolu 	tmel tufový s minerálnym detritom plagioklasov, hypersténov, zel. amfibolu a niečo úlomkovitého kremeňa
Zárezy cesty sev. od H. Rykynčie	sedimentované piesčité tufity s kríž. zvrstvením a polohami štrkov	litoklastická až litokryštalo-klastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. mikrolitická ZH, medzi mikrolitmi je hnedé sklo 2. mikrolitická ZH s opacitizovanými výrastlicami amfibolu, s drobnými hypersténmi medzi mikrolitmi 3. hrubomikrolitická až pilotaxitická ZH s malými a limonitizovanými hypersténmi, PV živcov sú veľké 	tmel dotykový; všetky súčiastky sú obalené izotropným jemným lemom. Kryštaloklasty sú živce, málo hypersténov
<i>Šahy</i> východy vo viničiach	sedimentované piesčité tufity s polohou štrkov	litoklastická až litokryštalo-klastická	<ol style="list-style-type: none"> 1. ojedinelé úlomky s mikrolitickou základnou hmotou s hnedým sklom 2. úlomky s mikrolitickou ZH so silne limonitizovanými hypersténmi 3. úlomky s hyalopilitickou ZH s drobnými výrastlicami amfibolu so sporadickým hypersténom 4. úlomky so skrytokryštaličnou ZH s výrastlicami hypersténu a kremeňa 5. valúniky kremencov 6. úlomky s pilotaxitickou ZH s opacitizovanými amfibolmi 	

činnosti vrchnotortónskeho mora. V týchto polohách už len ojedinele stretávame útržkovité pemzy. Keďže uloženiň žeravých mračien môžu produkovať mohutné tufové uloženiň na pomerne veľkej rozlohe, študované pyroklastiká môžu mať pôvod práve v takýchto mračnách. Sopečné centrá sa nachádzali na okraji vrchnotortónskeho mora, ich svahy boli morskou eróziou silne nahlodávané a postupne aj odtransportované. Stopy sedimentácie pyroklastík nachádzame až pri H. Tisovníku, Ábelovej, pri Dačovom Lome, teda centrálné časti s lávovými prúdmi ozaj neboli ďaleko od morského brehu.

Zostáva ešte objasniť genetickú príbuznosť andezitového prúdu v uvedenom vrte. R. Kettner oblasť Javoria charakterizuje ako stratovulkán, na budovaní ktorého sa zúčastňujú dva druhy andezitov: bázickejší, pyroxenický tvorí spodné časti a kyslejší amfibol-hyperstenický centrálné časti a hrebene Javoria. Podľa chemizmu andezitový prúd vo vrte patrí k bázickejším typom andezitov z oblasti Javoria. Najbližšie sú andezity od Ježovej a z veľkého subvulkanického telesa Veľký Lysec.

	1	2	3	4
SiO ₂	56,70	56,82	56,32	55,32
TiO ₂	0,71	1,14	0,82	0,70
Al ₂ O ₃	17,25	16,53	16,56	16,71
Fe ₂ O ₃	3,04	3,65	2,27	5,06
FeO	4,76	4,96	5,85	2,80
MnO	0,10	0,16	0,18	0,16
MgO	4,11	3,61	3,68	3,63
CaO	7,33	7,41	7,85	7,57
Na ₂ O	2,30	2,34	2,32	3,10
K ₂ O	2,10	1,68	2,16	1,05
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,10	0,20
H ₂ O +	0,36	0,04	0,20	1,80
H ₂ O —	0,76	1,24	1,38	1,37
	99,64	99,68	99,69	99,91

1. andezit z vrtu MV-14 Dačov Lom, hĺbka 217–218 m. Anal. Jiráková; 2. potok Krupinica, Z nad potokom, SV od k. Ježová 781,3, anal. P. Lešták (1013–1015); 3. južne od Lentvory, sev. svahy Rebrovho vrchu (696,6) v lesnej ceste, anal. P. Lešták (679); 4. Veľký Lysec, anal. Šatura (679).

Andezity zo zárezu cesty Oremov Laz—Stará Huta sú bázickejšie. Obsahujú aj olivín. Podľa chemizmu ich K a r o l u s (1961) zaraďuje k bazaltoidným andezitom (úvodná fáza finálneho vulkanizmu). Zvýšený obsah CaO sa prejavuje petrograficky porfyrickými výrastlicami, z ktorých sú z plagioklasov zastúpené bazické andezíny až labradority a z pyroxénov hojné augity. Preto sa tieto horniny označujú ako andezity hyperstén-augitické so sporadickým amfibolom. Na základe chemizmu a petrografie—teda uvedený andezitový prúd sa môže považovať za geneticky príbuzného člena zo skupiny stratovulkánu Javoria.

Napokon treba sa ešte zmieniť o petrografickej príslušnosti pyroklastických uloženín na SV od Šiah, dobre odkrytých v lome vo viniciach. Striedajú sa tu lavice modrošedých piesčitých tufitov s polohami andezitových štrkov a balvanov. Blízkosť eruptív pohoria Börzsöny nastoľuje otázku, či tieto pyroklastiká nie sú geneticky viazané na börzsönyské eruptíva. Z petrografického rozboru vyplýva, že aj tieto tufity obsahujú malé množstvo úlomkov s hnedým sklom v základnej hmote. Podľa profilu vrtu MV-14 by patrili k vrchnému tortónu. Ak pripustíme prínos z blízkeho pohoria Börzsöny, do úvahy môžu prísť len úlomky a tufy najmladších andezitov, čiže pyroxenické andezity s opacitizovanými amfibolmi. Podobné úlomky andezitov sa vyskytujú tiež v šahianskom komplexe. Porovnávala som ich so vzorkami andezitových typov Pilis-Börzsöny (zber K. Karolus 1961). Niektoré fragmenty sa zhodujú so vzorkami K-12, K-7 pohoria Börzsöny, ktoré reprezentujú mladšie pyroxenické andezity s opacitizovanými *amfibolmi*. Ich vek sa odhaduje na vrchný tortón (K-7 kameňolom pri ceste medzi obcami Kis Makos a Maria Nostra, K-12 Nagybörzsöny). Pre úplnosť uvádzam, že vo vzorkách z tufov a tufitov pohoria Börzsöny—Pilis som nezistila fragmenty s hnedým sklom v základnej hmote.

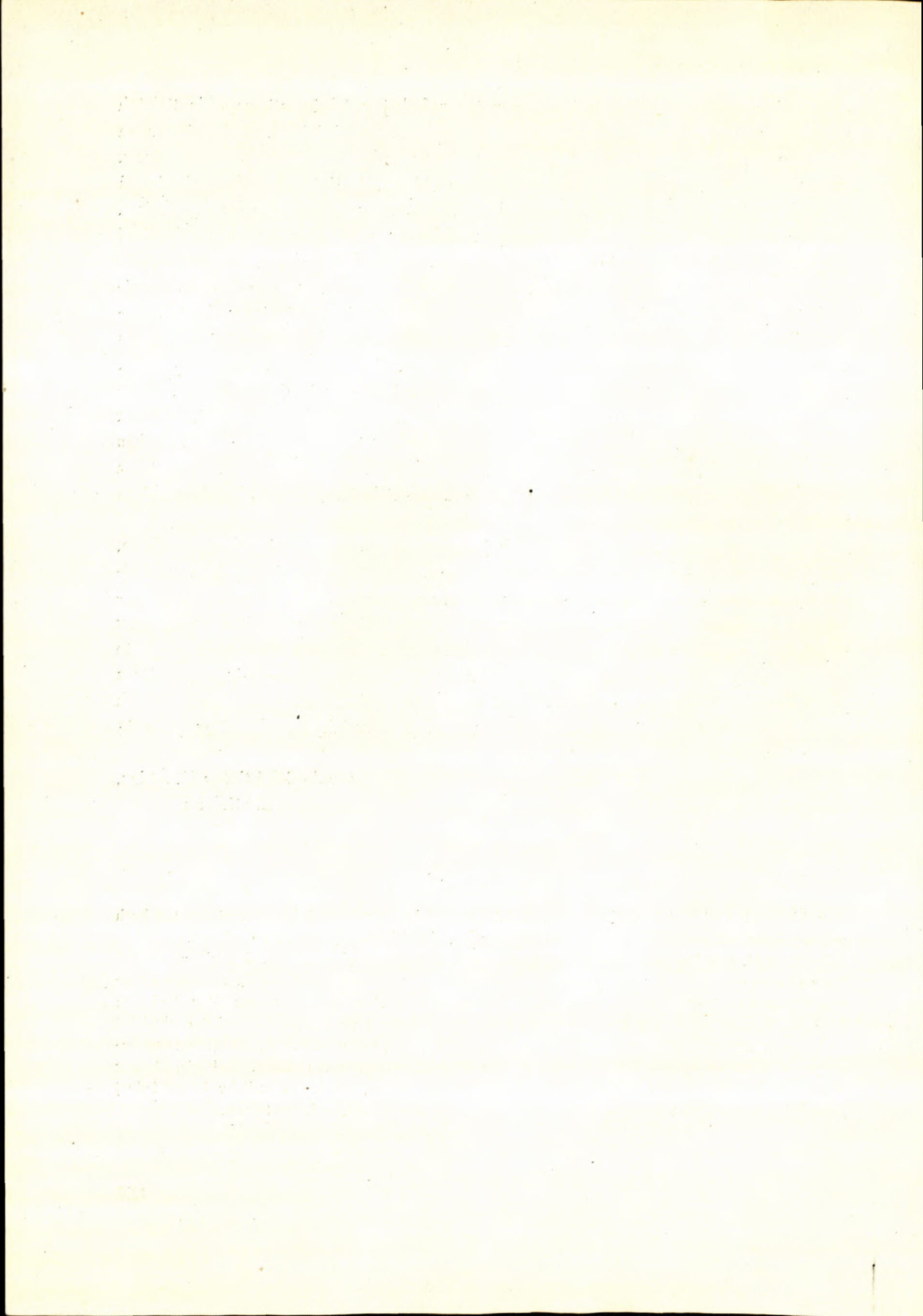
Z petrografického štúdia pyroklastík juhovýchodnej periférnej oblasti vyplýva, že typické lavicovitité, temer konštantne vyvinuté modrošedé piesčité tufity, s lokálnym krížovým zvrstvením a s polohami štrkov sú produktom stratovulkánu Javoria. K tomu uzáveru dochádzam na základe rozšírenia andezitových fragmentov s hnedým sklom v základnej hmote. Poloha tohto andezitu sa zistila vo vrte MV-14 Dačov Lom; jeho petrochemická príbuznosť s bázičejším andezitom je dokázaná. Tufitický ostrov pri Šahách obsahuje miešaný materiál z bázičejších andezitov z Javoria a z najmladších amfibol-pyroxenických andezitov pohoria Börzsöny.

Lektoroval prof. dr. M. K u t h a n.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Čechovič V. — Vass D., 1962: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia M. Kameňa. Geol. práce, Zprávy 25, Bratislava. — [2] Karolus K., 1961: Referát na II. celoslovenskej geologickej konferencii. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Karolusová E. (in Karolus K. 1959): Zpráva o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen, Nitra a Nové Zámky v roku 1959. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Karolusová E., 1961: Referát na II. celoslovenskej geologickej konferencii. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Karolusová E., 1963: Vulkanologicko-sedimentárne vyhodnotenie vzoriek z vrtu MV-14 pri Dačovom Lome. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Kuthan M. s kolektívom autorov, 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000 M-34-XXXII — Zvolen ÚÚG, red. Bratislava.



JÁN BABČAN

NÍZKOTEPLTNÁ SYNTÉZA GOETHITU A HEMATITU Z UHLIČITANOVÉHO PROSTREDIA

V rámci pokusu o vysvetlenie vzniku magnetitu v sedimentárnych železných rudách venoval som pozornosť tým reakciám, ktoré by mohli nastať v zložitom systéme sedimentov v diagenetickom procese a ktorých výsledkom by mohol byť vznik magnetitu. Pri experimentálnom overovaní niektorých predpokladov vznikali v reakčnom prostredí okrem magnetitu tiež hematit a goethit. Podmienky vzniku magnetitu z uhličitanového prostredia som už uverejnil (B a b č a n 1959); v tejto práci sa zaoberám vznikom ďalších kysličníkov Fe z tohto prostredia. Ukazuje sa, že výskum pôvodne zameraný na štúdium podmienok vzniku sedimentárnych rúd, sa v širšej miere môže uplatniť pri štúdiu metasomatických pochodov.

Vznik kysličníkov Fe z uhličitanového prostredia je podmienený vzájomnými reakciami zlúčenín Fe a uhličitanov. Vlastné vylučovanie kysličníkov železa spôsobuje alkalické prostredie, vytvorené suspenziou uhličitanov vo vode. Pretože cieľom výskumu bolo vysvetliť prirodzené pochody, boli pri experimentoch použité prirodzené uhličitaný — kalcit, dolomit, magnezit, siderit.

Experimentálne práce o reakciách medzi zlúčeninami Fe a uhličitanmi sú známe už z minulého storočia (H. D. S é n a r m o n t 1850; H. M e y e r 1862 a i.); na závery autorov sa však nedá úplne spoliehať hlavne preto, že pri týchto reakciách vznikajú zmesi rôznych minerálov, ktoré sa dajú identifikovať len pomocou moderných prístrojov (röntgen, elektrónový mikroskop a i.). Novšie experimenty tohto druhu popisuje M. K u h a r a (1925), avšak ani jeho výsledky nie sú podložené spoľahlivou identifikáciou. Práca A. P. V i n o g r a d o v a a E. I. D o n c o v e j (1952) spadá svojou tematikou do študovanej oblasti, týka sa však vyšších teplôt (200–750 °C).

Pri pokusoch som použil jednak syntetické látky analytickej čistoty (p. a.), jednak prirodzené minerály, a to kalcit, dolomit, magnezit a siderit. Roztok chloridu železitého bol pripravený rozpustením preparátu $\text{FeCl}_3 \times 6 \text{H}_2\text{O}$ čistoty p. a. v destilovanej vode okyslenej kyselinou chlór vodíkovou (pH pripraveneho roztoku bolo 1,92). Ako zrážadlo sa použil syntetický CaCO_3 (p. a.) i už uvedené prirodzené minerály. Materiál bol vopred rozotrený na jemnosť pod 200 mesh.; pH ich vodnej suspenzie sa merala potenciometricky a boli zistené tieto hodnoty:

destilovaná voda	6,00
syntetický kalcit	7,71
kalcit (Vlastějovice)	7,81
magnezit (Burda)	7,92
dolomit (Medvedza)	7,80
siderit (Rudňany)	6,75

Pri príprave syntetických kysličníkov Fe postupovalo sa nasledujúcim spôsobom: Zo zásobného roztoku chloridu železitého bolo odpipetované určité množstvo do Erlenmeyerovej banky a zriedené na celkový objem 100 ml. Do banky sa vsypalo 5 g jemno rozotreného karbonátu, na banku bol nasadený spätný chladič a suspenzia karbonátu v roztoku chloridu železitého sa potom zahrievala pri teplote 50, 75 a 100 °C po dobu 8 hodín. Pre porovnanie uskutočnili sme vždy jeden pokus pri izbovej teplote (20 °C).

Po skončení reakcie odstránil sa roztok nad zrazeninou a nezreagovaný uhličitan sa rozpustil v zriedenej kyseline octovej. Po úplnom rozpustení uhličitanov bola zrazenina vyčistená niekoľkonásobnou dekantáciou v destilovanej vode. Vzniklé produkty boli vysušené pozvoľne na vzduchu.

Identifikácia syntetických produktov

Po pridaní CaCO_3 k roztoku chloridu železitého sa ihneď za studena vytvorila objemná zrazenina svetlohnedej farby. So stúpajúcou teplotou zrazenina tmavla a max. intenzitu dosiahla pri teplote 100 °C. Podobné odstupňovanie farieb bolo vidieť aj u suchých preparátov. Zo všetkých vyskúšaných metód zameraných na identifikáciu konečných produktov bola úspešná iba rtg. analýza, a to analýza špeciálne upraveného produktu. V analyzovaných produktoch sa totiž vedľa seba vyskytovali jednak veľmi dobre vykryštalizovaný pôvodný kalcit alebo iný karbonát a nedokonale vykryštalizované umelé minerály. Na rtg. snímkach uvedených zmesí sa objavovala iba jedna, maximálne dve intenzívnejšie čiary vzniklých kysličníkov Fe, kým čiary karbonátov svojou intenzitou znemožňovali dlhšie expozície. Z tohto dôvodu bol nezreagovaný kalcit odstránený rozpúšťaním v 5 %-nej kyseline octovej pri izbovej teplote. Avšak i pri opatrnom postupe sa zmes pôvodného karbonátu a vzniklých kysličníkov Fe, vytvorených pri teplote 20 a 50 °C, úplne rozpustila a ich presná identifikácia bola znemožnená. Vznik nových kysličníkov, resp. hydratovaných kysličníkov Fe i pri týchto teplotách potvrdzuje však jednak hnedé sfarbenie suspendovanej zrazeniny, jednak kvantitatívne vyžrážanie Fe z roztoku, čo potvrdila kvalitatívna analýza číreho roztoku nad zrazeninou.

Röntgenometricky mohli sa preto analyzovať nové produkty, ktoré vznikli až pri teplote 75 a 100 °C. Debye-Scherrerovou metódou bol zistený goethit a hematit. Analýza sa uskutočnila za týchto podmienok: Prístroj Mikrometa, priemer komôrky 57,3 mm, priemer clony 1 mm, žiarenie $\text{FeK } \alpha$, filter Mn, napätie 24 kV,

intenzita 22 mA, expozičná doba 15 hodín. Analyzovaná vzorka bola nalepená celulooidovým lakom na sklenenom vlásku a pri expozícii bola otáčaná. Prehľad zistených hodnôt podáva tabuľka 1. Intenzity jednotlivých čiar na každej snímke boli navzájom zrovnávané a odhadované vizuálne.

Podľa údajov tabuľky vyskytli sa na debyegramoch produktov iba čiary goethitu a hematitu. Vzájomné porovnanie intenzít čiar na snímkach neposkytuje však správny obraz o charaktere produktov, ktoré vznikli pri teplote 75 a 100 °C. Snímka zhotovená z produktov pripravených pri teplote 75 °C má o viac ako polovicu slabšie čiary ako snímka produktov pripravených pri teplote 100 °C. Okrem toho tu chýbajú niektoré čiary s najvyššími, a najmä s najnižšími *d*-hodnotami. Súvisí to zrejme s dokonalosťou kryštálovej štruktúry nových produktov. Produkty pripravené pri 100 °C (aspoň hematitový podiel) majú už temer dokonalú štruktúru a chýbajú už len najslabšie čiary, ohodnotené u zrovnávacieho materiálu indexom 1.

Tab. 1. Röntgenografická identifikácia syntetického goethitu a hematitu

Čís.	Namerané hodnoty				Tabuľkové hodnoty Rooksby, 1951			
	zrážané pri 75 °C		zrážané pri 100 °C		goethit		hematit	
	I	d kX	I	d kX	I	d kX	I	d kX
1	—	—	2	4,1	10	4,15	—	—
2	—	—	4	3,67	—	—	7	3,67
3	10	2,69	10	2,69	6	2,674	10	2,689
4	6	2,51	8	2,51	—	—	8	2,508
5	5	2,43	5	2,43	7	2,433	—	—
6	5	2,20	6	2,20	4	2,237	7	2,198
7	—	—	—	—	4	2,175	1	2,067
8	5	1,837	7	1,838	—	—	7	1,833
9	8	1,698	8	1,692	6	1,709	8	1,688
10	—	—	—	—	—	—	1	1,631
11	—	—	3	1,599	—	—	4	1,593
12	2	1,565	2	1,563	4	1,554	—	—
13	1	1,512	1	1,507	3	1,500	—	—
14	4	1,484	5	1,484	—	—	7	1,481
15	6	1,451	6	1,450	—	—	8	1,448
16	—	—	2	1,348	—	—	2	1,345
17	—	—	4	1,312	—	—	4	1,306
18	—	—	3	1,257	—	—	3	1,253
19	—	—	—	—	—	—	1	1,222
20	—	—	—	—	—	—	1	1,203
21	—	—	3	1,190	—	—	3	1,185
22	—	—	—	—	—	—	3	1,158
23	—	—	3	1,140	—	—	4	1,135
24	—	—	4	1,102	—	—	4	1,098
25	—	—	5	1,055	—	—	5	1,051

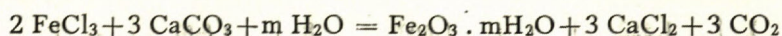
Ako už bolo povedané, nepodarilo sa v neupravenej zmesi konečných produktov, pozostávajúcej z kalcitu a kysličníkov Fe, zistiť okrem dvoch najsilnejších čiar ďalšie samostatné čiary novovzniknutých zlúčenín. U produktov pripravených

pri teplote 20 a 50 °C sa nepodarilo zistiť ani tieto 2 čiary; preto sa nedá jednoznačne rozhodnúť, aké produkty pri vzájomnej reakcii chloridu železitého a kalcitu pri tejto teplote vznikajú. Najskôr to bude goethit s veľmi nedokonalou štruktúrou, poprípade ešte amorfný. Amorfný charakter produktov potvrdila aj elektróno-mikroskopická snímka, podľa ktorej tieto produkty predstavujú nepravidelne obmedzené agregáty, kým u produktov pripravených pri vyšších teplotách sa objavujú agregáty s náznakom kryštalonomického obmedzenia na okraji agregátov. Pri použití magnezitu a dolomitu ako zrážadla získal som obdobné výsledky ako v prípade kalcitu. Siderit ako zrážadlo chloridu železitého vôbec nepôsobil; jeho suspenzia v roztoku chloridu železitého sa sfarbila iba trochu do hnedá.

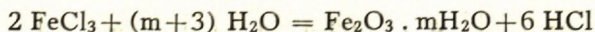
Zaujímavý výsledok priniesol ďalší experiment. V predošlej práci (J. B a b č a n 1959) som okrem iného uviedol, že magnetit vznikal i dodatočným pridaním roztoku chloridu železitého k suspendovanej zmesi hydratovaných oxydických zlúčenín železa a kalcitu. Pokúsil som sa preto pripraviť magnetit analogickým spôsobom pri použití prirodzených minerálov Fe ako východných zlúčenín. Pokus o nízkoteplotnú syntézu magnetitu zahrievaním suspenzie prirodzeného hematitu (lokalita Borka) a kalcitu v roztoku chloridu železnatého za neprístupu vzduchu bol neúspešný. Úspešne však skončil pokus o prípravu magnetitu, ovšem pri použití prirodzeného goethitu, získaného z tzv. limonitizovaného sideritu (Železník). Vznikla čierna silne magnetická zrazenina, ktorá svojimi vlastnosťami odpovedala magnetitu pripravenému inými spôsobmi.

Zhodnotenie výsledkov

Vznik kysličníkov a hydratovaných kysličníkov Fe vzájomnou reakciou roztoku chloridu železitého a kalcitu, prípadne i iných uhličitanov, možno schematicky vyjadriť rovnicou:



Skutočná reakcia prebieha však ďaleko zložitejším spôsobom a karbonát sa pravdepodobne priamej reakcie s chloridom železitým neúčastní. Uhličitaný alkalickej zemín (kalcit, dolomit, magnezit) spočiatku neutralizujú voľnú kyselinu soľnú, ktorá stabilizuje vodný roztok chloridu železitého. Po neutralizácii HCl, t. j. po zvýšení pH roztoku, nastáva hydrolyza chloridu železitého, ktorá vedie k vzniku hydratovaného oxydu železitého (reakcia č. 2):



Uvoľnený HCl reaguje s ďalšími podielmi karbonátu a reakcia pokračuje až do úplného vyčerpania chloridu železitého a k jeho premene na goethit a hematit.

Problémom prípravy kysličníkov Fe z rozpustných železitých zlúčenín a alkalickej hydroxydov a čpavku sa podrobne zaoberal U. S c h w e r t m a n n (1959).

Niektoré naše závery získané pri štúdiu systému chlorid železitý — karbonáty sa zhodujú s poznatkami tohto autora, získanými pri štúdiu systému chlorid železitý — alkalické hydroxydy (čpavok). Aj Schwertmann získaval priamym zrážaním rozpustných železitých zlúčenín hydroxydom najprv röntgenoamorfné zlúčeniny, ktoré až starnutím prechádzali na α — FeOOH (goethit) a α — Fe₂O₃ (hematit). Proces premeny amorfnej zrazeniny na kryštalické formy je veľmi zložitý a závisí podľa Schwertmanna od pH, teploty a času. Pretože pri zrážaní hydroxydických zlúčenín Fe karbonátmi sa pH prostredia prakticky nemení, môžeme v tomto prípade pripísať rozhodujúci vplyv teploty a času, ktoré majú práve najväčší geologický význam, overený aj laboratórne. S predĺžením času klesá nutnosť zvýšenia teploty pre premenu amorfných foriem hydroxydických zlúčenín Fe na kryštalické.

Získané výsledky možno aplikovať na vznik hematitu (spekularitu) v horninách skarnového typu, kde došlo k zatlačaniu pôvodných uhličitanových hornín zlúčeninami Fe, ktoré prestupujú horninu. Experimenty tiež ukázali, že k reakciám zlúčenín Fe a karbonátov môže dôjsť i za pomerne nízkych teplôt. Zvýšené teploty reakcie uľahčujú a urýchľujú, najmä kryštalizáciu a kryštalografické premeny vzniknutých produktov. Z doterajšieho výskumu vyplýva, že proces metasomatického zatlačovania karbonátov inými minerálmi predpokladá prínos kyslých pravých alebo koloidných roztokov. Vzájomnou reakciou karbonátov a kyseliny v roztoku sa znižuje pH roztoku a okrem toho vznikne priestor, do ktorého sa môže nový minerál ukladať.

Metasomatické ložiská magnetitu v uhličitanových horninách majú niekedy zreteľné znaky tzv. „mušketovitizácie“ t. j. premeny pôvodných oxydických zlúčenín Fe³⁺ (goethitu, hematitu) na magnetit. Tento proces môže vysvetliť hore spomínaný experiment o pôsobení roztoku chloridu železnateho na prirodzený minerál-goethit v uhličitanovom prostredí. Dá sa predpokladať, i keď to nie je ešte experimentálne potvrdené, že za určitých podmienok môže k mušketovitizácii dôjsť i pri pôsobení zlúčenín Fe²⁺ na hematit v karbonátovom prostredí. Rozhodujúcim činiteľom je tu však uhličitanové prostredie, vyvolávajúce alkalickú reakciu.

Z á v e r

V práci je popísaná nízkoteplotná príprava goethitu a hematitu zrážaním roztoku chloridu železitého karbonátmi. Pri tomto štúdiu sa zistilo, že obidva minerály možno vyzrážať z roztoku obsahujúceho Fe zlúčeniny kalcitom, magnezitom alebo dolomitom. Amorfné hydratované zlúčeniny Fe vznikajú už pri izbovej teplote, kryštalické modifikácie boli bezpečne zistené pri teplote 75 °C. So vzrastajúcou teplotou rastie podiel hematitu v zrazenine. Pôsobením roztoku chloridu železnateho na prirodzený minerál goethit v suspenzii s kalcitom vznikol minerál magnetit. Tento pokus môže vysvetliť prirodzený pochod nazývaný „mušketovitizácia“

cia". V súlade s dosiahnutými výsledkami možno predpokladať vznik hematitu (spekularitu) v rudách skarnového typu i pri pomerne nízkych teplotách.

Lektoroval dr. J. Kantor.

Ústav nerastných surovín,
Kutná Hora

LITERATÚRA

[1] Babčan J., 1959: Nizkoteplotní syntéza magnetitu z uhlíčanového prostředí. Acta Univ. Carolinae, Praha. — [2] Kuhara M., 1925., Experiments on the hydrothermal precipitation of magnetite and hematite. Japan. Journ. of Geol. Geogr. 14, (cit. podľa H. Schneiderhöhna, 1927). — [3] Rooksby H. P., 1951: Okisly i gidrookisly aluminia i železa. Rentgenovskije metody opredelenia i kristalličeskoje strojenie mineralov glin. Ruský preklad, Izd. inostr. lit., Moskva, 1955. — [4] Schneiderhöhn H., 1927: N. Jb. Miner. Geol., Paleont., Abt. A, II. Bd., p. 50—51. Referát o práci M. Kuhary 1925. — [5] Sénarmont H. D., 1850: Ann. Chim. Phys., 30, p. 145. In Gmelins Handbuch d. anorg. Chemie, Eisen, Teil B, Berlin, 1932. — [6] Schwertmann U., 1959: Über die Synthese definierter Eisenoxyde unter verschiedenen Bedingungen. Z. d. anorg. allg. Chemie, 298, Berlin. — [7] Vinogradov A. P., Doncová E. I. 1952: Izotopnyj sostav kisloroda mineralov skarnovogo proischoždenia. Dokl. AN SSSR, 85, Moskva.

JÁN BABČAN

NIEDERTEMPERATURSYNTHESE VON GOETHIT UND HAEMATIT AUS KARBONATISCHEM MEDIUM

In der Arbeit ist die Niedertemperaturvorbereitung von Goethit und Haematit beschrieben. Sie waren durch die Fällung von Eisen-(III)-Chloridlösungen mit Karbonaten synthetisiert. Bei diesem Studium war festgestellt:

1. Goethit und Haematit kann man aus Lösungen, die Eisen-(III)-Zusammensetzungen enthalten, mit Kalzit, Magnesit oder Dolomit ausfallen lassen.
2. Die amorphen hydratisierten Eisenzusammensetzungen entstehen schon bei Zimmertemperatur, die kristallinen Modifikationen wurden sicher bei Temperatur von 75 °C festgestellt.
3. Mit steigender Temperatur steigt der Anteil von Haematit in der Niederschlag an.
4. Durch die Wirkung von Eisen-(II)-Chloridlösungen auf die Suspension aus natürlichem Goethit und Kalzit entsteht Mineral Magnetit. Dieser Versuch kann den natürlichen Prozess, sogenannte „Muschketovitisierung“ erklären.

Die, in dieser Arbeit beschriebenen Resultate zeigen die Möglichkeit der Haematitentstehung in „Skarnen“ schon bei relativ niedrigen Temperaturen.

Institut für mineralische Rohstoffe
Kutná Hora

MILAN MOŘKOVSKÝ — LUBOR SVOBODA

PŘÍSPĚVEK K ŘEŠENÍ VZTAHŮ ORGANICKÉ HMOTY K LITOLOGII A BARVĚ NEOGENNÍCH SEDIMENTŮ V PODUNAJSKÉ NÍŽINĚ

Vlivem organické hmoty na barvu sedimentu se zabývala řada autorů, jejichž názory však nejsou zcela jednotné. Na základě zpracování vzorků, získaných při vrtném průzkumu v neogénu trnavského zálivu Podunajské nížiny, byly zjištěny některé poznatky o vzájemném vztahu litologie, barevného odstínu a obsahu organické hmoty. V našem zpracování jsme blíže sledovali jak přímé fyzikální ovlivnění sedimentů organickou hmotou (Patnode 1941 a j.), tak i redukční vliv organické hmoty na barvu sedimentu (Tomlinson 1916; Pustovalov 1940; Klenová 1948; Twenhofel 1950; Dančev 1957).

Patnode (1941) sleduje celkovou závislost barvy sedimentu na množství organické hmoty a zjišťuje, že světle zbarvené sedimenty mají nižší obsah organické hmoty, než sedimenty tmavších odstínů. Rovněž Chabakov (1954) uvažuje pouze o přímém působení organické hmoty jako tmavého pigmentu. Zelenou barvu sedimentu spojuje v souvislost s přítomností glaukonitu a jiných jemně rozptýlených zelených minerálů, jež obvykle jsou tvořeny sloučeninami Fe^{2+} . Podobný názor zastává Twenhofel (1950), který se však zmiňuje o redukčním působení organické hmoty na sloučeniny dvojmocného Fe obsaženého v sedimentu.

Švecov (1948) se domnívá, že příčina vzniku zelených barev není zcela jasná. Domnívá se, že objevení se zelených poloh v červených, je zřejmě způsobeno odnosem červených oksyložených částí, takže převládá zelený barevný tón. Naproti tomu Dančev (1957) zastává opačný názor a na příkladu červených permských pískovců dokládá intenzivní vliv redukce organickou hmotou na barvu sedimentu. V blízkosti uhelných zbytků pozoruje totiž přechod červených barev sedimentů do zelených.

Ze studií, týkajících se vlivu organické hmoty na barvu sedimentu jsou nejúplnější, zejména co se týče množství zpracovávaného materiálu, práce Tomlinsona (1916) a dále Klenové (1948). Tito autoři sledují vztah zelených barev k obsahu Fe^{2+} rozptýleného v recentních sedimentech a experimentálně

zjišťují, že stupeň oxysličení železa přímo závisí na množství organické hmoty. Při zvyšování obsahu organické hmoty se zmenšuje poměr Fe^{3+}/Fe^{2+} , který K l e n o v a (1948) nazývá oxidačně — redukčním koeficientem a současně uvádí jeho hodnoty pro různé barevné odstíny. V její práci je uveden rovněž graf, ve kterém jsou vyneseny 3 koncentrační křivky a to: a) obsahu organického uhlíku, b) poměru Fe^{3+}/Fe^{2+} ; c) množství fauny. Z grafu je patrný souhlasný průběh křivek (a) a (b) a jim do detailu odpovídající protichůdný průběh křivky (c).

Rovněž tak P u s t o v a l o v (1940) v obsáhlé kapitole se zabývá fyzikálně chemickými pochody zejména v zóně vzniku sedimentů, kde se oxidační a redukční procesy projevují nejvýrazněji. Poukazuje všeobecně na redukční vliv organické hmoty na kysličníky železa a upozorňuje na vznikající změny v barevných odstínech sedimentů.

Metodika vlastního zpracování

Poněvadž šlo hlavně o zjištění základního relativního vztahu mezi různými obsahy organické hmoty a barvami sedimentů, opomíjíme záměrně faktory druhotně ovlivňující zjištěná množství organické hmoty v pohřbeném sedimentu (nerozpuštěné humáty, zkrácená doba chloroformové extrakce bitumenů).

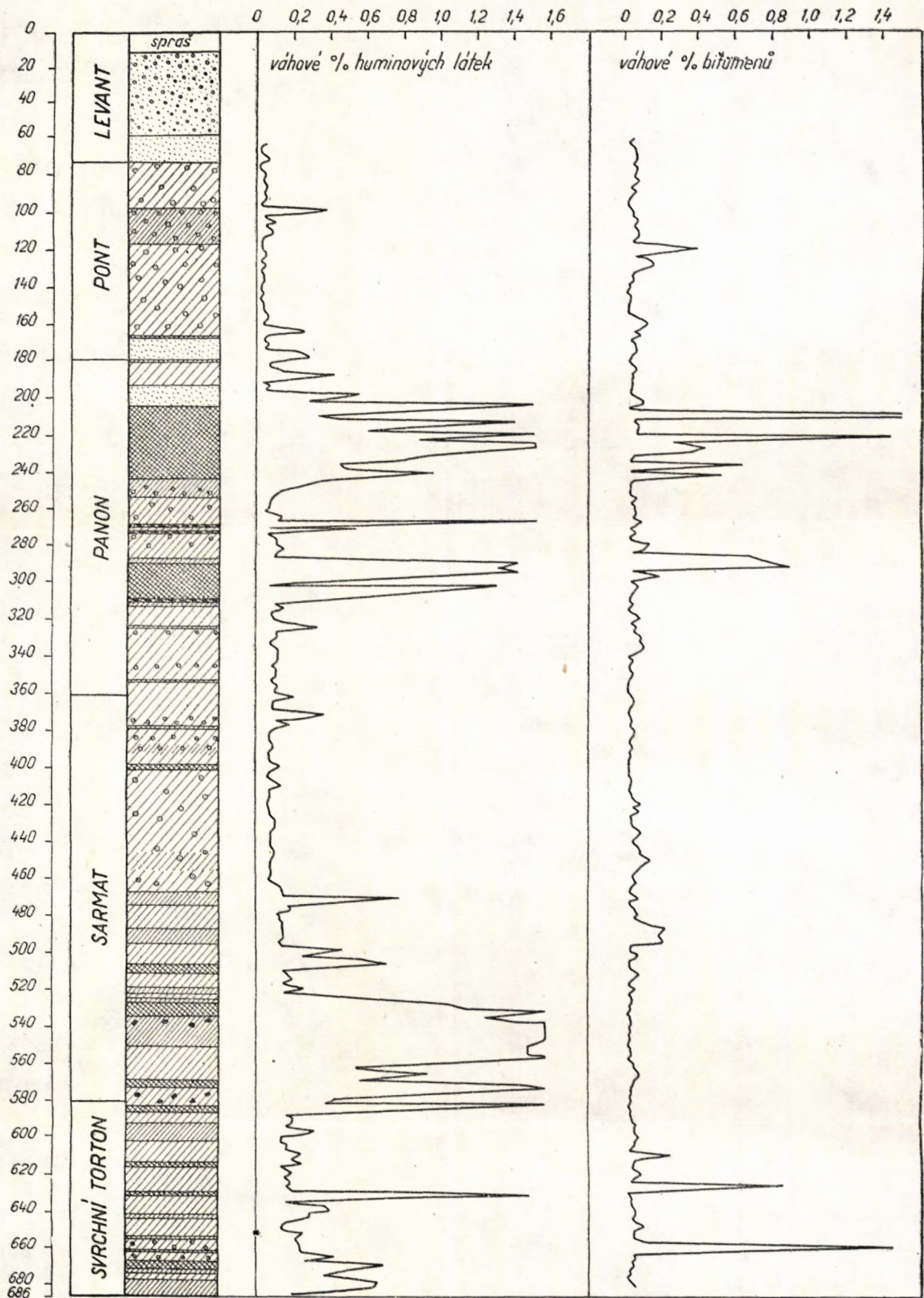
Ve všech případech zpracování vzorků byly zachovány stejné podmínky odběru, homogenisace a vlastního chemického zpracování. K určení oxidačně redukčního koeficientu Fe^{3+}/Fe^{2+} byl zjišťován obsah dvojmocného a trojmocného železa se zřetelem k minimálnímu ovlivnění kvantitativnosti obou oxidačních stupňů drcením a přítomností organických látek (2).

a) O d b ě r v z o r k ů. Vzorky hornin, odebrané po 2,5 m, při výrazných litologických změnách i menších intervalech, byly přepravovány ke zpracování ve speciálních vzorkovnicích s víkem.

b) S t a n o v e n í h u m i n o v ý c h l á t e k. Huminové látky byly určovány extrakčně kolorimetrickou metodou zavedenou R a š í n e m (1954). Vzorky hornin byly sušeny při 60 °C po dobu pěti hodin, drceny a homogenisovány sítem o \varnothing ok 0,09 mm. Extrakce 5 g vzorku byla prováděna za varu 30 ml 5 % hydroxydu sodného po dobu 30 minut pod zpětným chladičem. Po filtraci alkalického extraktu byl kolometricky stanoven obsah huminových látek a váhové % zjištěno dle empiricky sestrojené kalibrační křivky.

c) S t a n o v e n í b i t u m i n o s n í c h l á t e k. Obsah bitumenů byl určován metodou extračně gravimetrickou. K horké chloroformové extrakci v Soxhletově přístroji bylo použito 10 g homogenisovaného vzorku v extrakčních patronách a 300 ml chloroformu. Po dvou hodinách extrakce byl obsah bituminosních látek po oddestilování chloroformu a vysušení zbytku při 60 °C po dobu 1 hod. stanoven vážkově. Optimální podmínky rychlometody (použité původně pro geochemický strukturální průzkum) — poměr horniny, extrakčního roztoku, doba extrakce, sušení — byly experimentálně zjištěny laboratorními zkouškami.

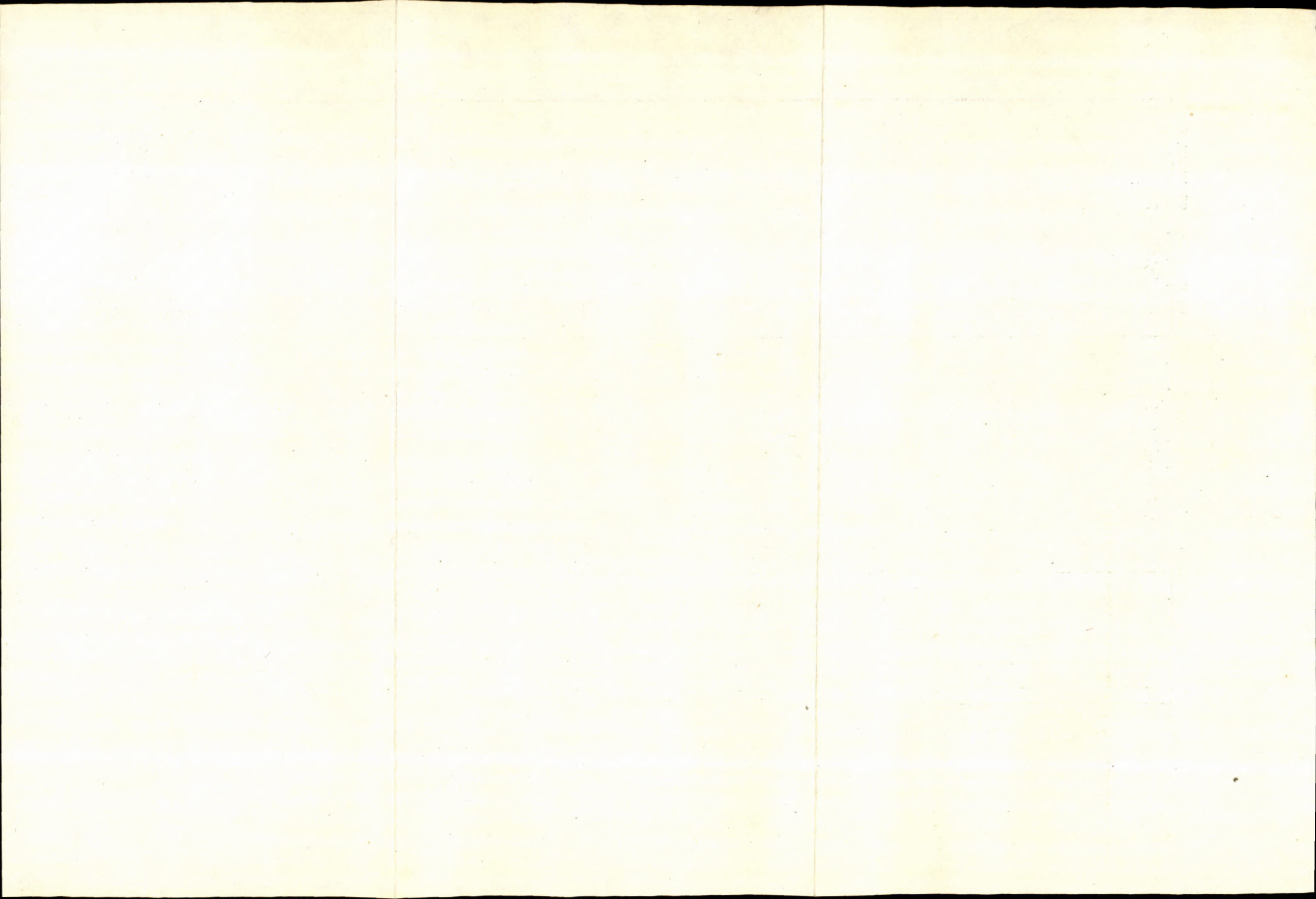
Stratigraficko-litologický profil



- | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|
| 1 | | 3 | | 5 | | 7 | | 9 | |
| 2 | | 4 | | 6 | | 8 | | | |

1 — světle zelené jíly a vápnité jíly, 2 — světle zelené jíly a vápnité jíly pestře zbarvené oxidy Fe⁺⁺⁺, 3 — světle zelené až tmavěji zelené jíly a vápnité jíly, 4 — tmavěji světle zelené jíly a vápnité jíly, 5 — šedé

nazelenalé, zelenavě šedé, místy i nahnědlé jíly a vápnité jíly, 6 — šedé až tmavě šedé jíly, 7 — zuhelnatělé rostlinné zbytky, 8 — jemně až hrubě zrnité písky, 9 — štěrky.



*Obsah jednotlivých složek organické hmoty a jejich vztah k litologii, zejména
barvám sedimentů v jednotlivých neogenních stupních*

Svrchní pliocén — levant (10—70) podrobně zpracovávaným vrtem byl zjištěn ve vývoji šterkopísků. V pelitickém vývoji zastiženém jinými vrstbami, je tvořen převážně světle šedými, velmi často i aleuritickými jíly. Obsahy huminových látek i bitumenů jsou zde nepatrné, nižší než 0,05 % váhových.

Spodní pliocén — pont (70—178 m) je tvořen souvrstvím pestrých, t. j. rezavě žlutě a hnědě skvrnitých jílu a vápnitých jílu se základním světlezeleným barevným odstínem. Z uvedeného popisu je zřejmo, že se jedná o sedimenty ukládané v zóně chemického zvětrávání, dle Friedla (in Wieseneder 1952) do hloubky 100 m. Polohy jílu s uhelnou substancí jsou vyvinuty pouze zřídka.

Skutečný zjištěný obsah zachované organické hmoty je průměrně od 0,1 %. Obě sledované složky t. j. huminové látky i bitumeny se na tomto množství podílejí zhruba stejným poměrem. Menší pozitivní výchylky obsahů huminových kyselin jsou vázány na obzory tmavších jílu. Anomalie bitumenů, dosahující hodnot 0,4 % v intervalech 120—127 m, jsou protichůdné obsahům huminových látek — odpovídají jejich minimům.

Spodní pliocén — pannon (178—360 m). Zde jsou vyvinuty oproti pontu nápadně tmavě nazelenalé, někdy až tmavošedé a černé jíly. Objevují se hlavně v nejvyšší části ekvivalentu t. zv. uhelné serie vnitroalpské pánve a dále pak v hlubších částech pannonu. Obsah organické hmoty je zde oproti pontu značně vyšší, mimo basální části, kde se mu přibližuje. Průměrný obsah organické hmoty je 0,53 %, z čehož tvoří 0,39 % huminové kyseliny a 0,14 % bitumeny. Střední a basální část pannonu zastupují pestré vrstvy, litologicky velmi podobné pestrým jílu pontu. Celkové množství organické hmoty dosahuje vysoké hodnoty ve svrchní části pannonu v intervalu 202—242 m, s průměrným obsahem 1,93 %, z čehož bitumen tvoří 0,48 % a huminové látky 1,45 % vah. Obdobné poměry byly zjištěny u komplexu v hloubce 285—300 m. Poměr bitumenů k celkové organické hmotě je zde více posunut ve prospěch huminových látek. Základní barevný odstín sedimentů je šedý, nazelenalý. Stanovením oxidačně redukčního koeficientu (9) jsme zjistili hodnotu $Fe^{III}/Fe^{II} = 0,65$, což je ve shodě s údajem, jenž udává Klenová (1948) pro „zelenovato seryje ily“. Tyto jíly představují sedimenty jen velmi málo pohybovaných vod s nevětraným dnem; v tomto prostředí po uložení organického materiálu existovaly příhodné podmínky pro jeho zachování.

Svrchní miocén — sarmat (360—582 m). Zde pozorujeme jak ve vývoji barev sedimentů, tak i v obsahu zachované organické hmoty poměry obdobné. Nejvyšší část se vyznačuje opět sedimentací pestrých jílu a vápnitých jílu se základním, světle zeleným barevným odstínem. Rovněž tak obsahy huminových

látek i bitumenů ve svrchní a střední části odpovídají poměrům v pontu. Pouze v hlubších částech — ekvivalentu mikropaleontologicky neprůkazné zony s *Elphidium hauerinum*, dochází ke zvyšování obsahů jak huminových látek, tak i bitumenů; hodnoty jsou však stále nízké, pouze 2× vyšší než v nejvyšším, pestrém sarmatu.

Nejhlubší část — zona s *Elphidium crispum* — *Elphidium reginum* je v typickém vývoji budována převážně šedými, nazelenalými a světle nazelenalými vápnitými jíly, u nichž obsah huminových látek přesahuje hodnoty zjištěné v pannonských šedých, nazelenalých vápnitých jílech. Obsah bitumenů je však značně nižší a odpovídá obsahům zjištěným ve svrchní části sarmatu.

Střední miocén — svrchní torton (582—686 m) litologicky je tvořen vápnitými jíly převážně šedých nazelenalých a světle nazelenalých barevných odstínů. Obsah organické hmoty je zde nižší než v nejhlubším sarmatu, průměrně 0,34 %. Z tohoto množství podíl 0,26 % připadá na huminové látky a 0,08 % jsou zde zastoupeny bitumeny. Nápadné zvýšení pozorujeme u horizontu v hloubce 630—634 m, kde obsah organické hmoty dosahuje 2,25 %, z toho činí 1,4 % huminové látky a 0,85 % bitumeny.

Zajímavá je situace u koncentrační křivky bitumenů. Zde u horizontu v hl. 611—616 m a dále v hl. 628—632 m, zejména však v hl. 660—666 m se jejich obsahy oproti huminovým látkám enormně zvyšují, až u posledního dosahují 1,419 % váhových. Z nesouhlasu možno usuzovat na druhotné obohacení sedimentu migrujícími uhlovodíky. Na tuto možnost nasvědčuje rovněž ta okolnost, že zvýšené obsahy bitumenů při nízkých obsazích huminových látek byly zjištěny u písčitéjších obzorů, t. j. tam, kde je migrace uhlovodíků značně usnadněna.

Souhrn

Všimneme-li si blíže vertikálního rozšíření tmavších barevných odstínů v profilu vrtu, pozorujeme, že tyto horizonty odpovídají vždy zvýšeným obsahům organické hmoty. Řada autorů dříve uvažovala pouze o přímém ovlivnění barvy sedimentu organickou hmotou (Patnode 1941; Chabakov 1954) v tom smyslu, že podle množství zachované organické hmoty dochází ke zbarvení od slabě nažloutlého až k černohnědému odstínu.

V době sedimentace těchto obzorů existoval značný přínos organického materiálu, současně však existovaly podmínky zabraňující jeho dalšímu rozkladu (prostředí nepohybovaných vod, rychlé pohřbení). U polobrakických až sladkých vod pannonu a pontu — období jezerní sedimentace — se ponejvíce uplatňovala podmínka první. V dalším se pak uplatňuje zpětně redukční účinek organické hmoty na okolní sediment, kdy jejím vzrůstajícím obsahem vznikají hojnější tmavší (zelené) sloučeniny Fe^{2+} . Naopak světlé barevné odstíny, zejména jsou-li pestrě zbarveny oxydy Fe^{3+} , odpovídají vždy výrazným minimům organické hmo-

ty. Indikují tak oxidační prostředí, ve kterém je sediment uložen, anebo jež vzniklo v důsledku dalšího geologického vývoje sedimentačního prostoru.

Barva sedimentů je tedy mimo původního zbarvení podmíněna hlavně obsahem sedimentačního prostředí. Čím je vyšší obsah organické hmoty rozptýlené v sedimentu, tím silnější redukční účinek a tím hojnější vznik převážně zelených sloučenin Fe^{2+} , zbarvujících sediment.

Zásadně se potvrdily názory L. V. Pustovalova (1940), W. H. Twenhofela (1950), V. J. Dančeva (1957), zejména však C. W. Tomlinsona (1916) a M. V. Klenové (1948). Provedené analýzy a hodnocení dále ukázaly, že pro sekundární barevný odstín sedimentů, t. j. odstín vznikající v uložené hornině, je určujícím obsah huminových látek.

Lektoroval inž. B. Číčel.

*Československé naftové doly,
závod geofyziky Brno a ústřední laboratoře Hodonín*

LITERATURA

- [1] Dančev V. J., 1957: Cvet osadočných porod i príčiny jeho opredelajuščeje — in Metody izučeniya osadočnych porod, díl I, str. 51, Moskva. [2] Hillebrant F. W., 1958: Vybrané metody anorganické analýzy, SNTL, Praha. — [3] Chabakov A. V., 1954: Metodičeskoje rukovodstvo po geologičeskoj sjomke i poiskam, Gosgeoltechizdat. — [4] Klenova M. V., 1948: Geologija morja, Moskva. — [5] Patnode H. W., 1941: Relation of organic matter to color of sedimentary rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., p. 1921. — [6] Pustovalov L. V., 1940: Petrografija osadočnych porod. — [7] Rašín P., 1954: Výzkum barevných reakcí, archiv ČND Hodonín. — [8] Švecov M. S., 1948: Petrografija osadočnych porod, Gosgeolizdat. — [9] Tomlinson C. W., 1916. The origin of red beds, Jour. Geol., 24. — [10] Twenhofel W. H., 1950: Principles of sedimentation, New York. — [11] Wiesener H., 1952: Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt Wien.

MILAN MOŘKOVSKÝ — LUBOR SVOBODA

ÜBER DIE BEZIEHUNG DER ORGANISCHEN MASSE ZUR LITHOLOGIE UND FARBE DER NEOGENEN SEDIMENTE VON PODUNAJSKÁ NÍŽINA (DONAUTIEFEBENE)

Während der lithologischen Studien neogener Ablagerungen verfolgten wir auch deren Hauptkomponenten der organischen Substanz, und zwar Bitumen und Huminstoffe.

Man konnte dabei feststellen, dass in den dunkler gefärbten Schichten wesentlich höherer Gehalt von organischen Massen (überwiegend der Huminstoffe) zu verzeichnen ist als in den helleren. Die dunkleren Ablagerungen sind entweder bräunlich — es kommt dabei zur direkten physikalischen Beeinflussung, Färbung durch verkohlte Pflanzenreste (siehe Patnode u. anderen), oder — und zwar meistens — handelt es sich um grünliche Schattierung, hervorgerufen durch Fe^{2+} . Während der Ablagerung dieser Schichten kam es offensichtlich zur Zufuhr des zerstreuten organischen Materials und zwar unter den Bedingungen, die seine weitere Zersetzung

nicht ermöglichten. Solche Bedingungen herrschen im Milieu der statischen Wässer und beim raschen Begraben der organischen Masse. Später kommt dann zur rückwertigen Beeinflussung der umliegenden Sedimente, wodurch meistens grüne Fe²⁺ — Zusammensetzungen entstehen.

Die Farbe der Sedimente ist also durch den Inhalt der gleichzeitig abgesetzten organischen Masse, wie auch durch den Zustand des Ablagerungsmilieu beeinflusst (L. V. Pustovalov, W. H. Twenhofel, V. J. Dantschev und vor allem C. W. Tomlinson und M. V. Klenova).

MILADA HORÁKOVÁ

VÝSLEDKY SEDIMENTÁRNĚ-PETROGRAFICKÉ ANALÝZY Z OBLASTI SOLNÉHO LOŽISKA U MICHALOVČŮ

Úvod

Práce podává výsledky sedimentárně petrografické analýzy, které mají přispět k vykreslení fyzikálně chemických podmínek v průběhu tortonské sedimentace v severní části východoslovenské neogenní pánve. Otázky stratigrafické v této oblasti již vyřešila paleontologie. Po stránce litologické a petrografické jde o sedimenty velmi monotonní, přéplavené převážně z flyšových hornin. Pomocí různých analyz — zjištění obsahu uhličitánové složky, chloridu sodného, DTA, spektrálních, granulometrických, mikroskopického studia struktur a obsahu těžkých minerálů — se potvrzují hranice jednotlivých geologických horizontů, vytyčených mikropaleontology a dále získáváme obraz o sedimentačních podmínkách v příbřežní oblasti v jednotlivých stupních středního a vrchního mořského tortonu.

Vrty, které byly zpracovány, provedl Geologický prieskum, n. p. Turč. Teplice (nyní Žilina) a daná oblast byla zkoumána hlavně za účelem přesného vymezení ložiska kamenné soli. Proto se i tato práce týká velmi úzké oblasti. Všechny analýzy byly zhotoveny v laboratořích Geologického průzkumu T. Teplice. Na tomto místě děkuji všem pracovníkům laboratoří, kteří na daném problému pracovali a inž. J. Slávikovi a dr. V. Gašparíkové za rady a připomínky.

Zkoumané území se nachází severně od města Michalovce v obce Zbudza. Vrty jsou umístěny v blízkém okolí obce Zbudza; širší oblast ložiska je součástí Potisské nížiny a protéká jí řeka Laborec. Na SV je ohraničená Krivoštianským pohořím, na SZ skupinou Klakočiny u Brekova a na západě pahorkatinou Hrabovecko-trhčovišťskou. Oblast sama je budována aluviem řeky Laborce a jeho přítoků. (Janáček 1960).

Starší průzkumné práce uvádí Janáček (1958 a 1959), proto se o nich nebudu obšírněji zmiňovat. Nejnovější poznatky o zkoumaném území přináší práce J. Janáčka, který na podkladě zpracovaných vrtů podle výsledků mikro-

paleontologických (M. Kudláčkové) upřesnil stratigrafická a tektonická data celé východoslovenské pánve.

J. Janáček uvádí stratigrafii následovně: podložím tortonu je helvetská sedimentační pánev. Potom následuje spodní torton, po jehož usazení nastalo obnažení reliéfu a denudace. Nová transgrese přichází ve spodním tortonu. Po uložení spodní části svrchního mořského tortonu dochází k stagnaci až regresi moře. Do tohoto období klade J. Janáček vznik solné sedimentace. Po uložení soli následuje nová transgrese. Sedimentace střední části svrchního mořského tortonu je zakončena tektonickou činností. Dochází k obnažení povrchu a na velmi členitý starý povrch opět přichází nová záplava brakického tortonu. Po jeho usazení dochází k denudaci.

Vrty Geologického prieskumu Turčianské Teplice zpracovávala V. Gašparíková, která uvádí následující horizonty: pod asi 18-ti metrovou vrstvou aluvia se nachází mohutné souvrství svrchního mořského tortonu, který je rozdělen na horizonty: a) svrchní — zahrnuje zónu rotaliovou; b) střední — budovaný zcnami: bolivino-buliminovou a globigerino-globorotaliovou, v níž se nachází i solná série.

Toto členění je rozhodující i pro petrografické zhodnocení, protože fysikálně-chemické podmínky během sedimentace (hlavně obsah uhličitanu vápenatého) se přímo odrážejí na společenství mikrofosilií.

Vrchní část svrchního mořského tortonu je vlastně brakická. Je budována převážně šedými slinitými jíly, v horní části mastnými a rezavě skvrnitými. Písčité komponenty lokálně přibývá v závislosti na neustálených sedimentačních podmínkách. Převládá však pelitická složka nad psammitickou, jen velmi zřídka se objevují vrstvy šedých jemnozrnných pískovců. Lokálně se objevují vrstvy s prouhelněným materiálem. Textury jílu jsou většinou všesměrné, nebo jen s mírným náznakem vrstevnatosti, respektive laminace. Jíly mají po vysušení lupkovitou až střepinovitou odlučnost, pískovcové vložky jsou drobné. Na základě granulometrických analys se zjistilo, že materiál tohoto horizontu je buď středně vytríděný (koeficient vytrídění $S_0 = 1,58 \div 2,12$), nebo častěji nedostatečně ($S_0 > 2,12$). Procentuální obsah jednotlivých složek odpovídá: psammitické 5–16 %, aleuritické 29–37 %, pelitické 50–60 %; hodnota $Md = 0,008$ mm. Zvláštní postavení zaujímají vložky vulkanického materiálu — rhyolitových tufitů, které tvoří zřídka vložky hlavně v horní části brakického tortonu (zachyceny vrtem Zb-2). Přítomnost vulkanického materiálu — andesitů a rhyolitů byla jinde prokázána pouze mikroskopicky.

Střední část svrchního mořského tortonu zahrnuje zony: bolivino-buliminovou a globigerino-globorotaliovou. Sedimentace tohoto údobí spadá do oblasti neritické s výjimkou sedimentů „solné série“. Poněvadž některé oblasti byly vyzdviženy, nacházíme hranice střední a vrchní části svrchního mořského tortonu u různých vrtů v různé hloubce. Vrt Zb-1 začíná na př. zónou bolivino-buliminovou, u Zb-2 je tatáž zona v hloubce 150 m, u Zb-6 v 270 metrech. Materiál těchto horizontů se v podstatě neliší od předešlého. Převládá šedý slinitý jíl s aleuritickou příměsí, který lokálně obsahuje větší podíl písčité složky. Jeden až pět metrů mocná vrstva pískovců nad solnou serií má transgresivní charakter (dle Janáčka a 1960).

Jíly bývají nepravidelně vrstevnaté, nebo laminované, a to v zoně globigerino-globocrotaliové; jinak jsou bez vrstevnatosti. Směrem k ložisku soli se objevují konkrece vyloučeného anhydritu až 4 cm velké a vložky sádrovce. U laminovaných jílu se vzácně objevuje dobrá odlučnost; na plochách odlučnosti můžeme pozorovat nerovnosti, které podle mínění T. Korába jsou způsobené tlakem. Ložisko samotné je směrem od vrchu silně prokládáno jílovitými vložkami se shluky sádrovce. Střídají se větší anebo menší vrstvy čisté soli, která je často sekundární — vláknitá a od příměsí železa bývá oranžově zbarvená. Za střídajícími se proplátky jílu a soli následuje vrstva čisté krystalické soli, která dosahuje u různých vrtů různé mocnosti, s výjimkou Zb-22, který je negativní (zde je pouze souvrství, obsahující sádrovec, avšak k vylučování soli pro nižší koncentraci roztoku a hlubší moře nedošlo).

V podloží solné serie se nacházejí šedozelené jíly, někdy s výraznou laminací, které nesou stopy slabého tektonického namáhání. Objevují se mikrovrásky a rozpad podle nepravidelných tektonických ploch, které bývají oleštěny.

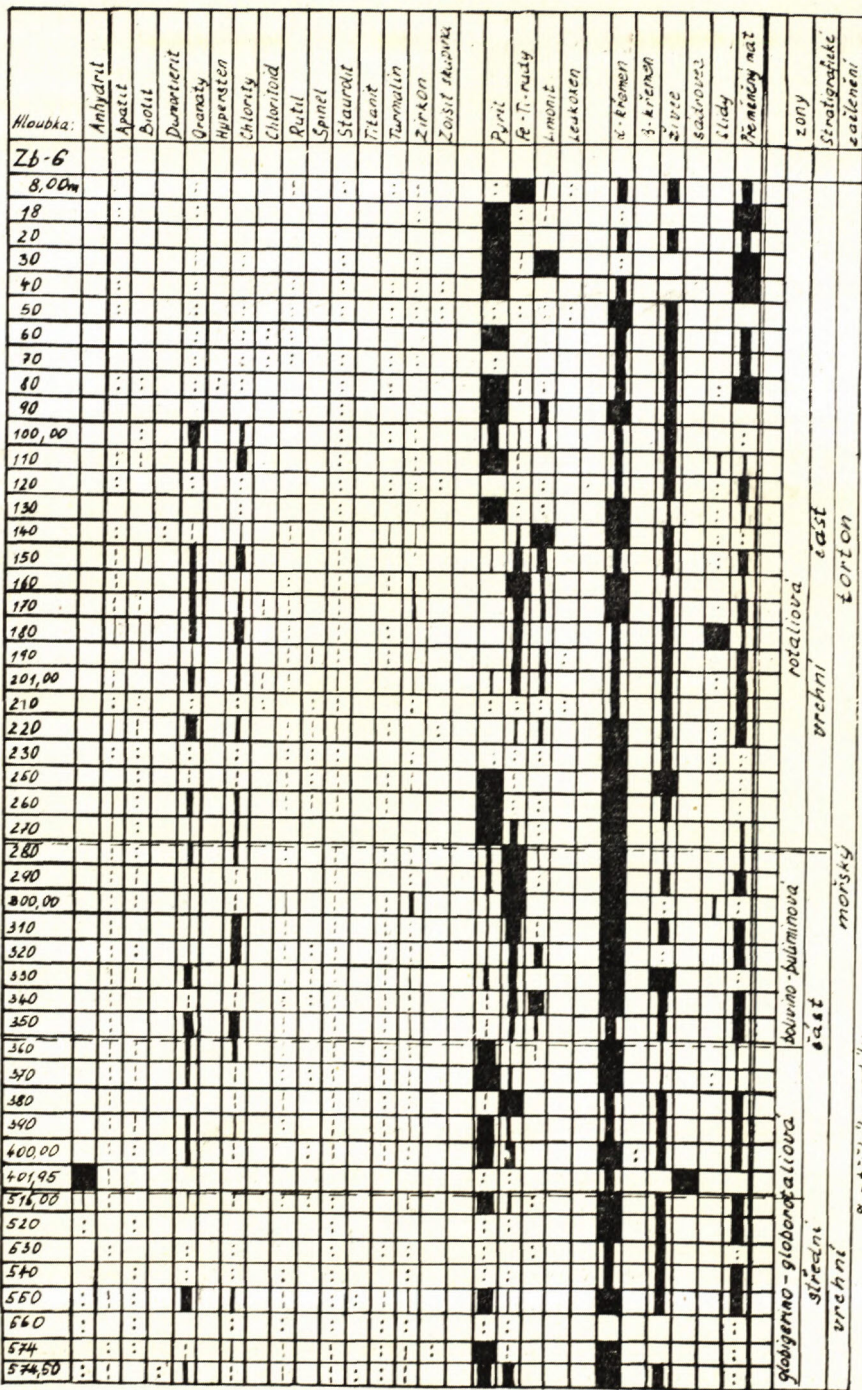
Granulometrické složení odpovídá přibližně 15 % psammitické složky, 30 % aleuritické složky a zbytek je tvořen komponentou pelitickou. Střední rozměr zrn $Md=0,008$ mm průměrně v nadloží, v podloží $Md=0,006$ mm. Koeficient vytržidění S_0 se v horní části pohybuje do hodnoty 1,58, což představuje dobře vytržiděný materiál, asi 25 m nad solnou serií se objevuje materiál špatně vytržiděný ($S_0=2,4-4$). Nedostatečně vytržiděný materiál se nachází ještě asi 30 m pod solnou serií. Potom se opět hodnota S_0 zmenšuje.

Struktury hornin. V podstatě zde můžeme rozlišit čtyři typy struktur: a) aleuriticko-pelitickou až pelitickou, b) aleuritickou, c) aleuriticko-psammitickou, d) psammitickou.

Aleuriticko-pelitickou strukturu mají jemně písčité jíly, které v sedimentech převažují. Drobné úlomky křemene a živců jsou tmeleny jílovitým tmelem, který při převaze pelitické složky se projevuje nepravidelným nakupením pigmentu a vzniká chuchvalcová struktura. U mírně stlačených typů tvoří neprůhledný jílovitý materiál nepravidelně rozmištné rovnoběžné vrstvičky. Maximální velikost klastických zrn je asi 0,005—0,1 mm.

Aleuritická až psammitická struktura se vyznačuje subangulárně omezenými zrny křemene a živců, jež jsou obklopeny bazálním jílovitým nebo pelitickým tmelem. Maximální velikost zrn u psammitických typů = 1,2 mm.

Obsah uhličitá nově složky. Ve vrchní části svrchního mořského tortonu — v pásme brakickém nasvědčují prudké skoky křivky karbonátnosti prudkým změnám, což je snadno vysvětlitelné jednak vyslazováním a jednak vulkanickou činností. Typickým příkladem je pokles $CaCO_3$ z 30 % v normálním jílu na 6 % v jílu tufitickém (Zb-2). Průměrná hodnota obsahu $CaCO_3$ se v tomto horizontu pohybuje okolo 20—25 %. Střední část svrchního mořského tortonu má obsah $CaCO_3$ ustálenější (jde o neritickou oblast moře) 10—12 %. Toto platí



Grafické znázornění obsahu jednotlivých
 minerálů-vrstev: Zb-6.

% z těžkého podílu
 Vyřetlivky: 0-1%
 1-5%
 6-10%

50-100% * 401-515 m: solné ložisko
 10-20%
 20-35%
 35-50%

rotacíová část
 vrchní část
 bohuho-pulminová část
 mořský
 globigerina-globorotaliíová
 sířecí
 vrchní

pro horizont bolivino-buliminový a globigerino-globorotaliový v nadloží solné série. V podloží obsah CaCO_3 , stoupá na 15 %. Podle průběhu křivky karbonátnosti se můžeme domnívat, že jednak zvýšený obsah salinity v nadloží i podloží způsobil snížení % uhličitánů a jednak v neritické části moře přistupuje druhý faktor — odlišné chemické podmínky, způsobené prohloubením moře.

O b s a h c h l o r i d u s o d n é h o. Chemické analýsy na zjištění obsahu NaCl byly zhotoveny jen u vrtu Zb-1. Z příloženého grafu je patrné, že salinita mořské vody v globigerino-globorotaliovém horizontu se v podloží pohybuje mezi 1,5 až 2 % NaCl. V nadloží postupně soli ubývá — po každých 5ti metrech klesá o 0,8 % soli.

V ý s l e d k y DTA potvrzují o brakické části tortonu totéž, co ostatní analýsy — nestálost pH v prostředí, což se projevuje střídáním jílu montmorillonitického, který vzniká v alkalickém prostředí, illitického a směsí jílovitých minerálů s obsahem kaolinu, který pro svůj vznik potřebuje prostředí kyselé. Velký vliv na průběh křivek DTA má vápenná složka v blízkosti ložiska sádrovec. V pelitických zónách navíc přispívá k exotermní reakci přítomnost pyritu a organických komponent. Ve střední části mořského tortonu je složení jílu výlučně montmorillonitické s vápnitou příměsí.

Výsledky spektrálních analýs.

Spektrální analýsy vykazují téměř stálý obsah prvků v obou stupních tortonu u všech vrtů. Nad 1 % jsou zastoupeny tyto prvky: Mg, Si, Ca, Al, Fe, Na; 1 % — 0,1 % : Mn, Ti, K; 0,1 — 0,001 % : Co, Ni, Cr, Ba, B, Sn, V, Cu, Zn, Ni, Pb, Sr; v stopovém množství: Be. Anomálie jeví zvýšený obsah Cr (Zb-1 a Zb-6) ve vrchní části svrchního mořského tortonu v blízkosti andezitových erupcí a Sr v blízkosti solné série.

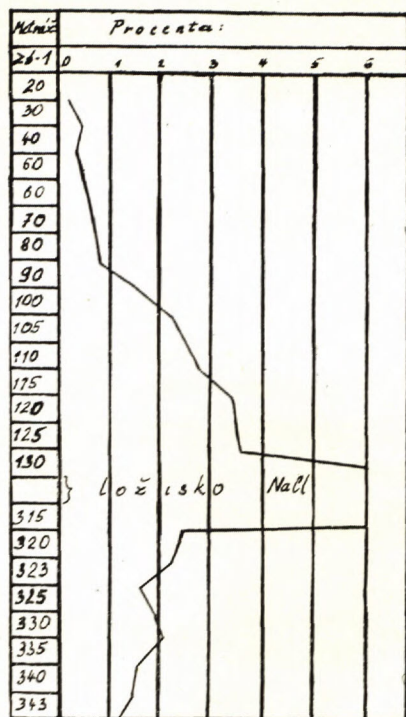
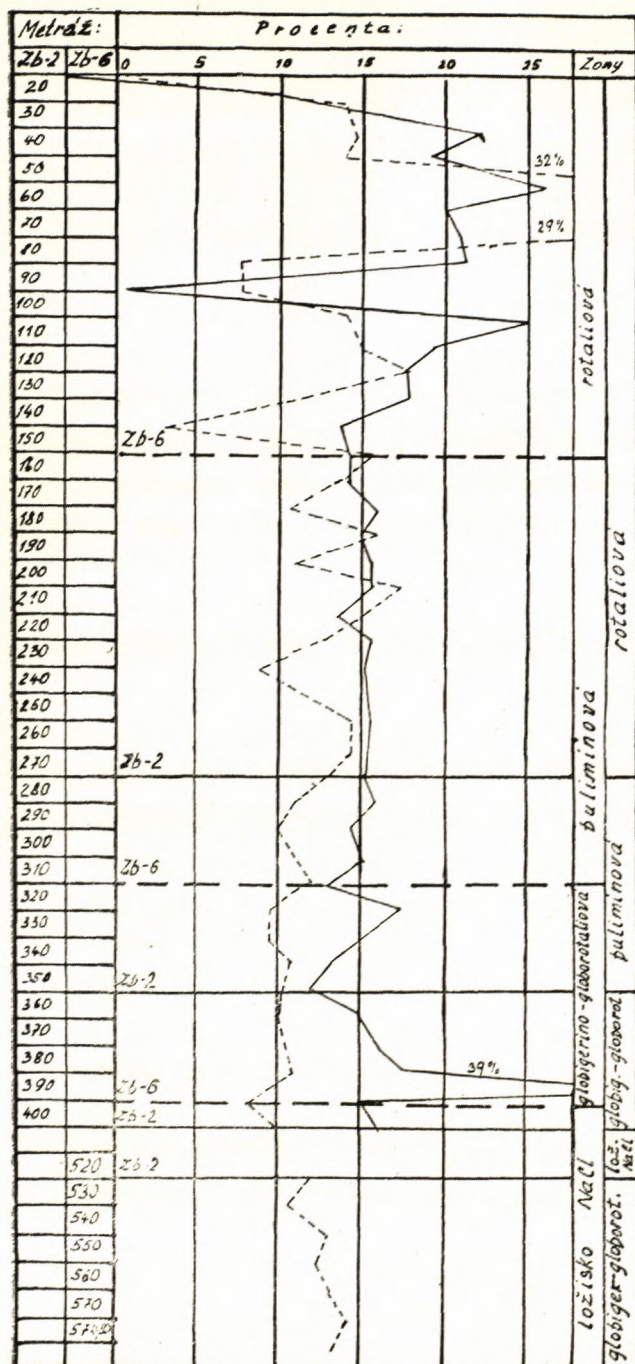
Charakteristika některých významnějších minerálů

Oddělení lehké a těžké frakce bylo provedeno v bromoformu, separovaná a určovaná je frakce 0,10—0,05 mm. Před zpracováním nebyly vzorky převařované v HCl.

Škála těžkých minerálů v severní části neogenní pánve není příliš pestrá, ani na první pohled ničím typická. Těžké minerály jsou reprezentovány typickými stabilními minerály — granáty, rutilem, staurolitem, turmalínem, apatitem a zirkonem. Často, téměř průběžně se objevují chlority. Z opákních minerálů je nejčastější kromě pyritu magnetit s ilmenitem, částečně i hematit nebo limonitovaný pyrit. Za autigenně vzniklé můžeme považovat část apatitu, sádrovec, anhydrit, kamennou sůl a pyrit. Zvláštní skupinu tvoří *minerály vulkanického původu* — pyroxeny, část biotitu, β křemen a vulkanické sklo.

V lehkém podílu jsou přítomny křemen a živce asi v stejném poměru, jílovité

Grafické znázornění obsahu karbonátů u vrtů: Zb-2, Zb-6 a soli u vrtu Zb-1.



Zb-2: _____
 Zb-6: - - - - -

částice a devitrifikované i čerstvé úlomky vulkanického skla, pokud jde o přítomnost vulkanického materiálu.

Nejpočetněji zastoupená skupina minerálů jsou *granáty* a společně s nimi se vyskytující *chlority*. Kvantitativní zastoupení granátů je přímo závislé na zrnitosti materiálu — v aleuritech se jejich obsah pohybuje v rozmezí 5–20 % těžkého podílu, v pelitech do 5 %.

Granáty bývají úlomkovité, barvy světle karminové. Jejich častý výskyt, kolísající pouze v závislosti na zrnitosti materiálu, v střední části svrchního mořského tortonu a ve spodní části brakického tortonu svědčí o stálém přísunu granátů a chloritů. Avšak v horním úseku brakického tortonu jsou granáty a chlority zastoupeny v mnohem menší míře. Ve stejné hloubce se objevuje i vulkanický materiál. Můžeme se domnívat, že snad v důsledku působení vulkanické činnosti byl zamezen přísun materiálu, obsahujícího granáty a chlority. Pokles obsahu granátů a chloritů v horní části rotaliového horizontu je velmi nápadný u všech vrtů, které tento horizont zachytily.

Rutil, staurolit a turmalín se vyskytují průběžně. *Rutil* bývá žlutý nebo hnědavý, nikdy však ne červený, má sloupečkovitý habitus — bývá mírně zaoblený. *Staurolit* je většinou úlomkovitý, někdy s typickým schodkovitým facetováním. Již *Slavík* (1958) byl označen za typický nerost východoslovenského tortonu a sarmatu. *Slavík* prokázal jeho původ ze svorů Zemplínského ostrova. Avšak stejným dílem se na jeho přítomnosti v této oblasti podílí i přínos z flyše. *Turmalín* — *skoryl*, vzácně indigolit, bývá přítomný ve formě sloupečků bez terminálního ukončení. Jeho mateřskou oblastí jsou jednak mesozoické sedimenty Zemplínského ostrova (*Slavík* 1958), ale též materiál, přeplavený z okolního flyše.

Zirkon bývá přítomný dvojitě: menší sloupečky a úlomky, které nesou velmi zřetelné stopy transportu, pocházejí pravděpodobně z flyšových sedimentů a idiomorfni — ostrohranný zirkon pochází zřejmě z metamorfovaných hornin Zemplínského ostrova a z vulkanitů.

Apatit je zase dvojitě: úlomkovitý a opracovaný, který je přeplavený z různých hornin, a idiomorfni — sloupcovitý nebo tabulkovitý, který je možno považovat za autigenní. Zjištěním indexu lomu odpovídá chlorapatitu a jeho množství se zvyšuje ve slaných jílech. Směrem k ložisku vždy jeho obsah stoupá.

Sádrovec a *anhydrit* lemuji solnou serii. Sádrovec vytváří tabulkovité krystalky, makroskopicky tvoří v jílech nažloutlé proplásky, zatím co anhydrit porcelánově bílé konkrce.

Minerály vulkanického původu: Z těžkého podílu sem náleží pyroxeny a biotit, z lehkého vulkanické sklo a β křemen. Z pyroxenů bývá přítomný hypersten a jen zřídka augit. Oba bývají idiomorfni a jako minerály, reprezentující andesitový vulkanismus, objevují se převážně v brakickém tortonu. V spodnějších zonách — ve střední a spodní části svrchního tortonu — se nacházejí velmi zřídka a to jen jako stopové minerály, přinesené asi z blízkého okolí.

Biotit — vulkanického původu — z rhyolitů nebo andesitů je pouze ten, který je nahromaděný ve větším množství. Průběžně se vyskytující biotit v stopovém množství je přeplavený z jiných hornin. Má i odlišnou barvu — biotit vulkanického původu bývá hrubozrnnější a tmavohnědě zbarvený.

β *křemen* a *vulkanické sklo* jsou představiteli přítomných rhyolitů a jejich tufů, které jsou víc jako andesity zastoupeny v brakické a střední části svrchního tortonu (vrt Zb-2). Vulkanické sklo bývá čerstvého charakteru jen zřídka, častěji je devitrifikované.

V analyzovaných sedimentech se samotné vrstvy andesitů nebo rhyolitů nenacházejí (rhyolitová vložka je pouze u vrtu Zb-2). Pouze jejich tufy, respekt. tufitické jíly, a hlavně pak vulkanické minerály svědčí o existenci vulkanické činnosti v tomto období.

Snosná oblast

Oblasti, které se zúčastnily na budování tortonských sedimentů, jsou rozmanité. Metamorfované horniny mesozoika a snad i starších útvarů tatríd a gemerid, vystupujících na západním okraji neogenní pánve a metamorfované horniny Zemplínského ostrova na jihu, byly zásobárnami stabilních minerálů — granátů, turmalinu, rutilu, apatitu a staurolitu. V menší míře se na výskytu těchto minerálů podílejí flyšové sedimenty. Mesozoikum dále vystupuje v oblasti Krivošťanského pohoří (SV od obce Zbudza); obsahuje vápence, které se v podobě valounů nachází v bazálním souvrství brakického tortonu. Flyšové sedimenty přispěly k obohacení těžkými minerály nepříliš výrazně a jelikož jde o minerály již jedenkrát přeplavené z jádrových pohoří tatríd a gemerid do flyše, můžeme předpokládat, že velmi intensivně opracované a zaoblené součástky tortonských sedimentů mají svůj původ právě v nich. Nedostatkem je, že dosud nejsou detailně prozkoumány bezprostředně přiléhající flyšové oblasti a proto je i těžko vysvětlit velmi nápadné snížení v obsahu granátů a úplné vymizení chloritů v brakickém tortonu, asi 150 m nad hranicí buliminového horizontu.

Závěr

I když litologický charakter hornin je v průběhu celé tortonské sedimentace monotonní a makroskopicky se nedají odlišit nijak odlišné zony (s výjimkou výskytu vulkanických vloček), přece se na základě petrografických analyz dají vytyčit horizonty, poukazující na odchylné podmínky v průběhu sedimentace. Ukazateli změny prostředí jsou změny v obsahu uhličitánové složky, změny salinity, zvýšený obsah Cr, proměnlivé granulometrické hodnoty a konečně zastoupení jednotlivých těžkých minerálů.

Spodní a střední část svrchního mořského tortonu směrem k solné serii jeví změlčování moře. To je patrné na obsahu uhličitánů, jejichž obsah tímto směrem klesá, při čemž postupně stoupá salinita, a dále na granulometrickém složení, které je ve spodním tortonu ustálenější a směrem k solné serii jeví stále větší rozdíly, až — těsně v podloží — v pelitickém souvrství, se nakrátko stabilizuje. Pelitické souvrství v podloží soli a vznik solné série svědčí o lagunární sedimentaci, kde přínos materiálu z širého moře byl velmi omezen a v důsledku toho došlo i ke krystalizaci soli. Tam, kde nedošlo k vylučování soli, kde bylo moře hlubší, vznikl pouze sádrovec (zachyceno vrtem Zb-23). Výskyt písčitých vrstev nad solnou sérií s velmi odlišnými granulometrickými hodnotami svědčí o nové transgresi — přínosu netříděného materiálu. Slanost vody a sedimentů postupně klesá — 5 m nad ložiskem dosahuje obsah soli pouze 4 % a 50 m nad ložiskem se dá prokázat již jen chemicky.

V průběhu další sedimentace nastává částečné ustálení sedimentačních poměrů.

Obsah uhličitanů se stabilizuje na 15 % a tento stav trvá i ve spodní části brakického tortonu. Granulometrické složení je stálejší a celá oblast má charakter neritiku. Brakický torton je reprezentovaný rotaliovým horizontem a je opět typický neklidnou sedimentací. Rychle se střídají granulometrické hodnoty a obsah uhličitanu vápenatého je v průměru o 5 % vyšší než v předešlém úseku a jeví velké výkyvy. Nestálost podmínek je navíc dovršena vulkanickou činností, jež se v této oblasti projevuje převážně jen nepřímou — přínosem vulkanického materiálu. Přínos terrigenního materiálu v průběhu celé tortonské sedimentace se dále hlavně zflyše — jedná-li se o severní část pánve.

Po regresi moře dochází k denudaci tortonu. Tektonické pohyby způsobily zvednutí a poklesy některých ker a v důsledku toho se hranice jednotlivých horizontů nachází ve velmi odlišné hloubce, i když jde o malé plošné vzdálenosti. Náplavy aluvia, které zasahují obvykle do 18ti metrů, obsahují převážně materiál z blízkých andezitů a materiál pískovcový a vápencový.

*Pedagogický inštitút,
Martín*

Lektoroval pg. T. Ďurkovič.

LITERATURA

- [1] D. Andrusov, 1948: Soľné ložiská vých. Slovenska. Almanach vých. Slovenska, Košice. — [2] D. Andrusov, 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sborník ÚÚG, Praha. — [3] D. Andrusov, 1959: Geológia čs. Karpát. SAV, Bratislava. — [4] T. Buday, 1950: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis pro min. a geol., Praha. — [5] V. Čechovič, 1953: Niekoľko poznámok o neogéne vých. Slovenska. Geolog. sborník, Bratislava. — [6] Dudek — Fediuk — Palovcová: Petrografické tabuľky. — [7] V. Gašpariková, 1963: Mikropaleontologické vyhodnotenie vrtoz oblasti Zbudza za rok 1961—62. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Homola — Slavík — Slavíková, 1957: Přehled geologie východoslovenského neogénu. Práce ústavu pro naftový výzkum, Brno. — [9] M. Horáková, 1962: Sedimentárno-petrografické spracovanie vrtoz z oblasti Zbudza za rok 1960—61. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [10] J. Janáček, 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problému průzkumu živíc. Rukopis; archiv ČND Hodonín. — [11] J. Janáček, 1958: Předběžná zpráva o výsledcích stratigrafického výzkumu východosl. neogénu. Věstník ÚÚG, Praha. — [12] J. Janáček, 1958: Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslov. neogénu, Věstník ÚÚG, Praha. — [13] J. Janáček, 1959: Nové ložisko soli na vých. Slovensku. Geologické práce — Zprávy 15, Bratislava. — [14] J. Janáček, 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie východoslov. neogénu, Geologické práce 52, Bratislava. — [15] J. Janáček, 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [16] B. Leško, 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [17] B. Leško, 1958: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. Geologické práce, Zošit 47, Bratislava. — [18] J. Konta: Jílové minerály. — [19] M. Mišík, 1954: Sed. petrograf. výskum sedimentov vých. Slovenska. Geol. sborník V/1, Bratislava. — [20] M. Mišík, 1956: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [21] M. Mišík, 1954: Zpráva o sed. petrograf. výskume neogénu úpätia Prešovsko-Tokajských hôr, Geol. práce, Zprávy

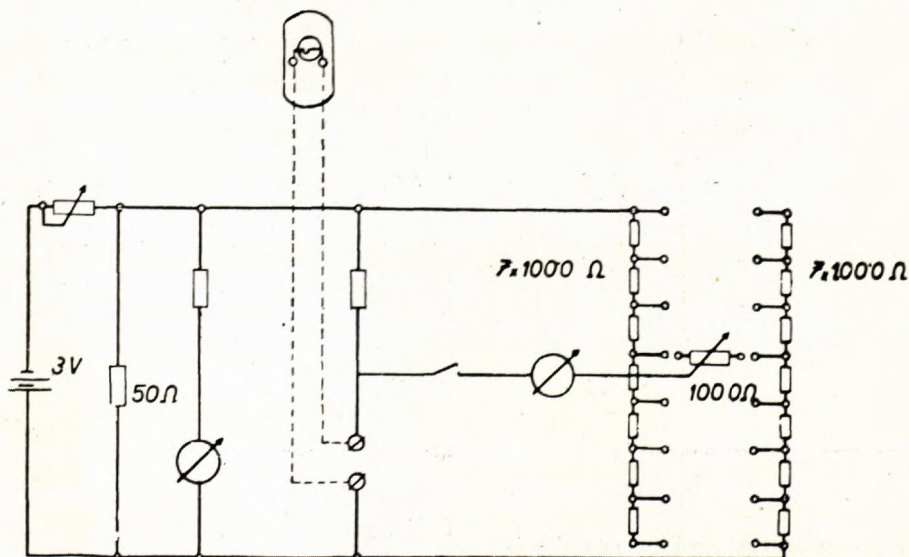
4, Bratislava. — [22] J. Seneš, 1956: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu vých. Slovenska. Geol. práce, Zprávy 6, Bratislava. — [23] Seneš — Švagrovský, 1957: Neogén vých. Slovenska, Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [24] J. Slavík, 1957: Těžké minerály v neogenních horninách východního Slovenska. Rukopisná zpráva, ČND, Brno. — [25] J. Šalát, 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-Tokajského pohoria a priľahlých oblastí. Geologický sborník, Bratislava. — [26] J. Vašíček, 1954: Geneze solných ložísek na východním Slovensku, Sborník ÚÚG XXI, Praha.

STANISLAV KLÍR

GEOTHERMICKÝ VÝZKUM VRTU GK 1 U HONTIANSKÝCH NEMCŮ

Použitá měřicí aparatura

K měření bylo použito termistorového teploměru dle J. Míky — V. Pilnáčka — J. Šimáněho (1961), jehož čidlem je thermistor, umístěný v tenkostěnném kovovém ochranném pouzdře. Pouzdro je zhotoveno z kovu s dobrou tepelnou vodivostí, s velmi tenkou stěnou, aby přestup tepla byl co nejrýchlejší, ale při tom ochrana thermistoru dostatečná. Současně je pouzdro vodotěsně uzavřeno. Odečítací aparatura je řešena na principu vyrovnaného Wheatstoneova můstku. Thermistor je napojen jako jedna větev můstku, kompenzační větev je



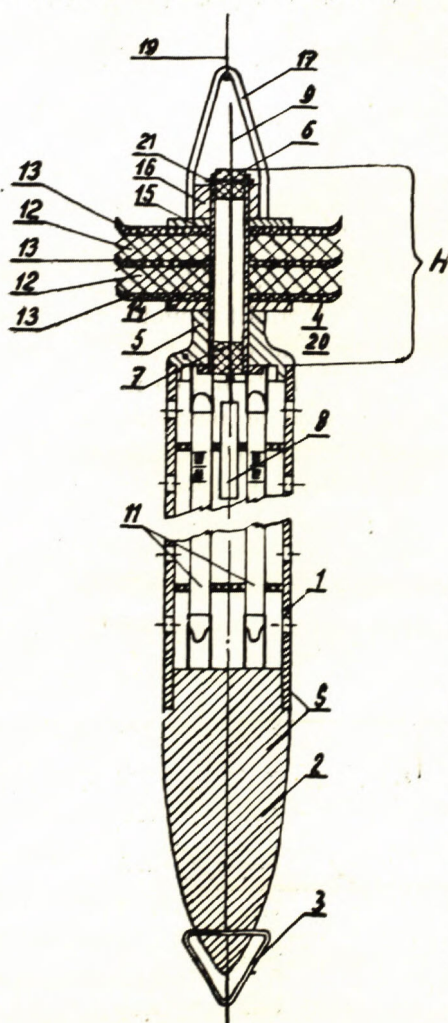
Obr. 1. Thermistorový teploměr.

tvořena stabilním drátovým odporem. Poměrové větve můstku jsou tvořeny přepínačem s odpory a potenciometrem. Každé poloze přepínače odpovídá rozmezí teploty 5,0 °C, mezihodnoty v dělení po 0,1 °C jsou kompenzovány potenciometrem. Napětí ze středu větví můstku jsou přes spínač vedena na nulový indikátor. Měřící můstek je napájen z ploché baterie nebo monočláunku, během měření se udržuje stejné napájecí napětí. K tomu slouží vestavěný reostat a voltmetr. Změny odporu přívodní šňůry od čidla k přístroji vlivem změn teploty okolí jsou hluboko pod požadovanou přesností měření. Odpor přívodní šňůry při délce 500 m

je 10 ohmů a teplotní rozdíl 10 °C v prostředí, jímž přívodní šňůra prochází, způsobuje chybu $\pm 0,01$ °C.

Před měřením a po měření byl thermistorový teploměr cejchován na laboratorní normál s dělením 0,1 °C. Cejchování thermistorového teploměru na laboratorní normál před i po měření sledovalo ověření stárnutí thermistoru. Vzhledem k totožným výsledkům je možno konstatovat, že měření námi provedená nejsou zatížena touto chybou.

Schema použitého thermistorového teploměru je znázorněno na č. 1.



GEOthermický Uzávěr Vrtné Díry

Obr. 2.

Aplikace geothermického uzávěru

Při měření hlubokých vrtů hraje důležitou úlohu oběh proplachu ve vrtné díře, neboť proplach se protepluje nejvíce při počvě vrtu a vlivem většího oteplení stoupá k ohlubni vrtu, kde dochází k přestupu tepla z proplachu při jeho hladině. Tento tepelný úbytek zatěžuje všechna prováděná měření i při dodržení klidového intervalu vrtné díry dosud neodstranitelnou chybou. Nákladnost měření na vertikálních vrtech i přestup tepla při hladině proplachu vedly Fr. B l e c h u a St. K l í r a (1960) ke konstrukci geothermického uzávěru vrtu, který odstraňuje oba uvedené nedostatky tím, že v oblasti měření vrtnou díru těsně uzavře. Podstata geothermického uzávěru vrtu spočívá v tom, že sonda (S) se rtuťovými teploměry (11)

nebo termistorovým teploměrem (8) je na horním konci opatřena hlavicí s nátrubkem (H), na němž jsou navlečeny a upnuty těsnící kotouče (12, 13). Skutečnou teplotu provrtávaných hornin ve vzdálenosti asi 1 m nad počvou vrtu lze při použití geothermického uzávěru vrtu změřit již za 24–32 hodin po zapuštění geothermického uzávěru do vrtu, neboť doba potřebná k oteplení stěn vrtu i uzavřeného sloupce proplachu je při stejném teplotním spádu rovnocenná době, po kterou byly stěny vrtu ochlazovány proplachem. Vzdálenost přibližně 1 m nad počvou vrtu je dána průměrným denním postupem vrtání a odpovídá jí klidový interval posledního vrtného postupu, t. j. 24 hodin. Je přitom nesporné, že v měření hloubce nelze již pochybovat o reversibilitě teplotního spádu v okolních horninách, takže doba ochlazování proplachem musí být rovna době oteplování proplachu. Současně je třeba zdůraznit, že jde o uzavřenou cirkulaci proplachu. Goethermický uzávěr je znázorněn v osovém řezu na obr. č. 2. V této zprávě jsou uvedeny výsledky měření získané při použití geothermického uzávěru s termistorovým teploměrem.

Zkrácený geologický profil a konstrukce vrtu

Zkrácený geologický profil je uveden dle M. K u t ě a n a (1962)

- 0,00–426,00 m — komplex přeplaveného vulkanického materiálu, skládající se z valounů a fragmentů andezitů pyroxenických i pyroxenicko-amfibolických. V profilu vidíme husté střídání různých frakcí od pelitické po hruboslepencovitou. Tento komplex označujeme jako souvrství pyroklastik polymiktních, sedimentovaných ve vodním prostředí.
- 426,00–562,90 m — souvrství polymiktního pyroklastika sedimentovaného ve vodním prostředí, které je význačné z hlediska petrografického přítomností granátů.
- 562,90–621,00 m — pyroklastikum polymiktní s tmelem jílovitým, který nasvědčuje tomu, že vulkanogenní materiál byl splachovaný do sedimentačního prostoru naplněného bahnitým materiálem.
- 621,00–746,82 m — komplex černých vápenců s nepravidelnými polohami grafitických břidlic, pravděpodobně mesozoického věku — bude zpřesněno na základě pelových analyz. Poslední stopy krasových zjevů byly zaznamenány v hloubce 642,00 m.

Technické údaje o konstrukci vrtu jsou uvedeny dle údajů provádějícího závodu Geologický průzkum, n. p. Nová Baňa:

Ø použitých korunek			Ø pažení		
0	—	8,5 — 245 m/m	0	—	8,5 — 241 m/m
8,5	—	14,2 — 220 m/m	0	—	14,2 — 216 m/m
14,2	—	101,6 — 195 m/m	0	—	101,6 — 191 m/m
101,6	—	319 — 175 m/m	0	—	616 — 133 m/m
319	—	463,5 — 156 m/m	597	—	657 — 108 m/m
463,5	—	616 — 137 m/m			
616	—	657 — 112 m/m			
657	—	746,8 — 93 m/m			

Inklinometrické měření

Hloubka	Ø úklon	Ø azimut	Typ inklinometru	Hloubka	Ø úklon	Ø azimut	Typ inklinometru
100	0°	134	Pl 4045	350	2°	280	Pl 4045
100	1°	212	Pl 4028	400	3°	280	Pl 4045
150	2°	280	Pl 4028	450	2°	270	Pl 4045
150	2°	222	Pl 4045	500	4°	300	Pl 4045
200	2°	202	Pl 4028	600	2°	270	Pl 4045
200	2°	160	Pl 4045	650	2°	240	Pl 4045
300	2°	286	Pl 4045	720	2°	211	Pl 4045

Výsledky měření

Výsledky měření podle uvedené metodiky jsou uvedeny v přehledné tabulce:

Hloubkový interval (m)	teplota (°C)		
50	15,0*	450	37,5
100	18,5	500	38,2
150	20,9	550	40,3
200	24,6	600	43,3
250	26,5	650	45,4
300	29,8	700	49,6
350	32,1	746	53,5**
400	34,8		

Výpočet geothermického stupně

Výpočet geothermického stupně byl proveden na základě metodiky prověřené St. Klírem (1961) dle vzorce:

$$G = \frac{H - H_0}{T_p - T_b}$$

G = geothermický stupeň ($m/^\circ C$); H = hloubka měření (m); H_0 = hloubka neutrálního pásma (m); T_p = teplota ($^\circ C$) v hloubce (H); T_b = teplota ($^\circ C$) v hloubce (H_0).

Výpočet byl proveden pro hloubku 700 a 650 m:

$$\frac{700 - 25}{49,6 - 8} = 16,2 \text{ m}/^\circ C; \quad \frac{45,4 - 8}{650 - 25} = 16,7 \text{ m}/^\circ C$$

Zjištěné hodnoty pro oba hloubkové intervaly vykazují dobrou shodu.

* Teplota byla nižší než spodní hranice měřidla, které je cejchováno od $15^\circ C$ do $55^\circ C$.

** Po uplynutí 24 hodin poklesla teplota v tomto hloubkovém intervalu na $49,6^\circ C$.

Výpočet koeficientu přestupu tepla

Výpočet koeficientu přestupu tepla byl proveden dle methodického postupu J. V i-
č á n k a (1961) dle vzorce:

$$H = - \frac{c \cdot s \cdot r}{2 \tau} \ln \left(1 - \frac{t_v - t_o}{H - H_o} \cdot G \right)$$

H = koeficient přestupu tepla ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hod}^{-1}$); c = specifické teplo výplachu ($\text{cal} \cdot \text{g}^{-1}$); s = hustota výplachu ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$); r = poloměr vrtu (cm); τ = čas (hod); t_v = teplota výplachu ($^{\circ}\text{C}$); t_o = teplota ($^{\circ}\text{C}$), při níž je stejná teplota výplachu s teplotou hornin; H = hloubka vrtu (m), v níž je měřeno t_v ; H_o = hloubka vrtu (m), v níž je stejná teplota výplachu s teplotou hornin; G = geothermický stupeň ($\text{m} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

$$H = - \frac{0,6 \cdot 1,1 \cdot 6,9}{2 \cdot 1} \ln \left(\frac{45,4 - 41}{650 - 576} \cdot 16,2 \right)$$

$$H = - 2,277 \ln \left(1 - \frac{71,28}{74} \right)$$

$$H = 7,3295 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hod}^{-1}$$

Zjištěná hodnota koeficientu přestupu tepla byla vypočtena s ohledem na severojižní profil Antol—Ilja—Hont. Nemce—Rykněnice—Šahy; pro tento první vrt jde zatím o hodnotu nesrovnatelnou.

Výklad anomálií

Proměřením vrtu GK 1 byla ověřena pouze jediná anomálie, a to pokles maximální teploty v metráži 746 m z teploty $53,5^{\circ}\text{C}$ po uplynutí intervalu 24 hodin na teplotu $49,6^{\circ}\text{C}$. Jiné výkyvy nebo anomálie zjištěny nebyly. Uvedený pokles prokazuje slabý příron termální vody (přetok vody z vrtu nebyl zjištěn) v úseku mezi 700—746 m, která při poklesu geothermického uzávěru byla ztlacena k počvě vrtu a způsobila, že při plném měření byla měřena teplota thermy. Až po uplynutí 24 hodin při opakovaném měření byla zjištěna skutečná teplota.

Současně se předpokládá, že uvedený výron thermy ovlivňuje i teplotu v metráži 700 m; za správnější pro hodnocení vrtu bude tedy nutno uvažovat hodnotu geothermického stupně z hloubkového intervalu 650 m ($16,7 \text{ m}/^{\circ}\text{C}$).

Závěr

Thermistorovým teploměrem při použití geothermického uzávěru byl proměřen vrt GK 1 u Hontianských Nemců. Z výsledků měření byla vypočtena hodnota koeficientu přístupu tepla ($7,3 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hod}^{-1}$) nutná pro srovnání vrtů v seve-

rojižním profilu a dále byl stanoven geothermický stupeň zkoumaného území (16,7 m/°C). Ve shodě s geologickým profilem je vysvětlena zjištěná anomalie poklesu teploty v metráži 746 m slabým přírotem termální vody (53,5 °C) z vápencového komplexu.

Lektoroval univ. prof. dr. M. K u t h a n.

*Ústřední geologický úřad,
Praha*

LITERATÚRA

- [1] Blecha Fr.—Klír St.; 1960: Čs. patent 102 863, Způsob zjišťování teploty provrtávaných hornin v hloubce a zařízení k provádění způsobu. — [2] Klír St.; 1961: Výzkum geothermického stupně na šachtě František a Emil v Banské Štiavnici, Záv. zpráva ÚVR, Praha. — [3] Kuthan M., 1962: Geologický profil vrtu GK 1. Rukopis; Geofond, Praha. — [4] Míka J., Pílnáček, V. Šimáně J.; 1961: Přístroj na měření teploty ve vrtech, ZN — ÚVR, Praha. — [5] Vičánek J.; 1961: Teplota výplachu ve vrtu, Geologický průzkum, č. 10. str. 302.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGIE RUDNÍHO OBVODU U ROŽŇAVY

V minulých letech byl prováděn hydrogeologický výzkum v rožňavském rudním obvodu. Výsledky výzkumu poskytují přehlednou charakteristiku hydrogeologických poměrů sideritových rudních žil, vyvinutých v porfyroidové serii.

Režim podzemních vod v rožňavském rudním obvodu je podmíněn přítomností obou typů podzemních vod, a to jak vod puklinových, tak vod průlinových. Podle hydrogeologické dokumentace důlních prací je zřetelné, že mnohem významnější jsou puklinové podzemní vody, jejichž cirkulace je spjata s lokálním vývojem puklin v horninách porfyroidové serie. Drenážní účinek rudních žil a tektonických poruch na zvodnění puklin se výrazně neprojevuje a je zjistitelný jen v dobývaných partiích. Vydobyté úseky ložiska, které jsou již zavaleny, zasahují poměrně největší plochu zvodnělých puklin a drenážní účinek zavalených dobývek na zvodnění skalního podkladu je zde největší. Většina přítoků vod do důlních prací proniká jako soustředěné přítoky z těchto starých vydobytých prostor a tyto přítoky jsou charakterisovány zvýšenou mineralisací.

Průlinové podzemní vody vytvářejí ve studovaném území jednu spojitou nádrž o souvislé hladině, a to v alluviu Slané. Do této nádrže pravých průlinových podzemních vod jsou zahlobeny studny v obci Naďabula. Alluviální niva je poměrně široká a zvláště stočení Slané ze směru jihovýchodního do směru jižního má příznivý vliv na břehovou infiltraci říční vody do alluvia. V uvedeném oblouku dochází současně k vytvoření meandru severně od obce Naďabula. Tento faktor příznivě ovlivňuje zvodnění alluvia a podporuje i vývoj spojitě hladiny nádrže průlinových podzemních vod. Podle měření nejeví úroveň hladiny podzemní vody v alluviu větší výkyvy, kromě několika případů, kdy je musíme vykládat vlivem méně propustných hlinitých až jílovitých vložek. Úroveň hladiny podzemní vody v alluviu jsme sledovali v r. 1959 a 1960. Zjištěné výkyvy ovlivňuje především lokální odběr ze studní. Nelze tedy vyvodit vážnější závěry z jednotlivých naměřených hodnot, které musí být oceňovány souhrnně. V výsledků měření je vidět, že většina jeví od dubna 1959 do října 1960 klesající tendenci.

Puklinové podzemní vody jsou svým oběhem vázány na lokální vývoj drobných puklin v horninách skalního podkladu. Z výsledků hydrogeologického průzkumu v důlních dílech je zřejmé, že většina tektonických puklin v porfyroidech je relativně sepnutá, takže oběh puklinových podzemních vod v blízkosti rudních žil není intenzivní a drenážní účinek žil je zjistitelný pouze v současně dobývaných nebo již dříve vydobytých partiích žil. Nelze předpokládat, že by v horninách skalního podkladu došlo k vytvoření souvislé nádrže puklinových vod o spojitě hladině. Je naopak nepochybné, že výplň puklin a jejich lokální propustnost je od místa k místu rychle proměnná, takže v horninách skalního podkladu mohou být vyvinuty jen jednotlivé horizonty puklinových vod, vázané svým oběhem na otevřenější a tím pro vodu propustnější pukliny. Přítoky puklinových podzemních vod do důlních prací neprojevují se zvláště výrazně a v současné době neohrožují vedení důlních děl.

Horizonty podzemních puklinových vod jsou napájeny z přirozené územní retence vsakem srážkových vod. Infiltrace srážek děje se do pokryvných útvarů a teprve prostřednictvím nádrže podzemních průlinových vod v pokryvných útvarcích, tj. sutěmi i alluviem Slané, kde dochází k mísení infiltrovaných vod se vcezovanými říčními vodami, dochází k napájení horizontů pravých podzemních puklinových vod ve skalním podkladu. V tomto oběhu je zřejmě významně zapojeno i zlomové pásmo praedisponující tok Slané a právě tento zlom umožňuje největší pronikání srážkových i vcezovaných vod do skalního podkladu.

Jednotlivé rudní žíly jsou vyvinuty na praedisponovaných tektonických pásmech a jejich výplň je převážně celistvá. Ve shodě s porudnou tektonickou expozicí porfyroidů event. permské serie (žíly Terezia a Fučík) jsou tyto původně celistvé úseky rudních žil rozpukány a v takových partiích je soustředěn oběh puklinových podzemních vod. Podle profarání důlních prací bylo zjištěno, že v profilu chodeb se rychle střídají rozpukané úseky s úseky celistvé výplně, přičemž na rozpukané úseky jsou soustředěny jen drobné a volně odkapávající nesoustředěné přítoky důlních vod. Sepětí soustředěných přítoků s tektonicky exponovanými partiemi žil je velmi vzácné a bylo zjištěno jen v jednom komíně na žíle Štefan. Pokud jsou rudní žíly dislokovány směrně nebo příčně (např. zdvojeny), výplně těchto poruch se v porfyroidech rychle ztlumují a z takových úseků nepřicházejí prakticky žádné přítoky vod. Při rozfárání směrnými pracemi, t. j. před zahájením vlastního dobývání se chová rudní žíla rozpukaná shodně s bočními horninami zcela analogicky jako tyto boky. Rudní žíla začíná mít drenážní účinek teprve při dobývání a maximum drenážního účinku žíly na drobné zvodnělé pukliny bočních hornin se projevuje až po vydobytí žíly, kdy zával zasahuje do nadloží, neboť přitom se zvětšuje plošný dosah drenážního účinku žíly. Největší a prakticky jediné soustředěné přítoky důlních vod jsou proto vázány na staré vydobyté partie ve vyšších patrech rudních žil.

Jednotlivé přítoky důlních vod přitékají v důlních dílech převážně jen jako drob-

né odkapávání ze stěn a boků chodeb. Nejvydatnější přítok byl přefárán poblíže severovýchodní čelby na žíle Štefan. Tato práce směřovala pod alluvium Slané k obci Nadabula. Protože by tento přítok mohl ovlivnit úroveň vody ve studních obce Nadabula, byla v nevelké vzdálenosti od čelby vybudována vodní hráz, která však není při stropu chodby dokonale utěsněna, takže se voda přelévá přes její vrchol. V říjnu 1960 se přeliv pohyboval okolo 60 l/min. Ze sledné na tomto obzoru žíly Štefan přitékají do dolu další vydatnější přítoky vod, a to jeden z průzkumného dovrchního díla na žíle Štefan, druhý z většího rozpukaného pásma překříženého chodbou. V říjnu 1960 nepřesahovala vydatnost těchto přítoků jednotlivě 60 l/min. Přítoky důlních vod na překopu raženém k jihovýchodu, t. j. do podloží na žílu Augusta v úrovni tohoto obzoru, jsou vždy nesoustředěné, a to bez rozdílu, zda přicházejí z překopu nebo z žíly Augusta, nebo z průzkumných prací. Rovněž všechny přítoky důlních vod na žíle Sadlovská mají analogický charakter, kromě jednoho soustředěného přítoku ze starých dobývek. Tento soustředěný přítok má vydatnost okolo 30 l/min. Také na žíle Bernardi přicházejí jen přítoky nesoustředěné. Přítoky důlních vod na žíle Rudník jsou relativně velmi nízké, přičemž ani z dobývek nepřitékají typické soustředěné přítoky, které by svědčily na větší drenážní účinek závalů v nadloží žil. Je to způsobeno patrně relativně nejplošším uložením žíly Rudník, kdy se zával v nadloží rychle ztlumí. Přítoky důlních vod na žilách Terezia a Fučík jsou rovněž nesoustředěné a přicházejí z drobných rozpukaných pásem. Významnější přítoky jsou zjištěny jen ze starých vydobytých prostor, největší z nich přitéká po Terezia svázně a jeho vydatnost se pohybuje okolo 120 l/min. Na žíle Mnich přitékají rovněž jen přítoky nesoustředěné, zcela analogického charakteru. Vydatnost přítoků důlních vod ze starých vydobytých prostor se zvětšuje záhy po vydatných deštích a po odtání sněhu.

Z čerpaných množství důlních vod měřených vodoměry je zřejmé, že zvyšování vydatnosti po deštích a po odtání sněhu se v hlubších partiích rudních žil, kde se vydobyté prostory vyskytují prakticky jen na žíle Sadlovská, projevuje jen zvolna a má generelně zvýšenou tendenci jen v období tání sněhu. Vzhledem k akumulacím prostorům vodních jímek je ovšem výpočet středního přítoku důlních vod podle hodnot zjištěných vodoměry značně nepřesný, takže výraznější maximum je v hodnotách odečtů patrné v období konec března — začátek dubna 1961.

Vydatnost nesoustředěných přítoků vod do dolů, a to jak na žíle Štefan, tak na žíle Augusta i na žíle Sadlovská, se pohybuje v rozmezích 5 až 15 l/min., na ostatních žilách v rozmezí 5—10 l/min. Nejčastěji přicházejí tyto přítoky z drobně rozpukaných úseků, v nichž je měření obtížné a v řadě případů bylo nutno provádět měření s opravou na rozliti vody, extrémně i přítoky odhadovat. I takto zjištěné výsledky se však pohybuje ve shora uvedených mezích.

Celková charakteristika režimu důlních vod je zcela typická pro puklinové podzemní vody, přičemž extrémní hodnoty přítoků jsou vázány na zvětšený drenážní účinek vydobytých důlních prostor.

Při hydrogeologickém výzkumu byly odebrány charakteristické vzorky důlních i povrchových vod. Výsledky analyz prokázaly, že všechny zkoumané vzorky, kromě přetoku z vodní hráze a výtoku z vrtu Be 1, patří k jednomu hydrochemickému typu podzemních vod. Jsou to podzemní vody charakterisované v aniontové části sulfáty a hydrokarbonáty, jimž v kationtové části odpovídají alkalické zeminy. Pouze u uvedených vzorků je patrný zvýšený obsah alkalií, který ovlivňuje celkovou hydrochemickou vazbu. Závažnější charakteristiku poskytují hodnoty celkové mineralisace. Podle těchto hodnot se vyšetřované vzorky rozpadají do tří skupin. Nejsilněji mineralisované vody s obsahem okolo 500 mg/l představují přítoky pravých podzemních puklinových vod. Nejnižší mineralisaci s celkovým množstvím rozpuštěných látek okolo 250 mg/l mají průlinové podzemní vody v alluviu Slané.

Do skupiny středně mineralisovaných vod, typických pro puklinové podzemní vody, patří i výtok z vodní hráze na žíle Štefan, jehož chemismus prokazuje, že nejde o přímé vnikání vody z alluvia Slané do důlních prací. Výsledky hydrochemického průzkumu potvrzují naproti tomu předpoklad drenážního účinku velkého zlomu, praedisponujícího tek Slané, na nádrž průlinových podzemních vod a doplňování nádrže puklinových podzemních vod oběhem po tomto zlomu. Je nepochybné, že dynamické doplňování bylo podstatně zvětšeno při vytvoření hydraulického spádu k důlním pracem v nižší úrovni. Dvojnásobná hodnota mineralisace přetoku z vodní hráze prokazuje, že oběh vod z alluvia nastává zvolna a že vody procházejí horninami skalního podkladu, neboť jinak by nemohlo dojít k tak význačnému obohacení rozpuštěnými látkami. Současně je důležité, že celková mineralisace přetoku z vodní hráze je přibližně stejná jako u ostatních přítoků puklinových podzemních vod do důlních prací.

Shrnutí

Hydrogeologický výzkum v rudním obvodu u Rožňavy objasnil základní charakteristiku režimu podzemních a důlních vod sideritových žil v porfyroidové serii. Velmi podrobně byl studován drenážní účinek rudních žil se závěrem o jeho zvětšování při zavalování nadloží. Současně byla předložena hydrochemie jednotlivých typů podzemních vod s ohledem na jejich oběh v porfyroidové serii a na rudních žilách.

Lektoroval inž. E. K u l l m a n

Ústřední geologický úřad,
Praha

LITERATÚRA

[1] H e r c o g F r., 1958: Hydrogeologie Mariabaňa, Rukopisná zpráva Ústavu pro výzkum rud v Praze. — [2] K l í r S t., 1960: Hydrogeologie rudních žil Štefan a Sadlovská v Rožňavě. Rukopisná zpráva Ústavu pro výzkum rud v Praze. — [3] P a l č á k I., 1958: Návrh geologického průzkumu, ŽB Sp. N. Ves. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] T i e t z o v á M., 1960—61: Chemické rozborý důlních a povrchových vod. Rukopis; Ústav pro výzkum rud, Praha.

JOZEF PEVNÝ

AMONITY Z BIELYCH KARPÁT A Z OKOLIA VÝCHODNEJ

V Bielych Karpatoch sa našla v bradlovom pásme fauna amonitov kimeridžského až titónskeho veku. Fauna sa vyskytuje na lokalitách Streženice a Bohunice v červených vápencoch czorsztynskej série. Prináleží rodom *Aspidoceras*, *Taramelliceras*, *Physodoceras*, *Lithacoceras*, *Paraberiasella*, *Nebrodites*.

Streženice: hluznaté červené vápence czorsztynskej série JV od k. 410,0. Uvádzam tu tieto druhy:

Aspidoceras longispinum S o w e r b y 1825

- 1825 *Ammonites longispinus* Sowerby: Min. Conchology p. 164, pl. 501, fig. 2
1863 *Ammonites iphicerus* O p p e l: Paläont. Mitteil., p. 218, pl. 60, fig. 2
1871 *Aspidoceras longispinum* S o w., Neumayer: Schichten mit *Asp. acanthicum*, p. 196, pl. 42, fig. 1
1877 *Ammonites (Aspidoceras) longispinus* S o w., Favre: Zone Am. acanthicus, p. 60, pl. 7, fig. 7—8
1880 *Ammonites (Aspidoceras) longispinus* S o w., Lorient: Couches á Amm. tenuilobatus, p. 24, pl. 7, fig. 4—5.
1912 *Aspidoceras* aff. *longispinum* S o w., Burckhardt: San Pedro del Gallo, p. 73, pl. 16, fig. 7; pl. 17, fig. 5—9, pl. 18, fig. 1—4.

Rozmery v mm: D 41, Šu 14, Vz 17, Šz 23.

Popis: tvar diskovitý, forma zložená zo silne vypuklých závitov, prierez závitú oválny, šírka závitú 1,5-krát väčšia ako jeho výška. Umbilikus hlboký, ohraničený strmým a vysokým okrajom. Schránka obsahuje 2 rady hrbolčekov, vnútorný na umbilikálnom okraji, vonkajší na bokoch. Vonkajšie a vnútorné hrbolčeky sú spojené priečkami, pričom vonkajšie sú väčšie ako vnútorné.

Pozn. a vzťahy: O p p e l (1863) označil túto formu za *Am. iphicerus*, keďže nemal typický exemplár *Asp. longispinum*. L o r i o l (1874) stotožnil *Am. iphicerus* a *longispinum* pod názvom

Am. longispinus. K tomu názoru sa hlásil i Neumayr (1871), pretože na základe svojich nálezov vykladal *Asp. longispinum* v širšom zmysle. Wegle (1929) uvádza *Am. iphicerus* O p p. ako synonymum *Physodoceras iphicerum* O p p l.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Rozšírenie v Karpatoch: Czorsztyń, Zaskalie a Púchov v bradlovom pásme; *svetové rozšírenie*: Anglicko, Francúzsko, Nemecko, Rakúsko, Rumunsko, Taliansko, Španielsko, Mexiko.

Aspidoceras acanthicum O p p l 1863

1863 *Ammonites acanthicus* O p p l: Paläont. Mitteil., p. 219

1871 *Aspidoceras acanthicum* O p p l; Neumayr: Schichten mit *Asp. acanthicus* O p p l, Favre: Zone à *Amm. acanthicus*, p. 62.

Rozmery v mm: D 74, 47; Šu 23, 17; Vz 30, 16; Šz 33, 22.

Popis: forma dosť dobre zachovaná, len hrbolčky sú slabo viditeľné. Boky závitov sú ploché, umbilikus široký, ventrálna strana vyklenutá. Prierez závitov srdcovitý, jeho šírka o niečo väčšia ako výška. Má 2 rady slabo viditeľných hrbolčiek na boku závitov, vonkajší rad skoro vôbec nevidieť. Umbilikus ohraničený vysokým a strmým okrajom.

Pozn. a vzťahy: uvedený druh sa zhoduje s *Asp. acanthicum*, len hrbolčky na závitoch slabo vidieť. Podľa O p p l a (1863) vonkajší rad hrbolčiek sa na vonkajších závitoch stráca.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Rozšírenie v Karpatoch: Czorsztyń, Jarabina, Zaskalie, Púchov v bradlovom pásme; *svetové rozšírenie*: Rumunsko, Rakúsko, Taliansko, Francúzsko, Švajčiarsko, Nemecko.

Aspidoceras haynaldi H e r b i c h

1871 *Aspidoceras haynaldi* H e r b i c h, Neumayr: Schichten m. *Aspid. acanth.*, p. 194, pl. 42, pl. 3.

Rozmery v mm: D 108, 106; Šz 46, 43; Vz 36, 34; Šz 46, 47.

Popis: schránka involútna, diskovitá, prierez závitov srdcovitý, šírka závitov väčšia ako výška, alebo približne rovnaká. Boky závitov sú ploché, ventrálna strana značne vyklenutá. Umbilikus hlboký, so strmou stenou a zaoblenou hranou. Na ubilikálnej hrane vidieť husto usporiadané hrbolčky, len slabo viditeľné.

Pozn. a vzťahy: popísaný druh zhoduje sa s *Asp. haynaldi*; Neumayr uvádza, že za mladších štádií je vonkajší rad hrbolčiek oveľa silnejší ako vnútorný, ale neskoršie vnútorný rad sa zosilňuje a vonkajší slabne, až úplne mizne, a ostáva len vnútorný rad. *Asp. haynaldi* je veľmi podobný *Asp. acanthicum*, ktorý nemá vnútorné hrbolčky tak blízko seba a má guľatejšie závitov.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Geografické rozšírenie: Sedmohradsko.

Aspidoceras aff. *bispinosum* Quenstedt

Rozmery v mm: D 110, Šu 63, Vz 41, Šz 51.

Popis: schránka involútna, boky závitú mierne konvexné, ventrálna strana silne konvexná, v strede vyvýšená. Prierez závitú srdcovitý, šírka závitú väčšia ako jeho výška. Umbilikus široký, hlboký, so strmou stenou, umbilikálna hrana zaoblená. Na bokoch závitov badať dva rady hrbolčekov, vnútorný na umbilikálnej hrane a silnejšie hrbolčky vonkajšieho radu ležia v polovici závitú; sú väčšie a pretiahnuté v radiálnom smere. Hrbolčky vonkajšieho a vnútorného radu sú spojené len slabými radiálnymi rebrami.

Pozn. a vzťahy: popísaný druh zhoduje sa s *Asp. bispinosum*, ktorého výška závitú je väčšia ako šírka. Podobá sa i *Aspidoceras bispinosoides* Quenstedt, ktorý má menšiu šírku závitú a menej konvexné boky závitú.

Physodoceras aff. *altenense* Orbigny

- 1847 *Ammonites altenensis* Orbigny: Paléont. franc., p. 537, pl. 204, fig. 1, 2, 3.
1871 *Aspidoceras altenense* Orb.; Neumayr: Fauna d. Schichten m. Aspid. acanthicum, p. 199, pl. 42, p. 2
1877 *Ammonites altenensis* Orb.; Favre Zone à Amm. acanthicus, p. 66, pl. 7, fig. 5.
1929 *Physodoceras altenense* Orb.; Wegele: Stratigr. u. faunist. Untersuchungen, p. 87, pl. 11, fig. 1

Rozmery v mm: D 105, Šu 34, Vz 48, Šz 38.

Popis: forma diskovitá, silne involútna, prierez závitú srdcovitý, pretiahnutý do výšky; výška závitú väčšia ako šírka, najširší je závit pri umbiliku. Boky závitú sú ploché, ventrálna strana silne vyklenutá. Umbilikus hlboký, stena umbilika strmá, umbilikálna hrana zaoblená.

Pozn. a vzťahy: tento druh sa zhoduje s *Phys. altenense*, ale po hrbolčekoch na umbilikálnej hrane vidieť len nejasné stopy; nevidieť ani zväzky prírastkových čiar, ktoré vychádzajú z hrbolčekov a tiahnu sa radiálne na závitú, pričom blízko ventrálnej strany sú silnejšie a tvoria na nej nerovnomernú nízku a širokú rebrovitú skulptúru.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Geografické rozšírenie: Rumunsko, Francúzsko, Nemecko.

Taramelliceras (*Taramelliceras*) *compsum* (O p p e l)

- 1849 *Ammonites flexuosus gigas* Quenstedt: Cephalopoden, pl. 9, fig. 2
1863 *Ammonites compsus* O p p e l: Pal. Mitteil., pl. 57, fig. 1
1863 *Ammonites holbeini* O p p e l: Pal. Mitteil., p. 213.
1871 *O p p e l i a holbeini* O p p.; Neumayr: Acanthicussschichten, p. 166, pl. 33, fig. 1.
1877 *Ammonites (O p p e l i a) holbeini* O p p.; Favre: Zone Am. acanthicus, p. 31, pl. 2, fig. 11, 12
1955 *Taramelliceras (Taramelliceras) compsum* O p p e l; Hölder: Gattung Taramelliceras, p. 110. pl. 19, fig. 22

Rozmery v mm: D 65, Šu 13, Vz 37, Šz 25,3

Popis: forma diskovitá, výška závitú väčšia ako jeho šírka, najširší je závit niečo pod polovicou výšky; boky závitú sú značne, ventrálna strana iba mierne vyklenutá. Rebrá silné, flexuózne, v polovici výšky závitú sa ohýbajú v ostrom oblúku dozadu, pričom sa delia na dve menšie rebrá a končia pri ventrálnom okraji. Ventrálna strana je hladká, so silnými, od seba vzdialenými okrajovými hrbolčekmi, stredné hrbolčeky nie sú vyvinuté.

Pozn. a vzťahy: v minulosti sa odlišovali *Amm. holbeini* a *Amm. compsus*, ktoré sa od seba líšia len veľmi málo. *Amm. holbeini* má slabšie okrajové hrbolčeky a trochu silnejšie ohnuté rebrá. Neskoršie sa zistili medzi nimi prechodné formy a Hölder (1955) ich potom spojil v jeden druh *Taramelliceras compsum*.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Geografické rozšírenie: Poľsko, Rumunsko, Nemecko, Taliansko, Francúzsko, Švajčiarsko, Rakúsko.

Lithacoceras cf. *ulmensis* (O p p e l)

Popis: forma neúplne zachovaná, involútne, prierez závitú vajcovitý, výška závitú väčšia ako jeho šírka, boky závitú ploché, ventrálna strana vyklenutá, najširší je závit pri umbiliku. Stena umbilika strmá so zaoblenou hranou. Na umbilikálnej strane posledného závitú sú silné, sedlovité rebrá, ktoré sa asi v strede závitú vetvia na jemné okrajové rebrá, prechádzajúce bez prerušenia cez ventrálnu stranu dopredu v konvexnom oblúku. Rebrá sú prorsidiátne. Pre zlý stav zachovania nepozorovať vetvenie rebier.

Pozn. a vzťahy: táto forma je podobná *Lith. ulmensis*, ale pre nedostatočné zachovanie nemôžem ju presne zaradiť.

Lithacoceras sp.

Forma involútne, ventrálna strana okrúhla, boky závitú ploché. Umbilikus široký, ohraničený strmým a nehlbokým okrajom. Prierez závitú sa nedá sledovať pre neúplnú zachovalosť. Rebrá tenké, husto usporiadané, mierne prorsiradiátne; pri ventrálnom okraji sa ohýbajú mierne dopredu, pričom sa vetvia na dve sekundárne rebrá. Cez ventrálnu stranu prechádzajú neprerušene v mierne konvexnom oblúku. Pre nedostatočnú zachovalosť nemôžem túto formu určiť na druh, lebo jedna strana schránky je poškodená. K rodu *Lithacoceras* zadeľujem ju pre stlačené boky závitú, involútne vinutie a jemné, husto usporiadané rebrá.

Nebroditis aff. *agrigeninus* (G e m m e l l a r o)

Popis: schránka plochá, evolútne, prierez závitú lichobežníkový, výška závitú väčšia ako šírka, boky závitú ploché, ventrálna strana mierne vyklenutá, v strede trochu vyvýšená. Umbilikus široký, nehlboký, prechádza pozvoľne do boku závitú; umbilikálna hrana silne zaoblená. Rebrá silné, priame, rektiradiátne, niektoré

z nich sa pri okraji ventrálnej strany vetvia na dve menšie rebrá; väčšinou však ostávajú jednoduché a končia na okraji hladkej ventrálnej strany.

Pozn. a vzťahy: uvedená forma sa líši od druhu *N. agrigeninus* tým, že tento má okrúhlejší prierez závitú, ktorého šírka a dĺžka sú približne rovnaké a rebrá sa mu častejšie vetvia.

Calliphylloceras benacense (C a t u l l o)

1871 *Phylloceras benacense* C a t., Neumayr: Schichten mit Asp. acanthicum, p. 159.

1877 *Ammonites (Phylloceras) benacensis* C a t., Favre: Zone à Am. acanthicus, p. 14, pl. 2,

Rozmery v mm: D 47, Šu 6, Vz 24, Šz 9.

Popis: schránka diskovitá, silne involútna, prierez závitú pretiahnutý, oválny, výška závitú je oveľa väčšia ako šírka. Boky závitú sú pravidelne konvexné, ventrálna strana silne vyklenutá. Umbilikus je veľmi malý. Povrch schránky hladký, bez skulptúry, badať tu šikmé a priame radiálne ryhy.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Geografické rozšírenie: Rumunsko, Taliansko, Švajčiarsko.

Lytoceras polycyclum N e u m a y r

1871 *Lytoceras polycyclum* N e u m a y r: Schichten m. Asp. acanthicum, p. 160, pl. 31, fig. 4.

Našli sme 2 exempláre tohto druhu, jeden väčší, čiastočne zachovaný a jeden malý. Vinutie evolútne, tvar diskovitý, s veľkým počtom závitov okrúhleho prierezu, povrch hladký.

Stratigrafické rozšírenie: kimeridž.

Geografické rozšírenie: Rumunsko, Rakúsko.

Bohunice, červené vápence. Našiel som tu:

Paraberriasella sp.

Rozmery v mm: D 110, Šu 53, Vz 35, Šz 24.

Popis: forma diskovitá, boky závitú ploché, ventrálna strana konvexná, prierez závitú oválny, pretiahnutý, výška závitú väčšia ako šírka. Rebrá husto usporiadané, prorsiradiátne; na okraji ventrálnej strany sa vetvia na dve sekundárne rebrá, ktoré neprerušene prechádzajú v konvexnom oblúku cez ventrálnu stranu. Na poslednom závite badať 2 ryhy.

Pozn. a vzťahy: forma sa zhoduje s *Paraberriasella*, ktorú prvý raz uvádza Donze (1948). Ako typický druh uvádza Arkell (1957) *Paraberriasella blondeti*. Je otázne, či je podrod, alebo sa líši od rodu *Pectinatites* Buckman 1922; podľa vyobrazenia Arkella je tomu tak, pretože *Pectinatites* má rebrá menej husto usporiadané a na mieste vetvenia sú mierne dopredu ohnuté; nebaď u neho ryhy ani v poslednom závite.

Stratigrafické rozšírenie: titón.

Geografické rozšírenie: Francúzsko.

Amonity kalov — oxfordu z okolia Východnej

V lete v r. 1960 našla sa južne od Východnej na severných svahoch Nízkyh Tatier vo svetlých vápencoch iľanovskej série (Biely 1960) fauna amonitov, ktorá poukazuje na kalov až oxford. Fauna obsahuje rody *Grossouvria*, *Taramelliceras*, *Sowerbyceras*, *Trimarginites*, *Lissoceratoides*.

Grossouvria subtilis Neumayr 1871

- 1858 *Amm. convolutus ornati* Quenstedt: Jura, p. 541, pl. 71, fig. 9
1871 *Perisphinctes subtilis* Neumayr: Ceph. von Balin, p. 19
1883 *Perisphinctes subtilis*; Lahusen: Fauna jurajských obraz., p. 67, pl. 9, fig. 12
1898 *Perisphinctes subtilis*; Siemiradzki: Monographie Perisph., p. 81
1905 *Perisphinctes subtilis*; Popovici — Hatzeg: Mont Strunga, p. 25.

Rozmery v mm: D 14, 7; Šu 5, 2; Vz 4, 2,5; Šz 7, 3,8.

Popis: obrys okrúhly, prierez závitú elipsovité, šírka závitú 1,5-krát väčšia ako výška. Skulptúra pozostáva z hrubších rebier, dopredu uklonených, na okraji ventrálnej strany sa vetviacich na tenšie rebrá, ktoré nerušene prechádzajú cez ventrálnu stranu v miernom, dozadu otvorenom oblúku. Na starších závitoch sú vyvinuté ryhy. U mladších exemplárov malých rozmerov rebrá slabo vidieť, väčšinou len na bokoch; dobre sú na nich viditeľné ryhy (v počte 1—4).

Pozn. a vzťahy: *Grossouvria subtilis* patrí medzi *Perisphinctida* so širokým prierezom závitú, rozšírené hlavne v kalove. Najviac sa mu podobá *Perisphinctes tardivus* Siemiradzki. Originálny exemplár Neumayra sa zhoduje s našou formou, len má o niečo užší prierez závitú, šírka jeho prierezu sa približne rovná jeho výške. Vyobrazenie Lahusena má rovnako široký prierez ako naša forma, avšak v strede ventrálnej strany má priebeh rebier prerušený úzkym hladkým pruhom.

Stratigrafické rozšírenie: kalov.

Geografické rozšírenie: SSSR, Poľsko, Rumunsko, Záp. Nemecko.

Taramelliceras pichleri (Oppel 1862)

- 1928 *Taramelliceras pichleri* Opp. Maire: Étude sur les Oppeliides, p. 24, pl. 2, fig. 7.
1954 *Taramelliceras pichleri* Hölder: Die Ammoniten — Gattung Taramelliceras p. 86, Beil. 2. fig. 44—45.

Rozmery v mm: D 15, Šu 2,5, Vz 7, Šz 5,8.

Popis: vinutie silne involútne, tvar okrúhly, prierez závitú pretiahnutý, elipsovité, rebrá vlnovité, riedko rozložené, šikmo dopredu uklonené; od umbilikálneho okraja vybiehajú v miernom, dozadu ohnutom oblúku; v strednej časti závitú tvoria dopredu ohnutý oblúk a pri ventrálnom okraji sú opäť ohnuté dozadu. V strede ventrálnej strany tiahne sa rad jemných hrbolčekov, okrajové hrbolčky nie sú vyvinuté.

Stratigrafické rozšírenie: oxford

Geografické rozšírenie: Francúzsko, Západné Nemecko.

Taramelliceras costatum nodoserratum Hölder 1954.

1954 *Taramelliceras costatum nodoserratum* Hölder: Die Ammoniten — Gattung Taramelliceras p. 101, pl. 17, fig. 15, Beil. 7, fig. 86.

Rozmery v mm: D 23, Šu 3, Vz 12, Šz 6

Popis: vinutie silne insolútne, boky málo vyklenutné, ventrálna strana plochá, prierez závitú elipsovité, rozšírený na báze; výška závitú väčšia ako jeho šírka. Rebrá sú jemné, početné, husto usporiadané, mierne zvltné. Z umbilikálneho okraja vychádzajú v oblúku obrátenom dozadu; v strednej časti závitú tvoria oblúk obrátený dopredu a k ventrálnemu okraju tvoria oblúk obrátený opäť dozadu. Na okraji ventrálnej strany vybiehajú do jemných okrajových hrbolčekov, v strednej časti ventrálnej strany sú vyvinuté stredné hrbolčky, trocha silnejšie ako okrajové.

Stratigrafické rozšírenie: oxford.

Geografické rozšírenie: Západné Nemecko.

Lissoceratoides sp.

Rozmery v mm: D 21, 9,8; Šu 4, 3,5; Vz 10, 6; Šz 8, 5.

Popis: vinutie involútne, povrch schránky hladký. Našli sme veľké množstvo drobných kusov. Pre nedostatok odlišovacích znakov nemôžem presne určiť druh. *Stratigrafické rozšírenie:* kalov-oxford.

Trimarginites sp.

Popis: vinutie involútne, schránka plochá, povrch hladký, na ventrálnej strane vyvinuté tri hrebene, oddelené dvoma brázdami. *Stratigrafické rozšírenie:* oxford. Lektoroval pg M. R a k ú s.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Arkell W. J., 1957: Cephalopoda, Ammonoidea. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca. Univ. Kansas Press and Geol. Soc. America. — [2] Burckhardt R., 1912: Faunes Jurassiques et Crétaciques de San Pedro del Gallo. Boll. Inst. de Mexico, no 29. [3] Favre E., 1877: La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. Mém. Soc. Pal. Suisse, t. IV. — [4] Hölder H., 1954: Ammoniten- Gattung Taramelliceras. Palaeontographica Bd. 105. — [5] Lahusen I., 1883: Fauna jurajskich obrazovanij Rjazanskoj gubernii. Mém. Com. Géol. Russie, vol. I. — [6] Lorient P., 1880—1: Monographie pal. des couches de la zone à Ammonites tenuilobatus de Baden (Argovie), Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. III. — [7] Maire V., 1928: Contribution à la connaissance de la faune des marnes à Creniceras Renggeri dans la Franche-Comté septentrionale. Étude sur les OPELLIIDÉS. Trav. Lab. Géol. Lyon, fasc. XII, mém. 10. — [8] Neumayr M., 1873:

Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., vol. V. — [9] O p p e l A., 1862— 3: Über Jurassische Cephalopoden. Pal. Mitt. Mus. kgl. Bayer. — Staates, part III. — [10] d'Orbigny A., 1842—51: Paléontologie française. Terrain jurassiques. Céphalopodes. — [11] Popovici — Hatzeg V., 1905: Les Céphalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga (Massif de Bucegi, Roumanie). Mém. Soc. Géol. France, vol. XIII, fasc. 3. — [12] Q u e n s t e d t F. A., 1849: Petrefactenkunde Deutschlands, Die Cephalopoden. — [13] S i e m i r a d z k i S., 1899: Monographische Beschreibung der Ammonitengattung *Perisphinctes*. Palaeontographica, Bd. XLV. — [14] S o w e r b y J., 1812— 45: The Mineral Conchology of Great Britain. — [15] W e g e l e L., 1929: Strat. und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. Palaeontographica, Bd. LXXI.

JOZEF PEVNÝ

AMMONITES FROM WHITE CARPATHIANS AND FROM THE VICINITY
OF VÝCHODNÁ

In the White Carpathians in the Klippen Belt of Western Slovakia Upper Jurassic ammonites occur in red limestones of the Czorsztyn-Sieries. They are found at the localities Streženice, composed of genera *Aspidoceras*, *Physodoceras*, *Lithacoceras*, *Calliphyloceras*, *Nebroditis*, of kimmeridgian age and Bohunice with the genus *Paraberriasella* of Tithonian age. In the vicinity of Východná on the northern slope of Low Tatras in light coloured limestones ammonites from Callovian with *Crossouvria subtilis* (N e u m a y r) and from Oxfordian with the genera *Taramelliceras*, *Sowerbyceras*, *Trimarginites* occur.

Geological Institute of Dionýz Štúr,
Bratislava, Mlynská dolina 1.

MIROSLAV PULEC

NOVÉ NÁLEZY SKAMENELÍN V LUNZSKÝCH VRSTVÁCH

V rámci štúdia lunzských vrstiev v rokoch 1958—1960 a 1962 spracoval som faunu zo severného a južného svahu Nízkych Tatier, z lokalít Brvnište SV od Banskej Bystrice, Priechod S od obce Priechod, Ráztoka SZ od obce Nemecká, Kalvária S od obce Predajná, Liptovský Hrádok na východnom konci obce, Záhorie J od Liptovskej Poruby, Brtkovice J od Liptovského Hrádku a Homôlka J od Liptovského Hrádku. Hlavnú pozornosť som pritom venoval lamelibranchiátom, ktoré tu majú prevahu, kým gastropódy a amonoidy sa vyskytujú len ojedinele (gastropódy sa našli na lokalite Ráztoka). Ďakujem dr. V. Andrusovovej-Kollárovej za láskavé určenie amonoidov, ako aj prof. M. Kochanovej a p. g. Pevnému, ktorí mi pri práci poskytli cenné rady.

Názov lunzské vrstvy a ich spodnokarnský vek stanovil L i p o l d (1863) podľa lokality Lunz v severných vápencových Alpách v Rakúsku, na Slovensku zas Dionýz Š t ú r (1868) podľa nálezu týchto skamenelín: *Equisetites arenaceus* S c h e n k., *Halobia haueri* Š t ú r, *Leda elliptica* G o l d f., *Leda sulcatella* W i s s m, a porovnania s alpským vývojom. Skameneliny našiel na týchto lokalitách: v pieskovcoch Z od Banskej Bystrice našiel zvyšky prasličky *Equisetites arenaceus* S c h e n k., v bridliciach 100 m S od Nemeckej v záreze cesty, S od Dubovej a Z od obce Ráztoka našiel *Halobia haueri* Š t ú r, *Leda elliptica* G o l d f., *Leda sulcatella* W i s s m., v doline Bystrá na svahu pri moste *Cassianella gryphaeta*. Na Železnom vrchu medzi Košickou Belou a Opatkou našiel D. Š t ú r (1869) v tmasivých bridliciach *Halobia haueri* Š t ú r. Pri výskume lunzských vrstiev v Nízkych Tatrách našli R. K e t t n e r — J. K o u t e k (1927) v podložných aónskych vrstvách na severnom svahu Nízkych Tatier mikroskopicky viditeľné organizmy lamelibranchiátov (tenkostenné schránky pripomínajúce rody *Halobia* a *Daonella*), foraminifer a úlomky ostnokožcov (pokladali ich za stielky rias).

Pri geologickom mapovaní v okolí Pohronského Bukovca našiel P. G r e c u l a (1961) severne od Ondreja *Posidonia* sp. a spolu s autorom *Cuculaea* sp. (nesprávne určená ako *Cuculaea impressa* (M ü n s t e r) a *Halobia* sp. 4 (nesprávne určená ako *Posidonia wengensis* W i s s m). Z autorovho materiálu z lokality Brvnište určila V. A n d r u s o v o v á - K o l l á r o v á (1960) *Carnites floridus* (W u l f r e n).

Ďalšie výskumy, ktoré sa týkajú lunzských vrstiev sú obsiahnuté v početných prácach, avšak v žiadnej z nich nie sú zmienky o faune.

Popis jednotlivých lokalít

Pre určenie typu študovaných ílovito-piesčitých hornín som použil klasifikáciu J. C z e r m i n s k é h o (1955), pre piesčité horniny klasifikáciu F. J. P e t i j o h n a (1949). Treba spomenúť, že z fosílií sa zachovali len skulptúrne jadrá a iba ojedinele aj vápnitá schránka. Separovanie skamenelín je sťažené v dôsledku tyčinkovitého a črepinovitého rozpadu hornín.

Lunzské vrstvy predstavujú flyšoidné súvrstvie, kde sa striedajú arkózovité pieskovce, arkózy a drobové pieskovce s ílovcami, s rôznym percentuálnym zastúpením aleuritckej zložky. Skameneliny sa nachádzajú len v ílovcach, nie však v psamitickom súvrství (okrem *Equisetites arenaceus* S c h e n k., ktoré našiel D. Š t ú r v pieskovcoch Z od Banskej Bystrice). Optimálne podmienky pre výskyt skamenelín sú v tmavosivých ílovcach aleuriticko-piesčitých, alebo aleuritických. Skameneliny sa nachádzajú len v tesnom nadloží dolomitu, reiflingského vápenca a aónskych vrstiev (1–30 m). V lunzských vrstvách je fauna viazaná iba na určité horizonty. Najbohatšie lokality s množstvom rodov a jedincov sú na južných svahoch Nízkych Tatier, na severnom svahu sú skameneliny zriedkavejšie. V ostatných pohoriach Slovenska (okrem masívu Braniska, D. Š t ú r 1868) sa fauna zatiaľ nenašla. Podľa charakteru sedimentácie lunzských vrstiev v ostatných pohoriach Slovenska možno predpokladať výskyt fauny aj na ďalších lokalitách, ktoré by umožnili spresniť stratigrafiu a rozsah lunzských vrstiev. Pri ďalšom výskume lunzských vrstiev treba hľadať skameneliny v tesnom nadloží dolomitov, reiflingských vápencov, aónskych vrstiev, v ílovcach aleuriticko-piesčitých a tmavosivých až čiernych ílovcach, slabo až silno aleuritických, kde po usadení vápnitých sedimentov boli na začiatku ílovito-piesčitej sedimentácie najlepšie podmienky pre život spoločenstva.

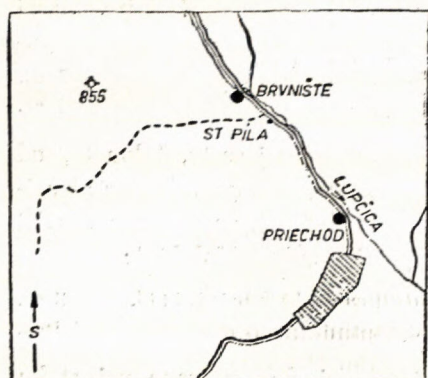
Južný svah Nízkych Tatier

Brvnište. Súvrstvie medzi Priečodom a Balážmi, asi 150 m v záreze cesty nad horárňou St. Píla, sa skladá zo silne aleuritických ílovcov tmavošedej farby, s črepinovitým rozpadom a s laminami ílovito-piesčitého aleurolitu. Na vrstevných plochách sú hojné rastlinné zbytky. Tesne v nadloží reiflingského vá-

penca je poloha laminovaného aleuriticko-piesčitého, až silne aleuritického ílovca, v ktorom sa nachádza nasledujúca fauna (celkom 53 exemplárov, patriacich 4 rodom):

<i>Halobia rugosa</i> (G ü m b e l)	42 ex.	<i>Cuculaea</i> sp.	2 ex.
<i>Halobia</i> cf. <i>miesenbachensis</i> K i t t l.	2 ex.	<i>Chlamys</i> cf. <i>tubulifer</i> (M ü n s t.)	1 ex.
<i>Halobia</i> sp. 4	1 ex.	<i>Chlamys</i> cf. <i>balatonica</i> (B i t t n e r)	1 ex.
<i>Carnites floridus</i> (W u l f e n)	4 ex.		

Prie chod. V záreze cesty, 50 m S od Prie chodu v tmavosivých ílovcoch, sa vyskytujú lamelibranchiáty, ktoré sa pre zlý stav zachovania nedajú bližšie určiť. Určili sme len dva exempláre *Halobia miesenbachensis* K i t t l.



Situačný náčrt jednotlivých výskytov fauny v širšej oblasti južných svahov Nízkych Tatier

R á z t o k a. Na východnom okraji osady Ráztoka v záreze poľnej cesty na báze súvrstvia ležia sivé aleuriticko-piesčité ílovce, striedajúce sa s ílovito-piesčitým aleurolitom a ílovcom, slabc až silne aleuritickým, tmavošedej až čiernej farby. Smerom do nadlčzia pribúda piesčitá zlcžka a tmavosivé ílovce s rôznym percentuálnym zastúpením aleuritickej zlcžky sa striedajú s arkózovitými pieskocvami a drobnami. Na vrstevných plochách pozorujeme hojnú rastlinnú zvyškú. Na tejto lokalite sa našli úlcmy amonoideí.

Celkcm sme našli 94 jedincov, ktoré zastupujú csem rodov.

<i>Leda deffneri</i> O p p e l.	3 ex.	<i>Halobia</i> sp. 1	4 ex.
<i>Cuculaea</i> sp.	7 ex.	<i>Halobia</i> sp. 4	28 ex.
<i>Entolium discites</i> (S c h l o t h.)	2 ex.	<i>Posidonia</i> sp.	1 ex.
<i>Lima</i> sp.	1 ex.	<i>Gervilleia</i> cf. <i>musculosa</i> (S t o p p.)	1 ex.
<i>Halobia rugosa</i> G ü m b.	32 ex.	<i>Myophoriopsis rosthorni</i> (B o u é)	8 ex.
<i>Halobia</i> cf. <i>miesenbachensis</i> K i t t l.	5 ex.	<i>Pleurotomaria</i> sp.	2 ex.

K a l v á r i a. Medzi Predajncu a Jasením pri vodojeme vo výkope pre vodovod, asi 10 m v nadlčzi reiflingského vápenca sú silne aleuritické ílovce tmavo-

šedej farby, s tyčinkovitým a črepinovitým rozpadom. Na vrstevných plochách sú rastlinné zvyšky. Našli sme 14 jedincov rodu *Halobia*.

<i>Halobia</i> cf. <i>miesenbachensis</i> Kittl.	1 ex.	<i>Halobia</i> sp. 1	2 ex.
<i>Halobia rugosa</i> G ü m b.	3 ex.	<i>Halobia</i> sp. 4	8 ex.

Severný svah Nízkych Tatier

Liptovský Hrádok. V záreze cesty smerom na Poprad tesne za Liptovským Hrádkom, asi 25 m v nadloží dolomitu sa vyskytujú tmavosivé silne aleuritické ílovce, ktoré sa striedajú s arkózovitými a drobovými pieskovecami aleuriticko-piesčítymi a ílovito-piesčítym aleurolitom. Fauna sa nachádza v aleurolite; našli sme 5 jedincov rodu *Halobia*.

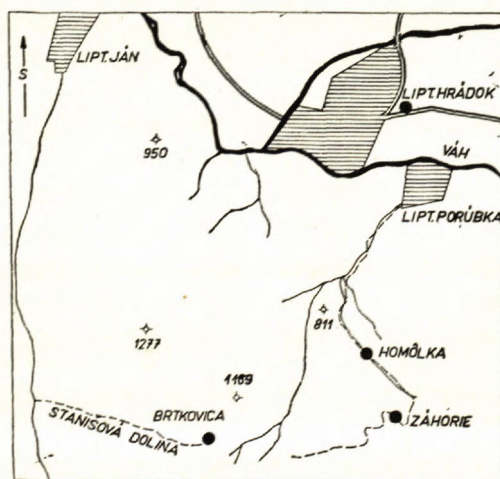
<i>Halobia rugosa</i> G ü m b.	1 ex.	<i>Halobia</i> sp. 3	1 ex.
<i>Halobia</i> sp. 1	2 ex.	<i>Halobia</i> sp. 4	1 ex.

Záhorie. Južne od Liptovskej Porubky v záreze poľnej cesty, 1 km SV od kopca Bukovica, asi 15 m v nadloží reiflingského vápenca v súvrství silne aleuritických ílovcov tmavošedej farby, s črepinovitým a tyčinkovitým rozpadom našli sme celkom 44 jedincov, ktoré zastupujú dva rody (*Daonella* a *Halobia*):

<i>Daonella</i> sp.	1 ex.	<i>Halobia</i> cf. <i>miesenbachensis</i> Kittl.	2 ex.
<i>Halobia rugosa</i> G ü m b.	2 ex.	<i>Halobia</i> sp. 4	39 ex.

Brtkovica. Na pravej strane záveru Stanišovej doliny tesne pri styku s reiflingským vápencom JZ od Liptovského Hrádku v súvrství silne aleuritických ílovcov tmavošedej farby sa našli 2 neúplne zachované jedince *Halobia* sp. 4.

Homôlka. J od Liptovského Hrádku v záreze potoka smerom na Záhorie,



Situčný náčrt výskytov na sev. svahoch Nízkych Tatier

tesne v nadloží aónských vrstiev, v silne aleuritických rozpadavých ílovcoch tmavovivej farby sa našli úlomky lamelibranchiátov a amonoideí, ktoré sa nedajú bližšie určiť. Určili sme celkom 5 jedincov rodu *Halobia*.

<i>Halobia rugosa</i> G ü m b.	1 ex.	<i>Halobia</i> sp. 2	1 ex.
<i>Halobia</i> cf. <i>miesenbachensis</i> Kittl.	2 ex.	<i>Halobia</i> sp. 4	1 ex.

Poznámky k stratigrafickej hodnote a spôsobu zachovania mäkkýšov

Faunu z lunzských vrstiev sme spracovali na základe citovanej literatúry. Keďže mnohé formy, i keď sú dobre zachované, nebolo možné z prístupnej literatúry druhove určiť, zmienime sa o spôsobe ich zachovania a o ich stratigrafickej hodnote.

Väčšina skúmaných exemplárov sa zachovala len vo forme skulptúrnych jadier, preto sme mohli určiť zväčša len ich rodovú príslušnosť. Niektoré exempláre, ktoré sa čiastočne líšili od vyobrazení a popisu v cit. literatúre, určili sme ako cf. a len v niekoľkých prípadoch bolo možné bezpečne určiť aj druh. Pri nájdených fosíliách ide iba o molusky, z ktorých najhojnejšie sú lamelibranchiáty; z gastropódov bol určený len jeden rod a z amonoideí len jeden druh (V. A n d r u s o v o v á - K o l l á r o v á 1960).

Najväčšiu stratigrafickú hodnotu pre posúdenie lunzských vrstiev má *Carnites floridus* (W u l f e n) a *Halobia rugosa* (M ü n s t e r). Nový nález *Carnites floridus* potvrdil správnosť zaradenia lunzských vrstiev do spodného karnu. Predtým sa do spodného karnu zaraďovali tieto vrstvy na základe ojedinelých nálezov lamelibranchiátov a litofaciálneho porovnania s vývinom lunzských vrstiev v alpskom triase. V Alpách sa *Carnites floridus* vyskytuje v spodnom i vo vrchnom jule (V. A n d r u s o v o v á - K o l l á r o v á 1961). *Halobia rugosa* sa vyskytuje len ojedinele v zóne s *Trachyceras austriacum* (M o j s i s o v i c s 1874) a najhojnejšie v zóne s *Trachyceras aonoides* (terajšia amonitová zóna charakteristická pre celý jul). Diener (in B i t t n e r 1912) uvádza, že *Halobia rugosa* sa najhojnejšie vyskytuje v zóne s *Carnites floridus*.

Nálezy týchto foriem na lokalite Brvnište v bezprostrednom nadloží reiflingského vápenca, ako aj hojný výskyt *Halobia rugosa* na tejto lokalite dokazuje, že fácia lunzských vrstiev sa začala usadzovať v amonoidnom pásme s *Carnites floridus*, ktoré odpovedá vrchnej zóne spodného julu chočského príkrovu.

Okrem druhu *Carnites floridus*, ktorý sa našiel na južnom svahu Nízkych Tatier na lokalite Brvnište, bližšie neurčiteľné úlomky amonoideí sa vyskytujú aj v Ráztoke a na severnom svahu Nízkych Tatier, na lokalite Homôlka. Tieto zbytky sa pre nedostatočný stav zachovania nedali bližšie určiť.

Stratigrafická hodnota ostatných mäkkýšov zo severného a južného svahu Nízkych Tatier je pre ich široký diapozón malá. Ide zväčša o formy, ktoré z lunzských vrstiev na území alpsko-karpatskej sústavy nie sú známe. *Leda deffneri* O p p e l

sa vyskytuje vo Francúzsku, južnom Nemecku, Švajčiarsku a Apeninách v réte, v južných Alpách v karne a réte a na Sicílii v karne. *Halobia* cf. *miesenbachensis* Kittl. je známa najmä v severných Alpách z karnu; *Chlamys* cf. *tubulifer* (Münster) je rozšírený v ladine a karne južných Álp; *Chlamys* cf. *balatonica* (Bittner) je známy len z Bakoňského lesa z karnu; *Gervilleia* cf. *musculosa* Stopp. sa vyskytuje hojne v južných Alpách v karne. *Entolium discites* (Schlothheim) má veľmi široký diapozón; v Nemecku sa vyskytuje v muschelkalku, v južných Alpách v anise a v ladine, v Bakoňskom lese v anise, v Dinaridách v karne a v Salt Range v anise; *Myophoriopsis rosthorni* (Boué) v južných Alpách v karne.

Na základe týchto foriem nie je možné bližšie stratigrafické zaradenie lunzských vrstiev. Okrem druhu *Halobia rugosa* sa na všetkých lokalitách vyskytuje aj *Halobia* cf. *miesenbachensis* a *Halobia* sp. 4, čo svedčí o tom, že tieto formy predstavujú kozmopolitnú faunu. Pomerne bohaté nálezy mäkkýšov v lunzských vrstvách na severnom a južnom svahu Nízkych Tatier v chočskom príkrove vyvracajú názor, že lunzské vrstvy sú chudobné na lastúrniky.

Nakoniec podotýkame, že niektoré z dobre zachovaných foriem ako *Pleurotomaria* sp., *Cuculaea* sp. a sčasti niektoré exempláre *Halobia* sp. môžu predstavovať i nové druhy, špecifické pre fáciu lunzských vrstiev.

Záver

V lunzských vrstvách severného a južného svahu Nízkych Tatier našla sa pomerne bohatá fauna. Celkove bolo určených 10 rodov lamelibranchiátov, 1 rod gastropódov a 1 rod amonoideí. Niektoré rody a druhy, ako *Leda deffneri* O p p e l, *Cuculaea* sp., *Halobia* cf. *miesenbachensis* Kittl., *Gervilleia* cf. *musculosa* (Stopp.), *Entolium discites* (Schlot.), *Chlamys* cf. *balatonica* (Bittner), *Chlamys* cf. *tubulifer* (Münst.), *Lima* sp., *Myophoriopsis rosthorni* (Boué), *Pleurotomaria* sp. a *Carnites floridus* (Wulfen), sa našli v lunzských vrstvách na území Slovenska, niektoré aj v oblasti alpsko-karpatskej sústavy vôbec, po prvý raz.

Na základe výskytu *Halobia rugosa* a najmä *Carnites floridus* a ich stratigrafického rozšírenia v tzv. predalpskom vývine (najmä lunzských vrstiev) je zrejmé, že sedimentácie lunzských vrstiev na severnom a južnom svahu Nízkych Tatier začína v chočskom príkrove vo vrchnej zóne spodného julu.

Lektorovala prof. M. Kochanová.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II, Bratislava. — [2] Andrusovová — Kollárová V., 1960: Nové nálezy amonoidov v triase Západných Karpát. Geol. sbor. XI/1, Bratislava. — [3] Arkell W. J., Kummel B. — Wright C. W., 1957: Treatise on invertebrate Paleontology. Systematic descriptions. — [4] Arthaber G. V., 1905: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes, *Lethea geognostica* II/1, Stuttgart. — [5] Assmann P., 1915: Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. Jahrbuch d. k. Preuss. geolog. Landesanstalt I, Berlin. — [6] Bittner A., 1895: Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandlungen d. k. k. geol. R. A., Wien. — [7] Bittner A., 1912: Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Resultate d. wissenschaftl. Erforschg. d. Balatonsees, Wien. — [8] Broili F., 1903: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpen. Paleontographica, Stuttgart. — [9] Czerminski J., 1955: W sprawie klasyfikacji i nomenklatury skał osadowych. Przegląd geologiczny, Warszawa. — [10] Diener C., 1923: Fossilium Catalogus I. Lamellibranchiata triadica. Neubrandenburg. — [11] Goldfuss A., 1838: Petrefacta Germaniae II, Leipzig. — [12] Gümbel C., 1861: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges I. — [13] Grečula P., 1961: Geologické pomery okolia Pohronskeho Bukovca. GP, Zprávy 23, Bratislava. — [14] Ichikawa K., 1958: Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen „Pteriidae“ (Lamellibranchiata). Paleontographica Stuttgart. — [15] Kettner R. — Koutek J., 1927: O postavení Štúrových lunzkých pískovců a reigrabenských břidlic a tzv. šipkovských slín v N. Tatrách. Rozpravy II. tř. Čs. A. XXXVI/5, Praha. — [16] Kittl E., 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Resultate d. wissenschaftl. Erforschg. d. Balatonsees I, Wien. — [17] Mojsisovics E., 1874: Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandlungen d. geol. R. A., Wien. — [18] Münster P. 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirols. — [19] Opperl A. — Suess E., 1856: Über die muthmasslichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Abhandlungen d. geol. R. A., Wien. — [20] Pettijohn F. J., 1949: Sedimentary rocks. New York. [21] Piveteau J., 1952: Traité des Paléontologie, t II, Paris. — [22] Schlotheim M., 1820: Petrefaktenkunde. Gotha. — [23] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrbuch d. k. k. geol. R. A., Wien. — [24] Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrbuch der k. k. geol. R. A., Wien. — [25] 1960: Práce Dionýza Štúra — vybrané state. SAV, Bratislava.

MIROSLAV PULEC

NEUE FOSSILIENFUNDE IN DEN LUNZER SCHICHTEN

Bei den Kartierungsarbeiten in der Niederen Tatra fand man neue Lokalitäten von Fossilien in den Lunzer Schichten, und zwar Brvnište NO von B. Bystrica, Priechod N von dem Dorfe Priechod, Ráztočka NW von Nemecká, Kalvaria N von Predajná, am östlichen Teil der Siedlung Lipt. Hrádok, Záhorie S von Lipt. Hrádok und Homólka S von Lipt. Hrádok. An diesen Fundorten im Hangenden des Dolomites, des Reifling-Kalkes und der Aonschiefer (1–30 m) wurden in dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen mit verschiedener Vertretung der aleuritischen Komponente folgende Versteinerungen gefunden: *Leda deffneri* Opperl, *Cuculaea* sp., *Daonella* sp., *Halobia rugosa* Gümbel, *Halobia* cf. *miesenbachensis* Kittl, *Halobia* sp. 1, 2, 3, 4, *Posidonia* sp., *Gervilleia* cf. *musculosa* (Stopp.), *Entolium discites* (Schlotheim), *Chla-*

mys cf. balatonica (Bittner), *Chlamys cf. tubulifer* (Münster), *Lima* sp., *Myophoriopsis rosthorni* (Boué), der Gastropod *Pleurotomaria* sp. und der Ammonit *Carnites floridus* (Wulfen). In der Arbeit halte ich mich der Gliederung der Ammoniten nach G. V. Arthaber (1905), D. Andrusov (1959) und V. Andrusovová-Kollárová (1960). Auf Grund der Ammoniten und Lamellibranchiaten-Funde kann man die Lunzer Schichten am N und S Hange der Niederen Tatra für die oberen Zonen des unteren Jul halten.

Vysvetlivky k tab. XV–XVI

Tab. XV

Obr. 1. *Leda deffneri* Opper, lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. 2 — *Cuculaea* sp., lok. Ráztoka, 2× zváčš. 3 — *Daonella* sp., lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. 4 — *Halobia rugosa* (Güemb.), lok. Brvnište, 1,5× zváčš. 5 — 6: *Halobia cf. miesenbachensis* Kittl, lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 7 — *Halobia* sp. 2. lok. Homôlka, 1,5× zváčš. — 8 — *Halobia* sp. 3. lok. Lipt. Hrádok, 2× zváčš. — 9 — *Halobia* sp. 4. lok. Záhorie, 1,5× zváčš.

Tab. XVI

Obr. 1. *Halobia* sp. 1, lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 2 — *Posidonius* sp., lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 3 — *Gervilleia cf. muscosa* (Stopp.), lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 4 — *Entolium discites* (Schloth.), lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 5 — *Lima* sp., lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 6 — *Myophoriopsis rosthorni* (Boué), lok. Ráztoka, 1,5× zváčš. — 7a, b: *Pleurotomaria* sp., lok. Ráztoka, 1,5× zváčš.

DISKUSIA

Poznámky k termínom tektonická jednotka a pásmo (návrh na niektoré nové termíny)

Používanie termínov *tektonická jednotka* a *pásmo* v rôznom význame súvisí s prehlbovaním poznatkov o stavbe a vývine Západných Karpát. Bližším objasnením charakteru štruktúr jednotlivých celkov vzniká potreba nahradiť doteraz používané všeobecnejšie termíny termínmi konkrétnejšími, a to nielen z dôvodov formálnych, ale aj preto, aby sa v termíne odrazilo aj nové poňatie, nový obsah (kvalita).

K termínu tektonická jednotka

V našej literatúre sa termín *tektonická jednotka* používa pre tri hlavné celky Centrálnych Karpát, ktoré sú základom tektonickej koncepcie z 30-tych rokov: tatrídy, veporídy (= granídy), gemerídy. V tom zmysle vyznieva i najnovší návrh *A n d r u s o v a* (1963), podľa ktorého pre tieto jednotky je charakteristická ich samostatnosť, zvýraznená ich oddelením od susedných líniou rôzneho zmyslu (príkrov, násun, zlomová porucha) i rôznosť formy (príkrov, skybový príkrov, bloková jednotka). Ide teda o elementy nadradené (primárne, fundamentálne), ktoré dokonca presahujú i rámec Západných Karpát a pokračujú do východných Álp (*A n d r u s o v* 1960). S takto ponímanými tektonickými jednotkami sa geneticky spájajú i sedimentačné pásma: tatrídne, subtatrské a gemerídne (spišsko-gemerské). Za radove nižšie sa ponímajú jednotlivé príkrovy (napr. križňanský, chočský, vysokotatrský atď.), s ktorými sa stotožňujú i stratigrafické celky, či série.

V posledných rokoch sa používal pojem *jednotka* síce v zmysle paleogeografikom pre skupinu sérií kordilierového typu (*M a h e l* 1959 — západokarpatská jednotka), ale pri zaužívanom stotožňovaní jednotiek paleogeografických, litologicko-stratigrafických a tektonických sa ponímala i ako *jednotka tektonická*, a to aj pre tektonické elementy tzv. (druhoradé) nižšieho radu: križňanská jednotka, chočská, obalová, manínska atď. (*M a h e l* 1961).

Pri zavedení termínu *západokarpatská jednotka* sme chceli poukázať hlavne na iné, nové genetické vzťahy oproti zitému členeniu na tatrídy, veporídy. Vyčlenením skupiny sérií kordilierového typu vyplynuli podstatne užšie vzťahy krížňanskej jednotky k obalovej. K podobným záverom som dospel aj pri analýze formácií (M a h e l 1963, 1964), opierajúcej sa o fácie, ich stratigrafické rozpätie i o znaky, či prejavy tektonických pochodov. Krížňanská jednotka vznikla podľa toho v sedimentačnom priestore s rovnakým tektonickým pulzom ako obalové i za približne rovnakých paleogeografických podmienok. Tento názor narušuje základy doterajšej koncepcie o genetickej nezávislosti a spätosti tzv. subatranských príkrovov. Genetické odčlenenie a nesúvislosť krížňanskej a chočskej jednotky potvrdzuje i preukázanie regionálneho významu dobšinskej jednotky (B i e l y 1960; F u s á n 1962). I keď jej širší význam a hlavná úloha pri objasňovaní genetických vzťahov chočskej, besníckej a drienoveckej jednotky (novovyčlenené jednotky besnícku a drienoveckú pomenovávame podľa vrchov analogicky ako sú názvy krížňanská, chočská, manínska) nie je celkom jasná (môže predstavovať i čiastkové, úzke antiklinály), jej intrageantiklinálny ráz medzi dvoma základnými paleogeografickými oblasťami (severnejšou krížňanskou a južnejšou chočskou; prvá ako súčasť geotektonického pásma severnejšieho tatrídno-krížňanského, druhá južnejšieho chočsko-gemeridného, pričom dobšinská jednotka má v podstate vývin južnejší) možno považovať za preukázaný.

Zistenie iných genetických vzťahov medzi tektonickou jednotkou krížňanskou a chočskou, resp. ich vzťah k susedným jednotkám nutne vedie k zmene predstáv o členitosti sedimentačného priestoru a k upusteniu od názoru o sedimentačnom pásme subatranskom, spoločnom pre krížňanskú a chočskú jednotku. V dôsledku toho sa musí meniť aj poňatie pojmu *veporídy* ako tektonickej jednotky, a to z niekoľkých príčin. Pôvodne sa pod veporidami rozumeli tzv. subatranské príkrovy a zóny veporského kryštalinika s tzv. koreňovým mezozoikom; dnes sa rozširuje tento pojem o dobšinskú jednotku, ktorá tvorí podstatnú časť tzv. koreňového mezozoika; ale zužuje sa o podstatnú časť krížňanskej jednotky, z ktorej s Iubietovskou a krakľovskou zónou kryštalinika sú geneticky späté len jej okrajové vnútorné série, zasiahnuté metamorfózou (séria Veľkého Boku, Drienkyne a pod.). Sedimentačný priestor podstatnej časti krížňanskej jednotky sa nachádzal azda severnejšie.

Pokiaľ ide o zaradenie chočskej príkrovovej jednotky, v posledných rokoch je tendencia zakoreňovať ju južne od pásma veporského kryštalinika, teda mimo veporíd. Pravda, táto otázka súvisí, ako sme už vyššie uviedli, s objasnením postavenia a členitosti dobšinskej jednotky. Ak sa preukáže možnosť zakorenenia chočského príkrovu uprostred kryštalinika veporských zón, obdobne bude nutné zaradiť i spišskú jednotku. Slovom rozsah pojmu veporídy sa kvalitatívne mení (náplňou, významom) a pravdepodobne prekoná v najbližších rokoch ďalšie zmeny. Domnievam sa preto, že jeho ďalšie používanie len zväčší už

i tak dosť značný zmätok. Pravda, užívanie toho-ktorého pojmu vyplýva predovšetkým z potreby. Pri písaní svojho príspevku pre Regionálnu geológiu ČSSR došiel som k záveru, že tento pojem je prežitý, a preto i zbytočný. Nejde totiž o osobitný celok ani v zmysle tektonickom, ani paleogeografickom. To reálne, čo z neho zostáva, sú štyri pásma retrográdne metamorfovaného kryštalinika (Iubietovské, krakľovské, kráľovoholské a kohútske), ktoré iste predstavujú z hľadiska genetického význačný celok, úloha a funkcia ktorého nie je zatiaľ celkom jasná. Domnievam sa, že príliehavejšie by bolo označovať ich ako *veporské kryštalinikum*.

V tom zmysle bude potrebné upustiť aj od pojmov *tatridy* a *gemeridy* a osobitné typy predmezozoických komplexov označovať ako tatridné a gemeridné, prípadne gemerské. Názov gemeridné, či gemerské aj pre doprovodné mezozoikum nedoporučujem nielen vzhľadom na nový názor o sedimentačnom priestore, o genetickej väzbe chočského príkrovu, ale i preto, že pod pojmom gemeridné mezozoikum, resp. gemeridy sa rozumelo jednotné mezozoikum jednej série jednej tektonickej jednotky. Po nových výskumoch je však zjavné, že ide o dve jednotky, severnú-*besnicku* (rozloženú v severogemerskom synklinóriu) a južnú-*drienoveckú* (charakteristickú pre juhoslovenské synklinórium).

Používanie termínu *tektonická jednotka* pre tektonické elementy tzv. nižšieho radu (krížňanská, chočská atď.) má svoje príčiny v nových poznatkoch, ktoré do iného svetla postavili tektonický charakter niektorých z nich, ich litologicko-stratigrafickú náplň a u niektorých jednotiek aj rozsah. Preto prichodí zmeniť i počet *tektonických jednotiek, názor na ich postavenie a význam* v rámci Centrálnych Karpát.

Väčšina tektonických elementov nižšieho radu sa stotožňovala s príkrovmi a tak sa vžili termíny: krížňanský, chočský, spišský, vysokotatranský príkrov. Kritický postoj k príkrovovému charakteru niektorých z nich si vynútil zmenu termínu, a tak sa začal používať termín *krížňanská jednotka* a pod. Súčasne s tým sa ukázalo, že väčšina uvedených tektonických jednotiek je vlastne súborom litologicko-stratigrafických jednotiek, či sérií (M a h e l 1959, 1961, 1962). Ešte dodnes však väčšina geológov pod dojemom výuky v školách stotožňuje tektonickú jednotku so sériou; vzťahy tektonickej a litologicko-stratigrafickej jednotky ponímajú priamočiario. Nové poznatky však dostatočne ukazujú, že tektonická jednotka môže mať jednu prípadne dve série takmer pozdĺž celých Západných Karpát a viac sérií, resp. vývinov lokálneho rozsahu. Prvé poukazujú na základný charakter sedimentačného pásma, v ktorom tektonická jednotka vznikla a na jeho zmeny v priečnom smere. Druhé (lokálne) série odrážajú vplyv rozsahom obmedzených tektonických a morfológických činiteľov (kordiliéry, zlomy). Veľká pestrosť sérií a vývinov u jednotlivých tektonických jednotiek je i dôsledkom toho, že paleogeografický obraz geosynklinály, rozsah a vzťahy čiastkových sedimentačných priestorov sa v priebehu jednotlivých vývinových štádií alpínskej etapy

menili. Novšia predstava o členitosti sedimentačného priestoru obalovej, krížňanskej, chočskej, ale i besníckej a drienoveckej jednotky sa zásadne líši od doterajších. Členitosť ich sedimentačného priestoru bola zrejme podstatne väčšia a v priebehu vývinu premenlivejšia, ich vývin bol menej priamočiary. Paleogeografická zonárnosť sa uplatňovala skôr iba v hrubých obrysoch než v detailoch.

Niektoré tektonické jednotky (tzv. klasické), preukázané už v prvých dvoch desaťročiach nášho storočia: obalová, krížňanská (predtým spodnosubtatranská), chočská (prv vyššia subtatranská) i po nových poznatkoch ukazujú sa plne odôvodnené. Prichodí len doplniť počet sérií a upraviť ich rozsah. Pravda, v inom svetle sa javí ich členitosť v čiastkové tektonické jednotky. K chočskej jednotke priradujeme i strážovský príkrov. Výrazne sa menia i názory na členitosť obalovej jednotky, ktorá sa nejaví už ako súbor štyroch čiastkových jednotiek (vysokotatranská, malokarpatská, Iubietovská a nízkotatranská so šiprúnským príkrovom — A n d r u s o v 1938, 1942), ale ako súbor jednotiek, rozsahom obmedzených vždy len na jedno jadrové pohorie.

Ako osobitnú prichodí vyčleniť *manínsku tektonickú jednotku*, a to nie v rozsahu vysokotatranského príkrovu, teda vrátane obalovej jednotky Malej Fatry a Vysokých Tatier (A n d r u s o v 1942), ale len tzv. manínske bradlá (včítane ich západného pokračovania) a ich kriedový obal. Má totiž nielen iné tektonické postavenie a vzťahy ako ostatné čiastkové obalové jednotky, ale i odlišný vývin. Za samostatnú tektonickú jednotku považujem i *dobšinskú*, ďalej *besnícku* a *drienoveckú*; každá z nich má odlišné priestorové postavenie, iný obsah sérií a odlišný tektonický štýl.

Uvedené tektonické jednotky sú charakteristické pre Centrálnu Karpaty, predstavujú základné stavebné elementy, nepresahujúce ich rozsah. Tektonické jednotky východných Álp (frankfeldská, ötscherská, lúnská a iné), v ktorých sa hľadalo predĺženie tektonických elementov Západných Karpát, i keď sú analogické, sú samostatné, s iným vývojom, charakteristickým pre najvýchodnejší segment Álp. Všetky menované tektonické jednotky Centrálnych Karpát sa vytvorili počas kriedového vrásnenia, sú rovnorodé, možno ich počítať za základ tektonickej terminológie, môžu byť mierou pre tektonické elementy. Sú to veličiny reálne v každom smere. Tektonické celky nižšieho radu navrhujem nazývať *čiastkovými tektonickými jednotkami*, kým série sú *základnými jednotkami inej sústavy veličín* — *litologicko-stratigrafickej*.

Radove vyššie než tektonické jednotky, či tektojednotky sú *geotektonické pásma*, pravda, len do určitej miery. Mám na mysli také jednotky, ako sú klasické *alpské helvetidy*, *pienidy* a pod. Považovať tieto jednotky za čisto tektonické, i keď vyššieho radu, znamenalo by zužovať ich úlohu vo vývine celej sústavy. Nevznikli totiž až za vrásnenia, ale predstavujú vlastne (primárne) paleogeografické pásma (sedimentačné) vyššieho radu. Takú jednotku predstavuje *Oberostalpin* a *chočsko-gemeridná geotektonická zóna*, vrátane maďarského Stre-

dohoria. Na tomto príklade, ale i na príklade helvetíd je zjavné, že i pri mnohých spoločných znakoň majú odlišnú druhotnú členitosť i tektonickú stavbu v jednotlivých segmentoch, ba dokonca i odlišné postavenia vo vzťahu k susedstvu. Spomínanú jednotku, zasahujúcu z Východných Álp do Karpát, treba tiež pomenovať názvom priliehavým k pieniniku a helvetiku; azda výstižný je názov *austroalpikum*, lebo jej charakteristickým znakom v celej jej dĺžke je tzv. austroalpský vývin mezozoika. Príslušnosť celku, známeho ako Unterostalpen, je otázna. Tatrídno-krížňanskú jednotku považujeme za špecifikum Západných Karpát; azda priliehavý by bol pre ňu termín *slavikum*.

Pre vylúčenie prípadného nedorozumenia zdôrazňujem: predkladaný návrh nepočíta len so zmenou termínu pre jednotlivé kategórie tektonických elementov konkrétne v tom, že za základné tektonické jednotky považuje celky predtým zaradené ako čiastkové jednotky (krížňanská, chočská a pod.). Prípisuje sa tým iný význam, ale i iný rozsah, predovšetkým celkom tatrídy, veporídy, gemerídy, prv považovaným za tektonické jednotky z hľadiska paleogeografického (v prvom rade ide o jednotky paleogeografické). Viac opodstatnené sa nám zdá členenie na dve veľké geotektonické zóny: južnejšiu *austroalpikum* a severnejšiu *slavikum*; ich rozmedzie vytvárala azda *pohorelská línia*. Dobšinskú jednotku zaradujeme, ako vidieť, k južnejšej zóne, má austroalpský typ mezozoika. Kremence v spodnom triase nemôžu byť rozhodujúce pre jej zaradenie, sú predsa bežne vyvinuté i v chočskej jednotke.

K pojmu štruktúry

Vedľa tektonických jednotiek, ktoré sú elementami matérie, za stavebné prvky považujem štruktúrne formy, predovšetkým *antiklinály a synklinály*. V literatúre sa často stretávame s ich najrozličnejšími typmi, čo do genézy i rozsahu; chybuje však akokoľvek taxonómia. Obdobne ako u tektonických jednotiek, aj u nich za základné jednotky sústavy vrás treba považovať tie, čo majú význam *celokarpatský*. Treba si však pritom uvedomiť, že Centrálné Karpaty prekonali zložitý vývoj a ich tektonické formy v rôznych periódach vrásnenia sú kvalitatívne rozdielne. Najdôležitejšie sú formy *alpínskeho cyklu*, vytvorené počas kriedových fáz vrásnenia a formy *mladšie*, vzniklé počas fáz trefohorných. Prvé, staršie, predstavujú *antiklinória a synklinória*; možno ich považovať za základné štruktúrne formy Centrálnych Karpát a hovoriť o nich ako o štruktúrnych jednotkách. Druhé sú mladšie, mediotypného charakteru — *megaantiklinály a megasynklinály* — a tvoria základ *morfologických celkov*, možno o nich hovoriť ako o *morfotektonických jednotkách*.

Štruktúrne jednotky sformovali sa v období vzniku a po vytvorení tektonických jednotiek, a teda i po presune príkrovov (prípadne v záverečnej fáze presunu), lebo na ich stavbe sa podieľa spravidla viac tektonických jednotiek, vrátane príkrovov. Morfológicky sú zväčša nevýrazné, zastreté mladšími štruktúr-

nými formami. V Centrálnych Karpatoch od severu k juhu vyčleňujeme: príbradlové antiklinórium, zložité polyštruktúrne pásmo tatro-fatranské, hronské synklinórium, severoveporské antiklinórium, severogemerské synklinórium, kohútsko-volovecké antiklinórium a juhoslovenské synklinórium. Antiklinóriá majú ako celky v pomere k susedným štruktúrnym jednotkám antiklinálny ráz a sú zložené z antiklinál, oddelených úzkymi synklinálami, často tektonicky vytiahnutými, redukovanými.

V synklinóriách, ktoré majú v pomere k susedným štruktúrnym jednotkám synklinálny charakter, prevládajú synklinály, oddelené úzkymi antiklinálami, miestami redukovanými s pretiahnutými plochami násunov. Každá z týchto štruktúrnych jednotiek má svojskú náplň tektonických i litologicko-stratigrafických jednotiek a vykazuje i určité osobitosti tektonickej stavby.

V zmysle vžitej koncepcie mnohé z nich sú známe ako zóny (či pásma) muráňska či galmuská (K e t t n e r 1938; A n d r u s o v 1960), lubietovská, krakovská, Kráľovej hole, kohútska — bez bližšej charakteristiky ich štruktúrneho charakteru. Rozloženie paleogénu a treťohorných vnútorných kotlín i smerová divergencia medzi týmito staršími štruktúrnymi jednotkami a popaleogénnymi štruktúrami a včlenenie určitých častí prvých do druhých poukazujú na starší pôvod štruktúrnych jednotiek, a teda na ich genetickú spätosť s kriedovým vrásnením.

Morfotektonické jednotky, *megantiklinály* a *megasynklinály* slúžili ako podklad pre vytvorenie morfológických celkov. Vyznačujú sa veľkým zakrivením, zväčšujúcim sa so vzdialenosťou od flyšového pásma, ktoré bolo hlavným dejiskom neogénnych vrásnení alpinotypného charakteru. Prejavuje sa to tým, že vzniklé štruktúry v najvnútornejších pásmach majú charakter zjednocujúci. Vytvorilo sa mohutné pásmo (Slovenské rudohorie) — *megaantiklinála*, ktorá zahŕňa rad kriedových štruktúr (juhoslovenské synklinórium, kohútsko-volovecké antiklinórium, podstatná časť severogemerského synklinória a severoveporského antiklinória) v jeden morfotektonický celok, málo rozčlenený. Došlo pritom k zastretiu pôvodného charakteru i takej kriedovej štruktúry, akou je severogemerské synklinórium.

Štruktúry vzniklé v severných častiach bližšie k vonkajším flyšovým Karpatom sú menšie; možno hovoriť o *brachysynklinálach* a *brachyantiklinálach*. Sú charakteristické pre pásmo jadrových pohorí, ktorého podstatnú časť vytvára polyštruktúrne pásmo tatrofatranské; jeho súčasťou je i hronské synklinórium, časť severoveporského antiklinória, ba i časť severogemerského synklinória.

Termín pásmo (zóna)

Pásmo je pojem všeobecný, vyjadrujúci predovšetkým určité celky, rozložené na väčšie vzdialenosti, charakterizované niektorými osobitosťami stavby. V našej literatúre sa tento pojem používa pre celky radove navzájom veľmi odlišné (krak-

lovská zóna, galmuské pásmo, bradlové pásmo, centrálné pásmo, pásmo jadrových pohorí atď.). Zrejme aj M á š k a — Z o u b e k (1961), uvedomujúc si to, pre odlišenie rozličného významu (radu) čo do rozsahu zavádzajú pre čiastkové celky označenie „p o d z ó n a“. Používanie termínu *pásmo* vyplynulo z nedostatočnej znalosti štruktúrneho charakteru. V posledných rokoch sa bližšie poznal charakter mnohých pásiem. Označenie *severogemerské synklinórium* rozhodne bližšie určuje tektonický charakter tejto štruktúry ako pomenovanie galmuské pásmo. Výstižnejší je i názov *bradlové antiklinórium* ako bradlové pásmo (M á š k a — Z o u b e k 1960). Domnievam sa, že pojem pásmo je prilietavý hlavne pre také morfolofotektonické celky — jednotky, ktoré síce majú zhruba rovnaký morfolofogický charakter (daný posledným štádiom vývinu), ale odlišný vývin i stavbu jednotlivých častí, alebo kde je štruktúrny charakter málo známy, alebo nejednotný. Návrh A n d r u s o v a (1964) používať tento pojem pre pruhy, ktoré v priebehu predtektonického i tektonického vývinu prekonalí rovnaký geologický vývin, nezodrazňuje, podľa nášho názoru skôr neguje existenciu tektonických štruktúr, hlavne kriedových. Názvy centrálné pásmo, prípadne flyšové pásmo atď. mali by sa nahradíť pojmiami *centrálné* (či *vnútorné*) *Karpaty* a *vonkajšie*, prípadne *flyšové Karpaty*.

*

Záverom chcem zdôrazniť, že terminológia v podstate odráža stav a úroveň poznatkov. Mnohé termíny, a to základné, sú späté s koncepciou 30-tych rokov natoľko, že ich nahradenie novými termínmi možno považovať za jeden zo znakov zmeny tejto koncepcie, ktoré prekonalá na základe prehlbovania našich znalostí. V našom prípade sa to týka v prvom rade vžitých termínov tatrídy, veporídy a gemerídy. Nové poznatky si vyžadujú odlišovať litologicko-stratigrafické jednotky od tektonických jednotiek, povýšiť tektonické elementy v našom prípade západokarpatského rozsahu (križňanská, chočská jednotka) za základné taxonomné jednotky tektonické a vymedziť štruktúrne a morfolofotektonické jednotky.

Michal Maheľ,
Bratislava

„Biologický“ či „geologický“ smer v paleontológii?

Paleontologický výskum zaznamenal v posledných 10—15 rokoch aj u nás veľký pokrok, hlavne pri aplikácii paleontologických výsledkov v biostratigrafii a pri biofaciálnom hodnotení sedimentov. Avšak na geologických a paleontologických konferenciách sme boli svedkami živých diskusií o potrebe a účelnosti, o nedostatočnom alebo nadmernom využívaní paleontológie; o tom, či v budúcnosti razíť „biologický“ alebo „geologický“ smer v paleontológii.

Skúsenosti z posledných rokov dali za pravdu tým, ktorí zastávali názor, že vekové zaradenie a korelácia vrstiev na strane jednej a faciálny výskum na strane druhej sú omnoho presnejšie prevediteľné na základe organických zvyškov, než na základe rýdzo litologickom. Presvedčili nás o tom výsledky, dosiahnuté v stratigrafii a vo výskume karpatského neogénu, nové výsledky vo flyši, dosiahnuté na základe numulitov a planktónu, výsledky dosiahnuté v kriede a napokon aj objavené ložiská surovín, predvídané na základe biostratigrafických a biofaciálnych znalostí.

Cez to všetko sa diskutuje, už snáď ani nie o tom, či forsírovať paleontológiu ako jeden zo základných kameňov geologického výskumu, resp. prieskumu — táto doba dúfame, že už je preknaná — ale najnovšie o tom, či razíť tzv. „biologický“ alebo radšej „geologický“ smer paleontológie. Pre bližšie objasnenie týchto požiadaviek je potrebné vniknúť trochu hlbšie do súčasnej problematiky paleontológie u nás. Toto vedné odvetvie (resp. jeho výskumné metódy a výsledky, aplikovateľné v geológii) by malo napredovať paralelne s ostatnými špecializovanými geologickými disciplínami, ak sa má využiť pri plnení úloh, stojacich pred geológiou v danom období. Musíme si pritom uvedomiť, že na paleontológiu sme mali iné požiadavky pred 10 rokmi a iste budeme mať iné požiadavky o 10 rokov.

Preto skúmajme z hľadiska dnešných potrieb a účelnosti na jednej strane, *čo vlastne chceme dosiahnuť pomocou paleontológie* pri daných perspektívnych výskumných úlohách, k čomu môžeme účelne využívať výsledky paleontológie a na druhej strane skúmajme, *čo je paleontológia schopná* za danej situácie poskytnúť, čo od nej môžeme očakávať. Myslím, že takéto posúdenie možnosti a účelnosti pomôže nám nájsť odpoveď na diskutované otázky.

Pri otázke, čo chceme a čo očakávame od paleontológie, nesmieme opomenúť, že konečným efektom základného geologického výskumu je podrobná rekonštrukcia všetkých fyzikálnych a chemických podmienok, ktoré na tom-ktorom území existovali v jednotlivých geologických dobách, inými slovami načrtnutie detailného paleogeografického obrazu v širšom slova zmysle, t. j. vrátane podmienok sedimentácie, klímy a ostatných chemických a fyzikálnych činiteľov určitého prostredia v danom období. Tým dosiahneme samozrejme aj obraz o možnostiach vzniku a rozšírenia úžitkových nerastov.

Aby sme dosiahli tento cieľ a čo najviac sa priblížili k ideálnej rekonštrukcii paleogeografických pomerov, musíme dešifrovať dve základné veličiny: stratigrafickú pozíciu vrstiev, aby sa mohla urobiť ich korelácia, tektonika, úložné pomery etc., a rekonštruovať chemické a fyzikálne pomery počas vzniku vrstiev, teda poznať fácie v ich užšom i širšom slova zmysle.

Myslím, že nie je diskutabilné, že pri sedimentárnych horninách — s takýmito sa dostávame do styku v dvoch tretinách územia Západných Karpát — rozširovať obe tieto základné veličiny, teda vek a fácie môžeme spoľahlivo len pomocou

výskumu fosilných organických zvyškov. Pri detailnom výskume či už mezozoika alebo terciéru a kvartéru je už prekonaná metóda litostratigrafie; a čo sa týka facií, nové výskumy na celom svete dokazujú — čo nakoniec je logické a prirodzené — že najspolahlivejším ukazovateľom prostredia boli a sú organizmy, ktoré najcitlivejšie reagovali na chemické a fyzikálne zmeny prostredia. Je teda jasné, že v záujme vytýčeného cieľa nemôžeme obísť, ani zanedbávať paleontologický výskum, od ktorého očakávame také exaktné dáta, ktorými bude možné ďalej detailizovať stratigrafiu a rozpoznať fácie.

Pri druhej otázke, čo môže dnes paleontológia poskytnúť pre geológiu vôbec, musíme aspoň zbežne analyzovať výsledky, dosiahnuté u nás v posledných rokoch; kde sú klady, kde a prečo stagnujeme na niektorých úsekoch paleontologického výskumu. S uspokojením konštatujeme, že začiatkom päťdesiatych rokov a najmä v rámci vyhotovenia generálnych geologických máp sa v podstate vyriešili temer všetky zásadné stratigrafické problémy neogénu a neflyšového paleogénu, mnohé otázky stratigrafie flyša a mezozoika práve pomocou paleontológie. Vytvorila sa i možnosť rozsiahlej korelácie stratifikovaných vrstiev na základe fosílií i cez rámec karpatskej sústavy a podarilo sa vytvoriť regionálny paleogeografický podklad neogénu z celej Paratetýdnej oblasti (ovšem na báze rýdzo stratigrafickej z hľadiska bioprovinciálnych vzťahov, a nie facií). Korelácia a identifikovanie vrstiev, ba i horizontov v rámci jednotlivých stupňov, na širokých areáloch i medzi jednotlivými panvami viedla v niekoľkých prípadoch k objaveniu nových naftových a plynových štruktúr, lignitových ložísk, resp. k spresneniu perspektívnej možnosti výskytu dôležitých surovín sedimentárneho pôvodu. Dosiahnutý efekt teda oprávňoval geológov naďalej raziť tento biostratigrafický smer. Snaha geológov-„biostratigrafov“ bola ešte jemnejšie horizontovať, resp. presnejšie korelovať stále širšie sedimentačné oblasti (aj spolu nesusediace) i so zreteľom na faciálnu rozmanitosť stratigraficky totožných obzorov. A tu sme sa ocitli do určitej miery v slepej uličke. Na takéto nové úlohy už nepostačili také vedomosti, ako napríklad, že prítomnosť burdigalu určujeme na základe výskytu *Chlamys gigas*, alebo sarmat na základe sto rokov známej brakickej endemickej fauny. Narazili sme na biostratigrafické problémy, ktoré nemôžeme riešiť na základe doterajších paleontologických znalostí. Dnes máme ťažkosti nielen pri korelácii, ale vôbec pri stanovení hranice tortón-sarmat vo vývoji brakickom, nedokážeme korelovať, resp. vymedziť spodný tortón v Podunajskej nížine, nedokážeme korelovať hraničné vrstvy oligocénu a miocénu; podobné problémy máme ešte vo väčšom meradle v starších útvaroch.

Dospeli sme teda viac-menej k hranici, kde *dnešné metódy* a spôsob určovania paleontologického materiálu, dnešné znalosti o vývojových štádiách organizmov a ich identifikácia nepostačí na riešenie tak jemných biostratigrafických problémov, aké nám nastoluje *dnešný stav vývoja a dnešné požiadavky geológie*. Tento nedostatok bol do určitej miery citeľný už v dobe ukončenia geologického mapo-

vania v mierke 1 : 200 000; zabrzdil však rozvoj biostratigrafie v posledných rokoch. Časť geológov začala sa znovu kriticky, ba skepticky dívať na hodnotu, lepšie povedané na použiteľnosť paleontológie pri riešení dnešných problémov. Pritom si neuvedomili príčinu, že sme totiž zabudli prehlbovať naše vedomosti v samotnej paleontológii. Čerpali sme zo starých poznatkov a kým tieto stačili, riešili sa aj biostratigrafické úlohy.

Preto sme toho názoru, že skepticizmus v tomto smere nie je na mieste. Pravdu majú tí, čo hlavne pomocou fylogenetického výskumu začali zvyšovať úroveň samotnej paleontológie. Je to jediná cesta, ako môže paleontológia získať opäť *potrebný predstih*, aby bola dostatočne pripravená pre závažné biostratigrafické úlohy prítomnosti a budúcnosti.

Ešte horší je stav pri aplikácii paleontológie v druhom základnom odvetví — v *biofáciálnom výskume*. Tu môžeme hovoriť v podstate o celosvetovej kríze, ktorá sa napr. v USA postupne začína prekonávať ekologickým výskumom hlavne foraminifer, v SSSR pokusmi ekologických štúdií niektorých mäkkýšov a pod. Aj u nás sa síce započalo so sústavnejším aktuopaleontologickým výskumom, ale doterajšie výsledky zďaleka neuspokojujú. Veď už pri vypracovaní samotnej metodiky aktualizmu sme narazili na základné nedostatky. Najväčším z nich je nesporne okolnosť, že chýbala a dodnes chýba spoločná porovnávacía báza fosilného materiálu s recentným. Vo všesvetovom meradle sa uplatnili prevažne len ekologické štúdiá fosilizácie neschopných organizmov; úplne chýbajú spoľahlivé dáta o ekológii väčšiny fosilizácie schopných foriem. A najhoršie na tom je, že na štúdiu ekológie takýchto recentných organizmov nemá okrem geológa alebo paleontológa prakticky nikto iný záujem, oni sú totiž najväčšími, ak nie jedinými „konzumentmi“ týchto znalostí. Na takéto štúdiá u nás vo väčšine prípadov doteraz nebolo ani času, ani možnosti. Dôsledok toho je, že dnes, keď máme začať vyhotovovať detailné paleogeografické mapy jednotlivých sedimentačných priestorov Západných Karpát, stojíme pred faktom, že pre neznalosť ekológie nie sme schopní z bohatého paleontologického materiálu vyťažiť také výsledky, aké nutne potrebujeme, aby paleogeografické podklady boli spoľahlivé a na úrovni našich stratigrafických znalostí. Existujúci paleontologický materiál je teda v tomto smere nevyužitý, lebo nemáme dostatočné znalosti ekologické. Chýba nám *potrebný predstih paleontológie, v tomto prípade ekológie pred geológiou*.

Nebudem tu skúmať, kto zavinil tento stav; či k tomu došlo z podobných príčin, aké viedli v minulých rokoch aj k tzv. zaostávaniu základného výskumu, keď stratil potrebný predstih pred prieskumom, alebo či boli na vine paleontológovia. Myslím, že geológovia, ktorí využívajú výsledky paleontológie, mali byť predvídavejší a mali upozorniť na to, že sa už nebude môcť dlho žiť z „obsahu starých vrec“. Dnes je nám jasné, že v súvislosti so spresňovaním biostratigrafie a so skúmaním biofácií prvoradcu úlohou v paleontológii je prehlbovať *biologický výskum*, získať potrebný predstih, potrebné znalosti k exaktnejšiemu určovaniu fylogene-

tického štádia a ekológie foriem; venovať viac pozornosti paleontologickým problémom, týkajúcim sa predovšetkým fylogenézy a ekológie. I v tomto smere je však treba starostlivo vybrať to najpotrebnejšie z hľadiska možnosti využívania a aplikácie pri daných úlohách stratigrafického a faciálneho výskumu. Inými slovami musíme *uprednostňovať* „biologický“ smer (teda základný paleontologický výskum), aby sa vytvorila vôbec možnosť ďalšieho *geologického* spracovania získaného materiálu; aby sa vôbec mohli uplatňovať a aplikovať poznatky paleontológie v geológii. Pritom však zdôrazňujeme, že náplň tohto „biologického“ smeru má byť určená z hľadiska potrieb geológie, a nie nejak samoúčelne.

Ján Seneš,
Geologické laboratórium SAV,
Bratislava

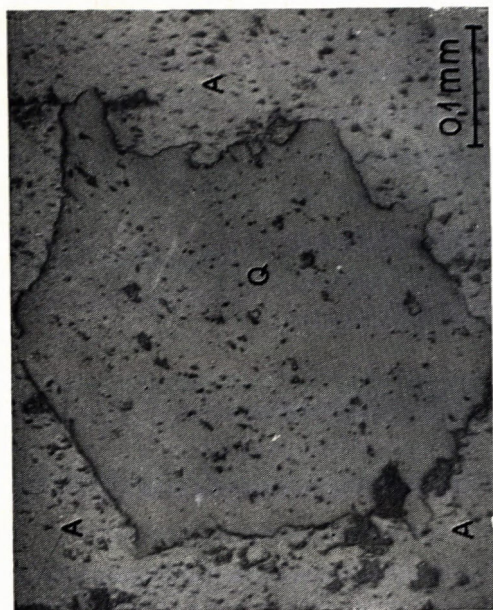
GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 34

Vydal Ústredný ústav geologický, redakcia Bratislava vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie
vied v Bratislave roku 1965

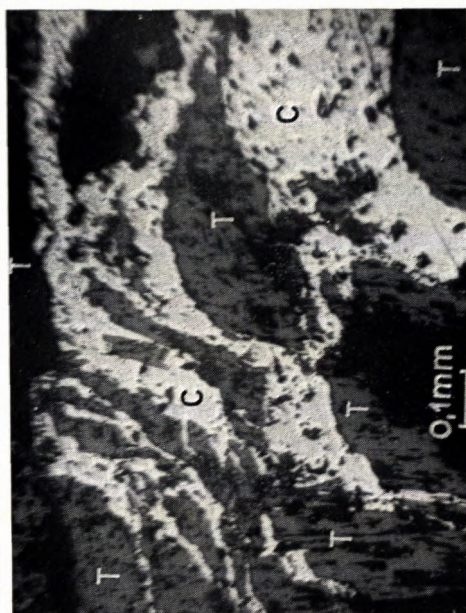
Vedecký redaktor: Pg. Ondrej Samuel, C. Sc.

301/03. — 52137/63 — Vo. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave, písmom
garmond Kolektív. AH 18,26, VH 18.72. — K-07*51040

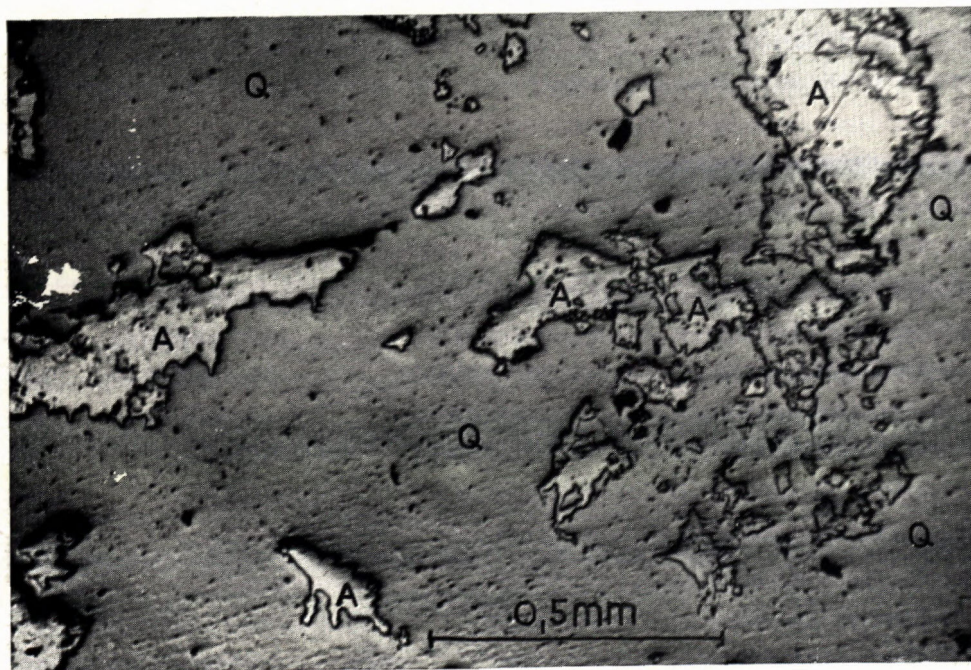
Cena brož. Kčs 22.—



Obr. 1



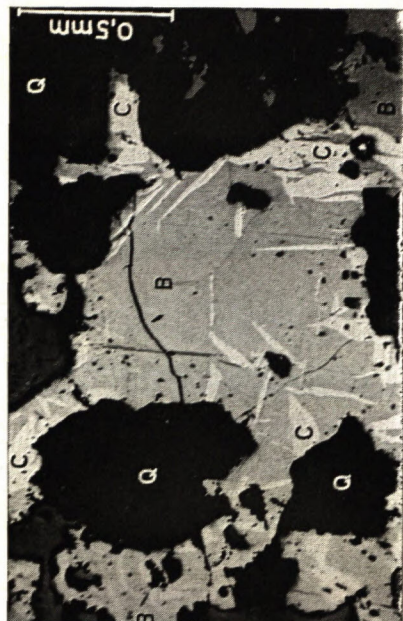
Obr. 2



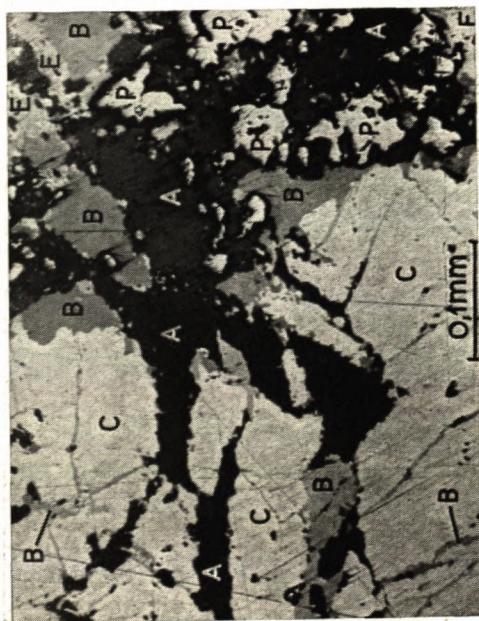
Obr. 3



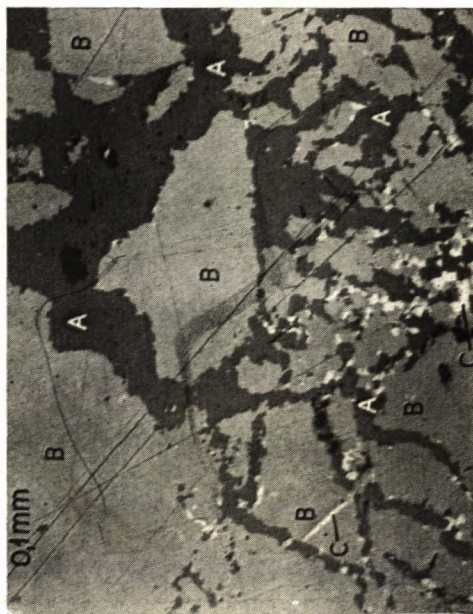
Obr. 1



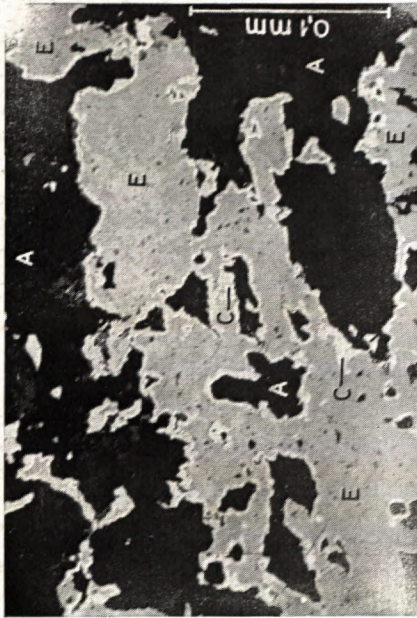
Obr. 2



Obr. 3



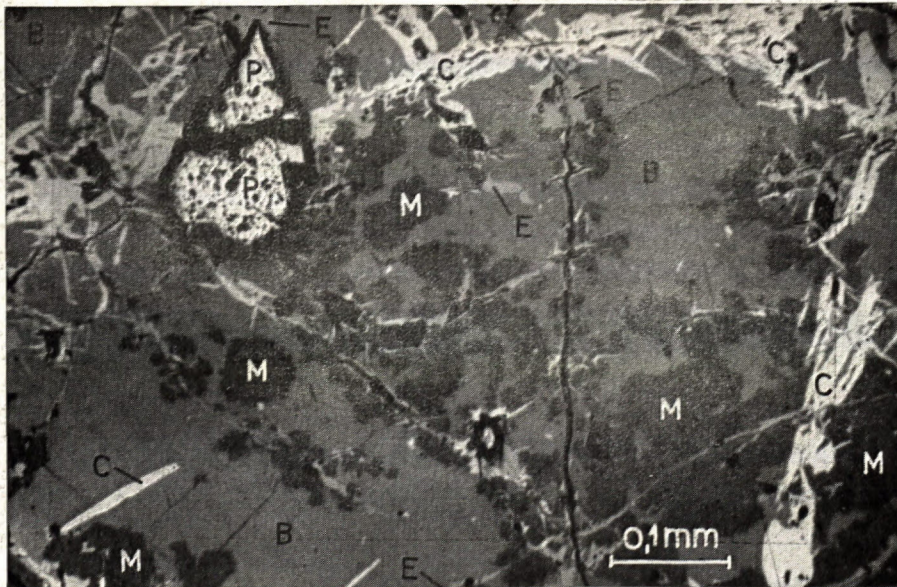
Obr. 4



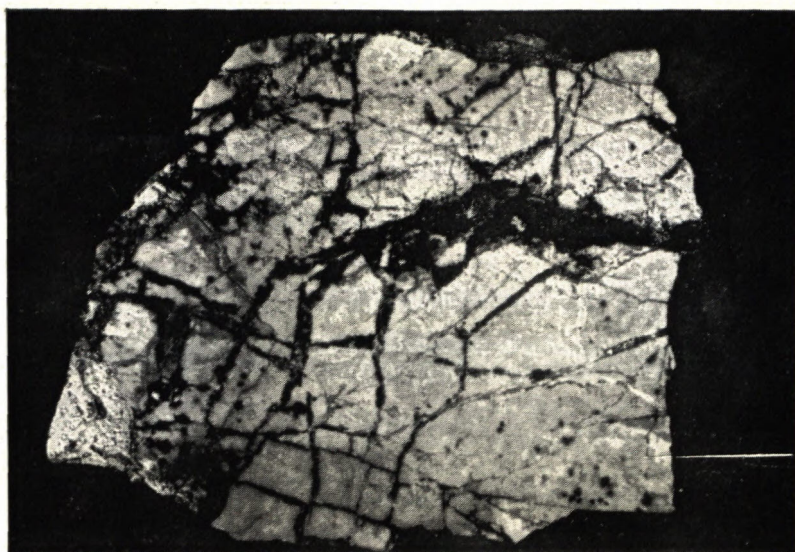
Obr. 1



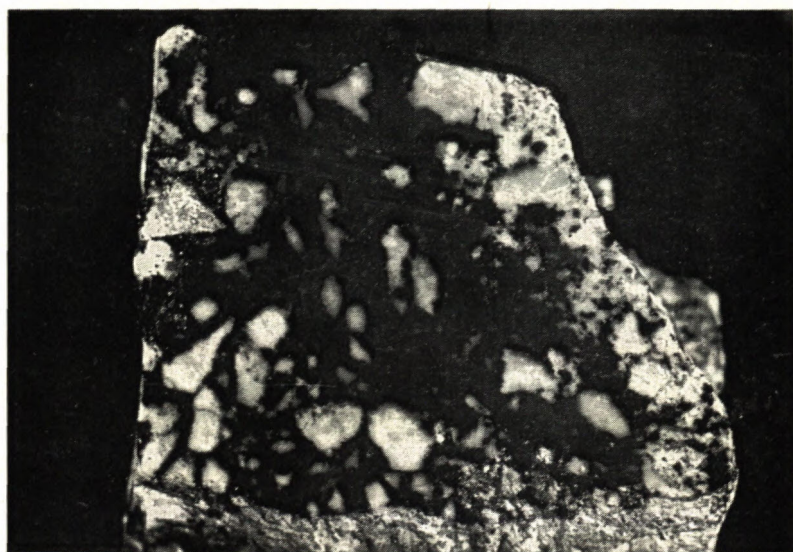
Obr. 2



Obr. 3



O b r. 1. Puklinky v tektonicky porušenom vápenci sú mechanicky zaplnené hlavne minerálmi druhej subperiódy (čierne žilky — sulfidy).



O b r. 2. Brekciovitá textúra; úlomky vápenca tmelené hlavne sulfidmi druhej subperiódy (čierne). Úlomky vápenca sú od okraja dosť intenzívne nahrádzané sulfidmi.



Obr. 1



Obr. 2



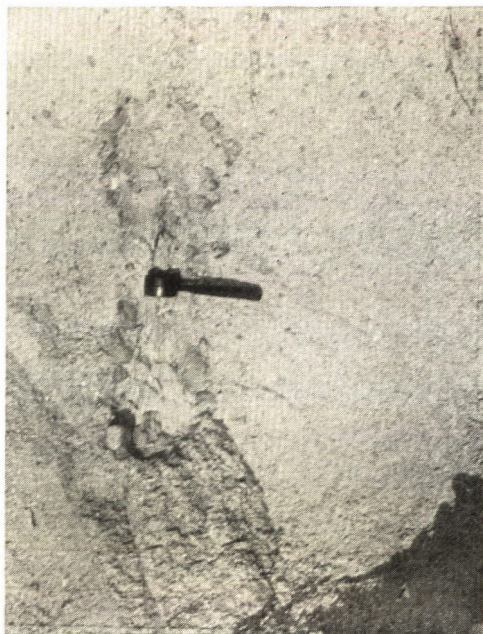
Obr. 3



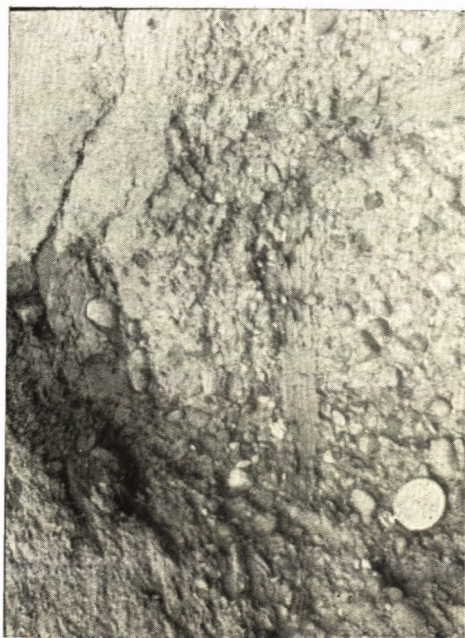
Obr. 4



Obr. 1



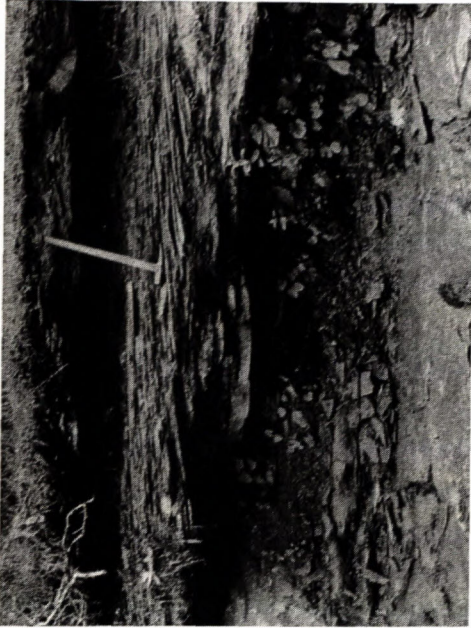
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



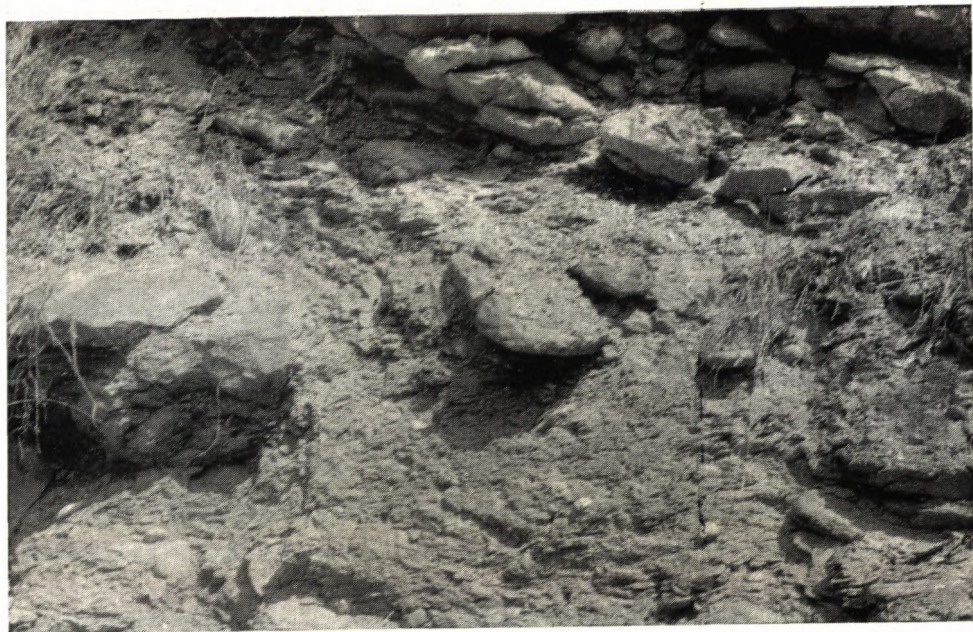
Obr. 2



Obr. 3



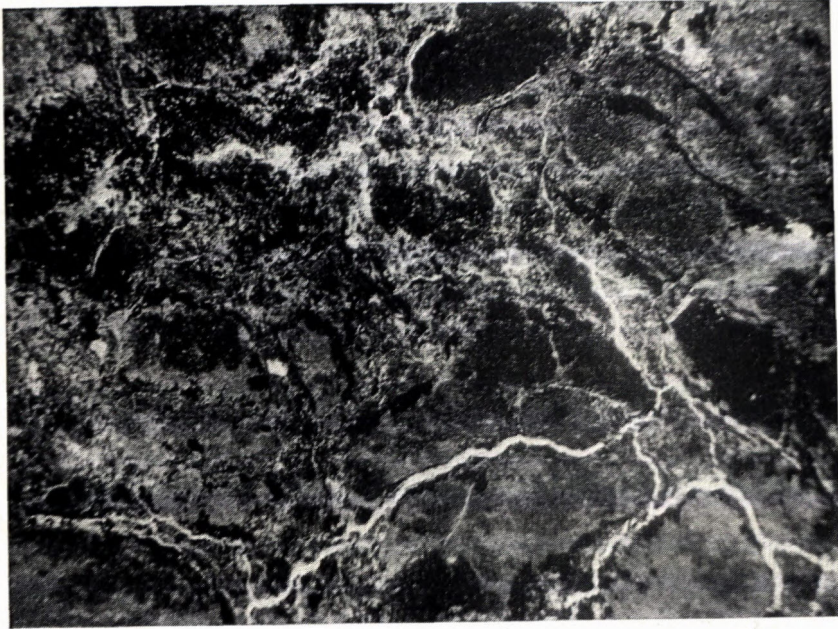
Obr. 4



Obr. 1



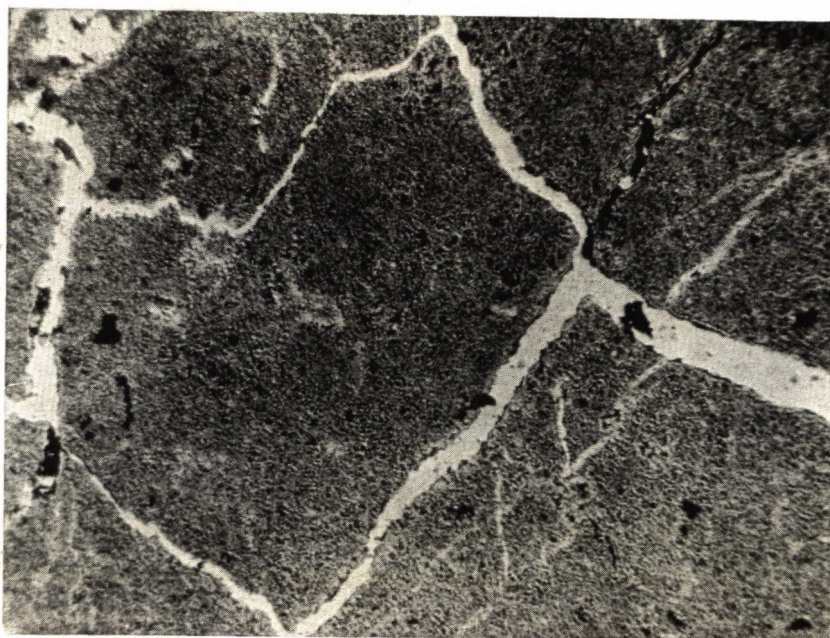
Obr. 2



Obr. 1. Slabo zachovaná úlomkovitá štruktúra nontronitu na puklinách v andezite; nikoly =, zväčš. 15×.



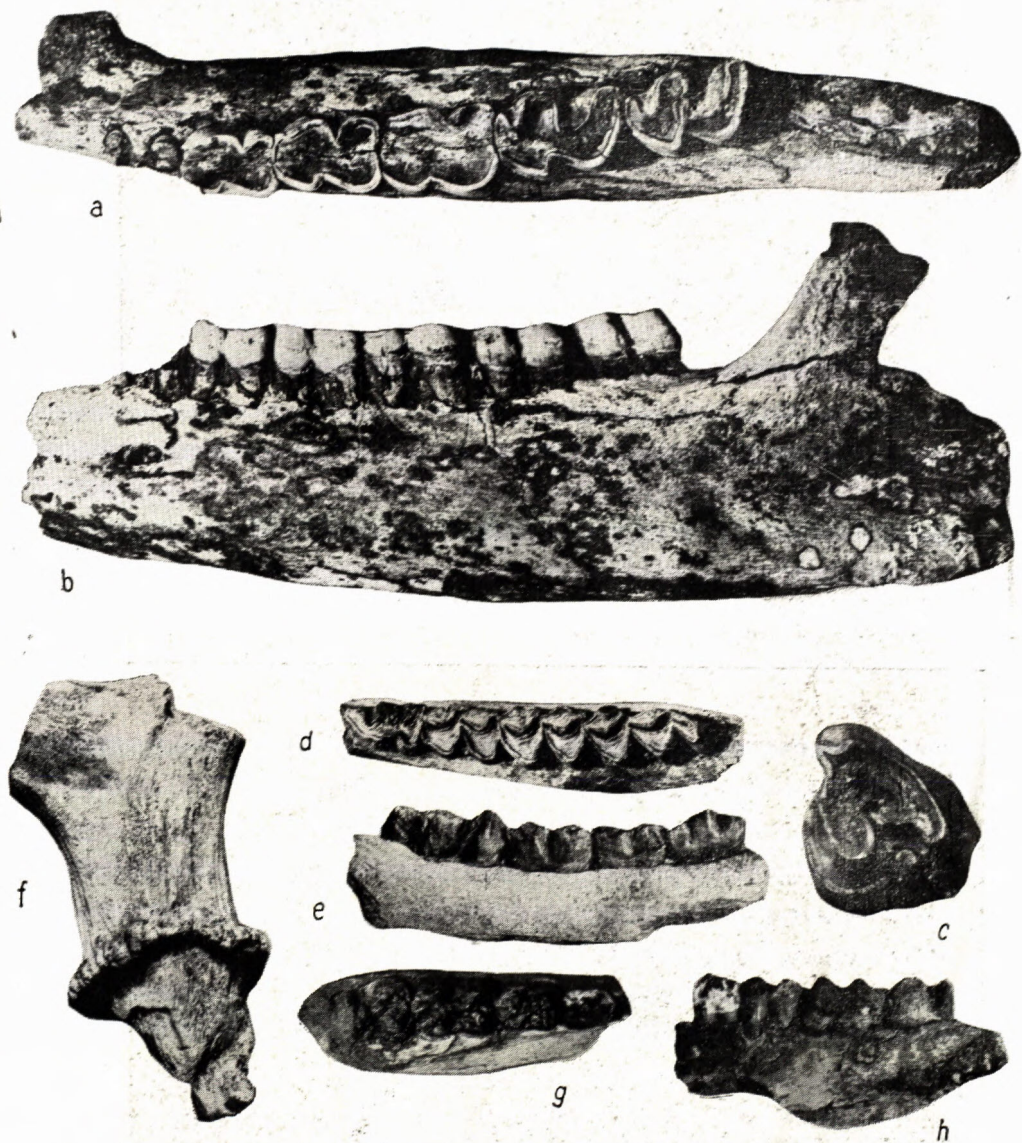
Obr. 2. Paralelné pukliny S-tvaru vzniklé pri vysychaní a kryštalizácii nontronitu z geľovitej hmoty po vylúčeníach v pyroklastickom materiáli; nikoly =, zväčš. 26×.



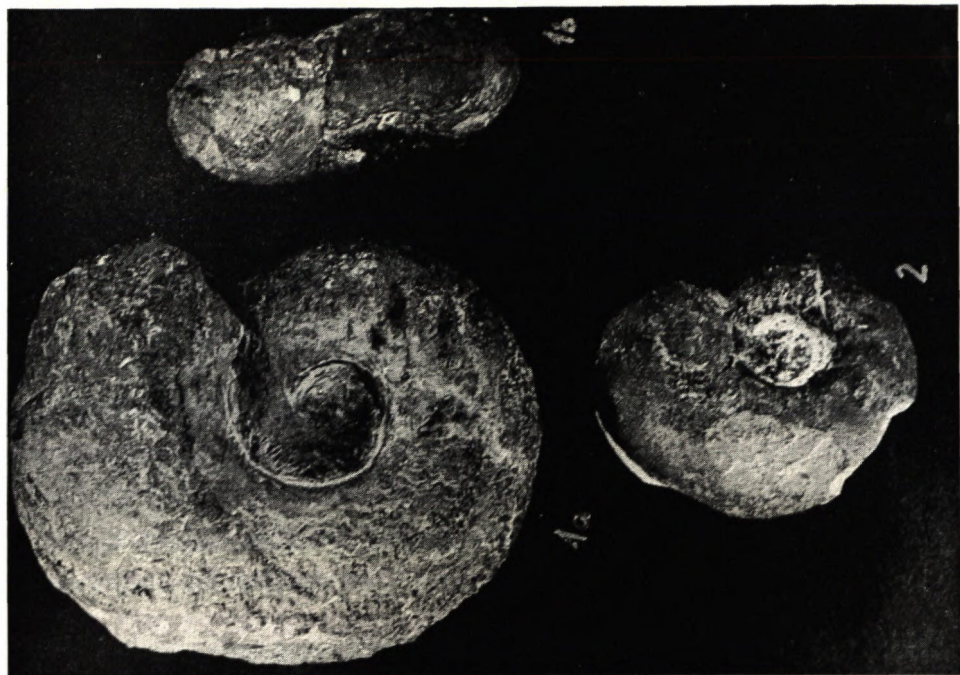
Obr. 1. Pukliny v nontronite, nervovitého priebehu, vzniklé při vysýchání gelu a kryštalizácii nontronitu na puklinách v andezite.



Obr. 2. Nervovite sa rozvetvujúce pukliny v nontronite s úzkou zónou chalcedónou; nikoly =, zväčš. 32×.



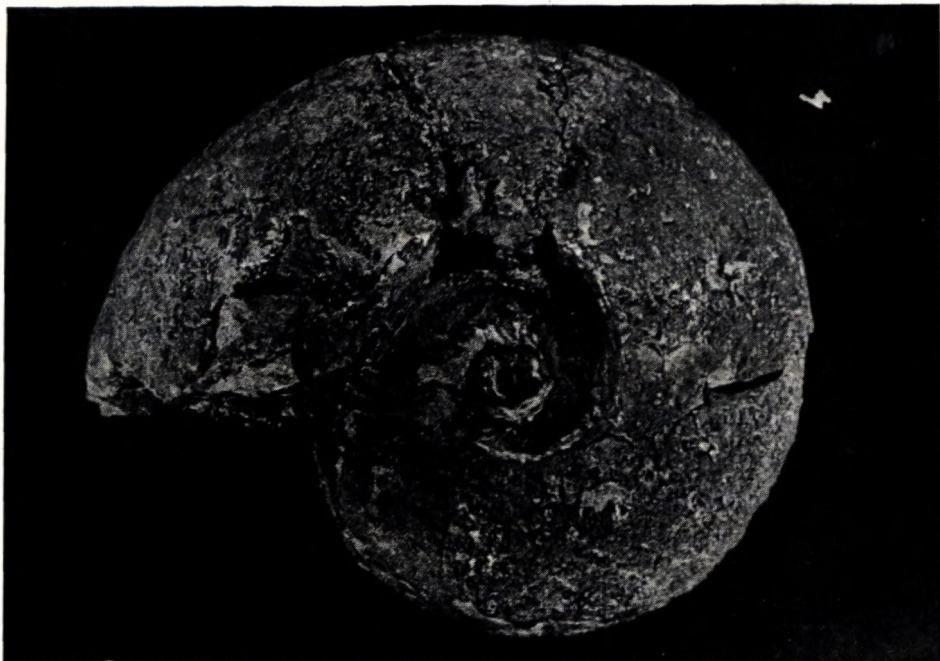
Fosilne zvyšky vertebrát z lokality Strekov: a—c) *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach; d—f) *Alces* Linnaeus; g—h) *Sus scrofa* Linnaeus.



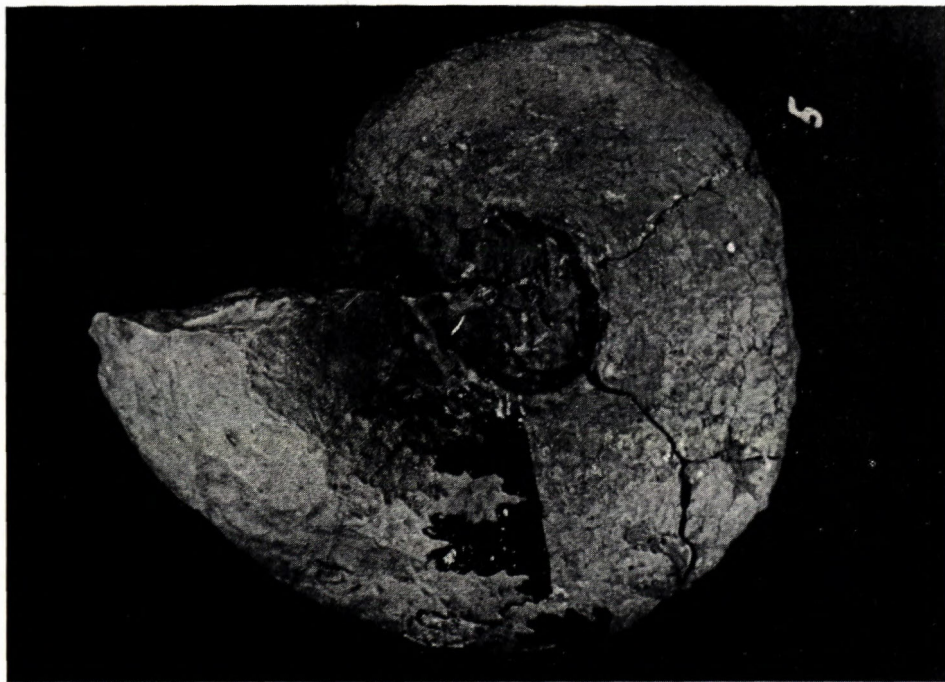
Obr. 1. *Aspidoceras acanthicum* Oppel (1a, b); *A. longispinum* Sow. (2); Streženice.



Obr. 2. *Aspidoceras haynaldi* Herbich (3); Streženice.



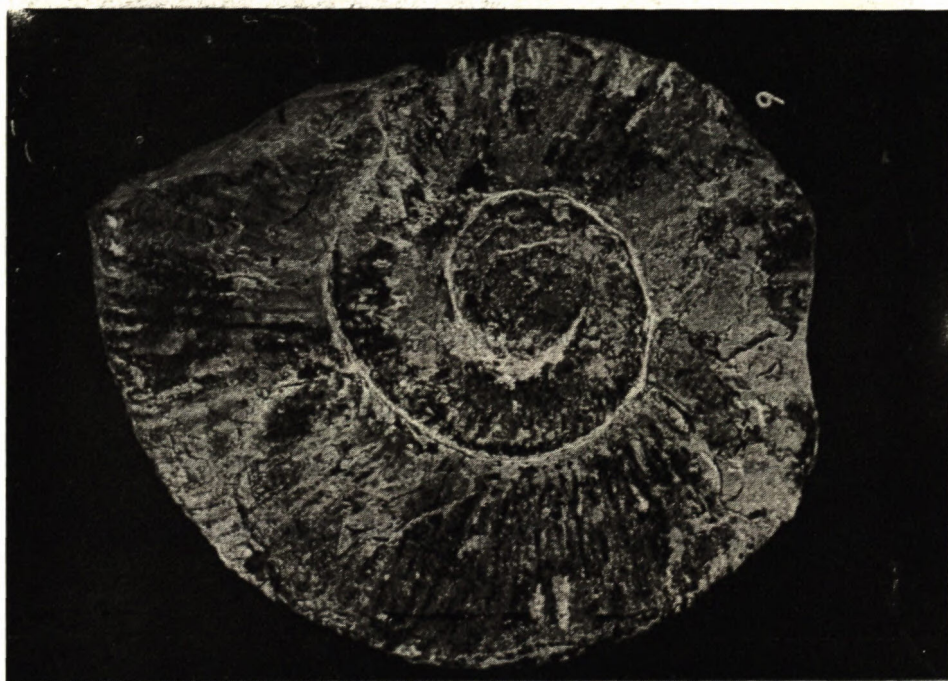
Obr. 1. *Aspiloceras* aff. *bispinosum* Quenstadt — Streženice.



Obr. 2. *Physodoceras* aff. *altenense* Orb. (5) — Streženice.



Obr. 1. *Lithacoceras* cf. *ulmensis* (Oppel) (6); *Lytoceras polycyclum* Neumayr (7); *Calliphylloceras bananense* (Cattullo) (8). Všetko Streženice.



Obr. 2. *Paraberriasella* sp. (9) — Bohunice.



1



9



3



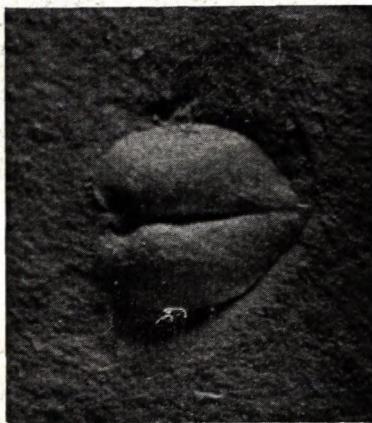
5



6



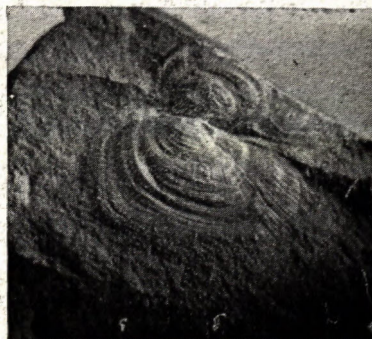
7



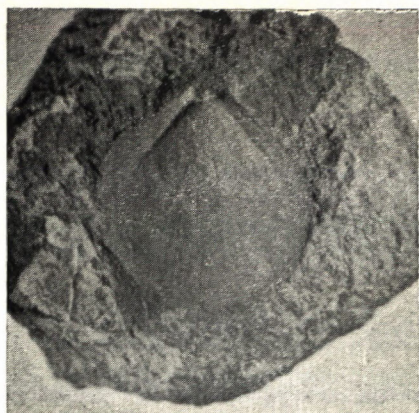
2



4



8



4



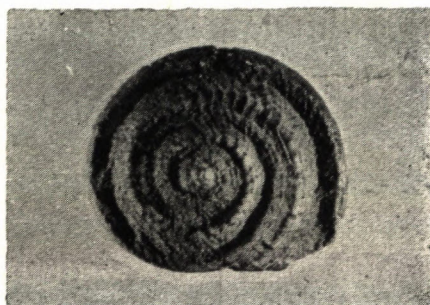
6



1



2



7a



7b



3



5